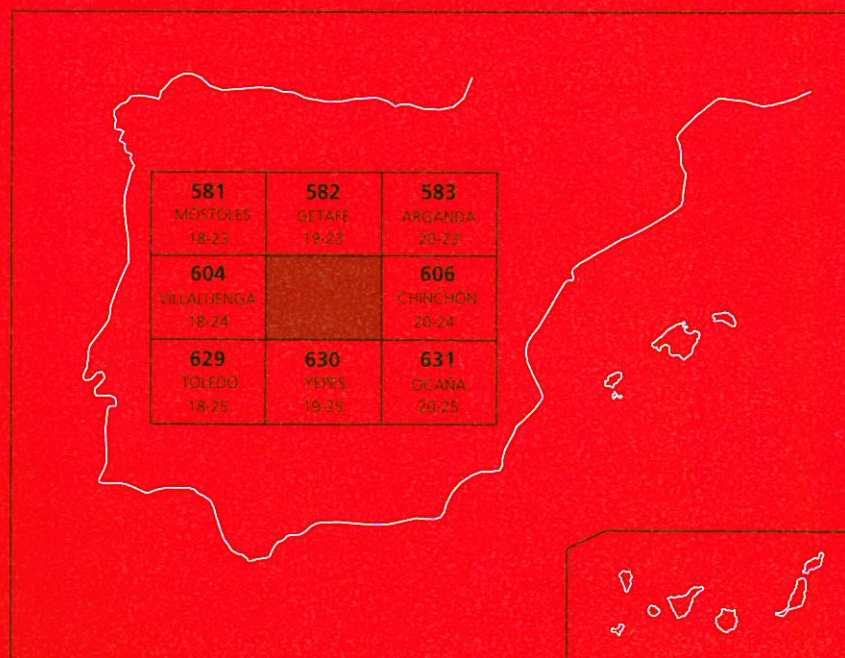




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



ARANJUEZ

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

ARANJUEZ

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

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 474-10-005-3
ISBN: 978-84-7840-827-6
Depósito legal: M-15289-2010

Fotocomposición: Cartografía Alcalá
Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

Las presentes Hoja y Memoria (Aranjuez 605) han sido realizadas por el Instituto Geológico y Minero de España de 1999 a 2001 bajo normas y dirección del propio Instituto.

Han intervenido:

Autores

- F. J. Rubio Pascual (IGME). Cartografía Geológica: Hercínico y Cuaternario. Cartografía Geomorfológica. Memoria: petrología ígnea y metamórfica, tectónica hercínica y alpina, geología del Cuaternario.
- R. Mediavilla López (IGME). Cartografía Geológica: Terciario. Memoria: estratigrafía y sedimentología del Terciario. Columnas estratigráficas.
- J.M. Portero García (CGS). Cartografía Geológica: Terciario.
- M. E. Sanz Montero (U.C.M). Memoria: estratigrafía y sedimentología del Terciario. Columnas estratigráficas.
- J. P. Rodríguez Aranda (U.C.M.). Memoria: estratigrafía y sedimentología del Terciario. Columnas estratigráficas.
- L. A. Galán de Frutos (IGME). Memoria: hidrogeología.
- V. Vivar (IGME). Memoria: recursos minerales.
- J. M. Baltuille Martín (IGME). Memoria: recursos minerales.

Colaboradores

- J. P. Calvo Sorando (U.C.M.). Sedimentología y estratigrafía
- A. Pérez González (U.C.M). Geología del Cuaternario

Dirección y supervisión

- Á. García Cortés (IGME)
- Á. Martín-Serrano García (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
- Informes y fichas petrográficas, paleontológicas y sedimentológicas de dichas muestras
- Columnas estratigráficas de detalle
- Álbum de fotografías
- Informe sedimentológico
- Puntos de Interés Geológico

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
2. ESTRATIGRAFÍA	11
2.1. Terciario.....	11
2.1.1. MIOCENO. UNIDAD INFERIOR	13
2.1.1.1. Conglomerados, arenas y limos con costras carbonatadas (1)	13
2.1.1.2. Lutitas con niveles de arenas (2)	14
2.1.1.3. Lutitas rojas y verdes con nódulos de yeso (3).....	15
2.1.1.4. Yesos secundarios y lutitas verdes (4)	16
2.1.2. MIOCENO. UNIDAD INTERMEDIA.....	17
2.1.2.1. Yesos primarios y carbonatos con lutitas (5)	19
2.1.2.2. Arenas micáceas, limos y calizas (6).....	20
2.1.2.3. Microconglomerados, arenas y limos arcósicos (7)	22
2.1.2.4. Lutitas y calizas con sílex (8)	22
2.1.2.5. Calizas secundarias (9)	24
2.1.3. MIOCENO. UNIDAD SUPERIOR	24
2.1.3.1. Unidad de arcillas rojas con calcretas (10).....	25
2.1.3.2. Unidad de Calizas (11)	25
2.2. CUATERNARIO	26
2.2.1. Arenas limosas rojizas (fondo del valle sinclinal colgado de Los Gózquez-Valle de las Cuevas), Plioceno-Pleistoceno inferior (12).....	26
2.2.2. Arenas rojizas y conglomerados (terrazas altas del Jarama y Tajo), Pleistoceno inferior a Plioceno (?) (13)	27
2.2.3. Limos rosados (glacis), Pleistoceno inferior (14).....	28
2.2.4. Arenas arcósicas y limos arenosos (terrazas medias del Manzanares), Pleistoceno inferior a medio (15).....	29
2.2.5. Limos rosados y cantos (glacis), Pleistoceno inferior a medio (16).....	31
2.2.6. Conglomerados, arenas y limos (terrazas medias del Jarama, Tajuña y Tajo) Pleistoceno medio (17).....	31
2.2.7. Limos rosados, arenas y gravas (fondo de valle colgado), Pleistoceno medio a superior (18).....	33

2.2.8. Limos arenosos rojizos (glacis), Pleistoceno superior (19) y (21)	33
2.2.9. Limos pardos, arenas y gravas (terrazas bajas), Pleistoceno superior-medio (?) (20)	33
2.2.10. Limos rosados con cantos (abanicos aluviales), Pleistoceno medio y Pleistoceno superior a Holoceno (22)	34
2.2.11. Limos pardos, arenas y gravas (fondo de valle), Pleistoceno superior a Holoceno (23)	35
2.2.12. Limos negros y sales (navas), Pleistoceno superior a Holoceno (24) y (29)	35
2.2.13. Limos, arenas y cantos (coluviones), Pleistoceno superior a Holoceno (25)	35
2.2.14. Arenas y gravas (barras fluviales y barras de meandro), Holoceno (30), Pleistoceno superior a Holoceno (26)	36
2.2.15. Limos pardos (llanura de inundación), Holoceno (27)	36
2.2.16. Limos negros (meandros abandonados), Holoceno (28)	36
3. TECTÓNICA	37
3.1. TECTÓNICA ALPINA	37
3.2. DEFORMACIONES CUATERNARIAS	37
4. GEOMORFOLOGÍA	41
4.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA	41
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	41
4.2.1. Estudio morfoestructural	41
4.2.1.1. Depresión Tajo-Jarama	42
4.2.1.2. Bloque de Espartinas	42
4.2.1.3. Depresión Prados-Guatén	43
4.2.2. Estudio del modelado	43
4.2.2.1. Formas estructurales	43
4.2.2.2. Formas de ladera	43
4.2.2.3. Formas fluviales	44
4.2.2.4. Formas poligénicas	45
4.2.2.5. Formas endorreicas	45
4.2.2.6. Formas kársticas	46
4.2.2.7. Formas antrópicas	46
4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES	46
4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA	47
4.5. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	48
5. HISTORIA GEOLÓGICA	49

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	52
6.1. RECURSOS MINERALES. ROCAS INDUSTRIALES	52
6.2. HIDROGEOLOGÍA	57
6.2.1. Climatología	57
6.2.2. Hidrología superficial	58
6.2.3. Características Hidrogeológicas	59
6.2.3.1. Acuíferos ligados a formaciones superficiales y depósitos cuaternarios.....	60
6.2.3.2. Formaciones impermeables o con acuíferos de interés local.....	62
7. BIBLIOGRAFÍA	69

1. INTRODUCCIÓN

Dentro de La Hoja de Aranjuez se ubican las zonas de confluencia de los ríos Jarama y Tajuña, en el NE, y del Jarama con el río Tajo, en el SO. El territorio dispuesto en la zona oriental de la Hoja y que aparece vertebrado por estos tres ríos se conoce como la comarca de Las Vegas y limita al Oeste con la comarca de La Sagra, que es el territorio comprendido entre los ríos Tajo y Manzanares. El extremo inferior derecho de la Hoja se localiza geográficamente en la altiplanicie conocida como Mesa de Ocaña. Las poblaciones más destacadas que se ubican en la Hoja pertenecen a las provincias de Madrid, Aranjuez y Ciempozuelos, y de Toledo, Illescas, Seseña, y Esquivias. Las vías de acceso más importantes a la zona son las carreteras A-4 y R-4.

La Hoja se ubica geológicamente en el sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid, que, junto a la Depresión Intermedia y la zona de Campo de Arañuelo, integran la Cuenca Alta del Río Tajo. La Cuenca de Madrid es una depresión intraplaca generada por la deformación alpina (VEGAS y BANDA, 1982) y está constituida por sedimentos continentales de edad terciaria cuyo espesor oscila entre 800 y 3000 m. En la Hoja afloran fundamentalmente materiales del Mioceno. Considerando observaciones que se remontan a principios del siglo XX (MALLADA, 1907), el relleno mioceno de la Cuenca ha sido dividido en tres unidades tectosedimentarias o litoestratigráficas mayores: Unidad Inferior, Unidad Intermedia y Unidad Superior del Mioceno (ALBERDI *et al.*, 1983; JUNCO y CALVO, 1983). Las Unidades Inferior e Intermedia se distribuyen según el esquema clásico de cuenca continental endorreica. Así, se diferencian en la zona unas 'facies de borde' formadas por detríticos, derivados de la erosión de los Montes de Toledo, al S de la Hoja, o bien, del Sistema Central, al NO de la Hoja. Las facies de borde enlazan a través de unas 'facies intermedias' hacia el N con depósitos evaporíticos y carbonáticos sedimentados en lagos dispuestos en el centro de la cuenca (ALÍA-MEDINA *et al.*, 1973). Este esquema paleogeográfico se modifica durante el período de tiempo correspondiente a la Unidad Superior del Mioceno, con la implantación de un sistema fluvial (CAPOTE y CARRO, 1968) interrelacionado con ambientes lacustres en los que se depositaron las *calizas Pontienses* (TEMPLADO *et al.*, 1949), clásicamente conocidas como *Calizas del Páramo*. Finalmente, durante el Plioceno se establece un complejo sedimentario fluvial (KINDELAN y CANTOS, 1950; PÉREZ-GONZÁLEZ, 1982) que culmina con la formación de una unidad de paleosuelos carbonáticos (SANZ-MONTERO, 1996).

La geología del Cuaternario y la geomorfología de la región comprendida entre Madrid y Toledo han sido temas que han suscitado notable interés desde antiguo. Un primer grupo de autores, correspondientes a finales del s. XIX y principios del s. XX, se inicia con PRADO (1864), DANTIN-CERECEDA (1912), ROYO-GÓMEZ (1917), DANTIN-CERECEDA (1922), ROMÁN (1922), HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1924), HERNÁNDEZ-PACHECO E. y F. (1924), PÉREZ DE BARRADAS (1924), ARANEGUI (1927), HERNÁNDEZ-PACHECO E. (1928 y 1932), SCHWENZNER (1936). En esta época predominan los trabajos de corte fisiográfico y descriptivo, aunque comienzan a definirse problemas específicos, como son la edad y naturaleza de las superficies elevadas, los procesos de encajamiento fluvial y la edad de las terrazas del sistema Manzanares-Jarama-Tajo, y se realizan las primeras descripciones sedimentológicas de los materiales cuaternarios y los primeros estudios paleontológicos. Tras el paréntesis de la Guerra Civil, los trabajos continúan en el punto en que se habían interrumpido, e.g. ALÍA-MEDINA (1945), pero a partir de los años 50 experimentan un gran impulso, apoyados por nuevos hallazgos paleontológicos y arqueológicos, prestando una

mayor atención a la influencia tectónica y a las evidencias paleoclimáticas, así VILORIA (1951), ORIOL (1957), ALÍA-MEDINA (1960), BENAYAS y RIBA (1961), MARTÍN-AGUADO (1963a, 1963b), AGUIRRE (1964, 1968), VAUDOUR (1969), PÉREZ-GONZÁLEZ (1971), PÉREZ-MATEOS y VAUDOUR (1972), ALÍA-MEDINA *et al.* (1973), ASENSIO-AMOR y GONZÁLEZ-MARTÍN (1974), GLADFELTER (1975), LÓPEZ-VERA y PEDRAZA-GILSANZ (1976), ALEIXANDRE *et al.* (1977), ALFÉREZ, (1977, 1978 y 1979), VAUDOUR (1979), PÉREZ-GONZÁLEZ (1980). A partir de los años 60, la realización de los planes de cartografía geológica sistemática a escala 1:50.000 ha supuesto un notable avance en el conocimiento de la estratigrafía del Cuaternario y de la evolución geomorfológica del área; cabiendo destacar CARRO y CAPOTE (1968), VEGAS *et al.* (1975) y GOY *et al.* (1989). En los últimos años 80 y los 90, el número de trabajos ha sido más reducido, centrándose en aspectos sedimentológicos, geomorfológicos, neotectónicos y edafológicos de los depósitos fluviales, aunque han continuado produciéndose aportaciones de nuevos hallazgos paleontológicos, como MAZO (1995).

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. TERCIARIO

La Hoja de Aranjuez se enclava en el sector central de la Cuenca de Madrid (Fig. 2.1) que está constituida por materiales continentales del Terciario. En el registro sedimentario del Terciario que aflora en la Hoja se reconocen tres unidades litoestratigráficas miocenas que en su práctica totalidad yacen horizontales (Fig. 2.2). Las unidades miocenas se corresponden con las tres unidades litoestratigráficas mayores definidas para el relleno Mioceno de la Cuenca de Madrid (JUNCO y CALVO, 1983; CALVO *et al.*, 1989; ALONSO-ZARZA *et al.*, 2004) denominadas Unidad Inferior, Unidad Intermedia y Unidad Superior. Las unidades miocenas son equivalentes a los tres conjuntos de facies centrales definidos en el área por ALÍA *et al.* (1973), a los que denominaron, de abajo a arriba, "Serie Gris", "Serie Blanca" y "Calizas del Páramo".

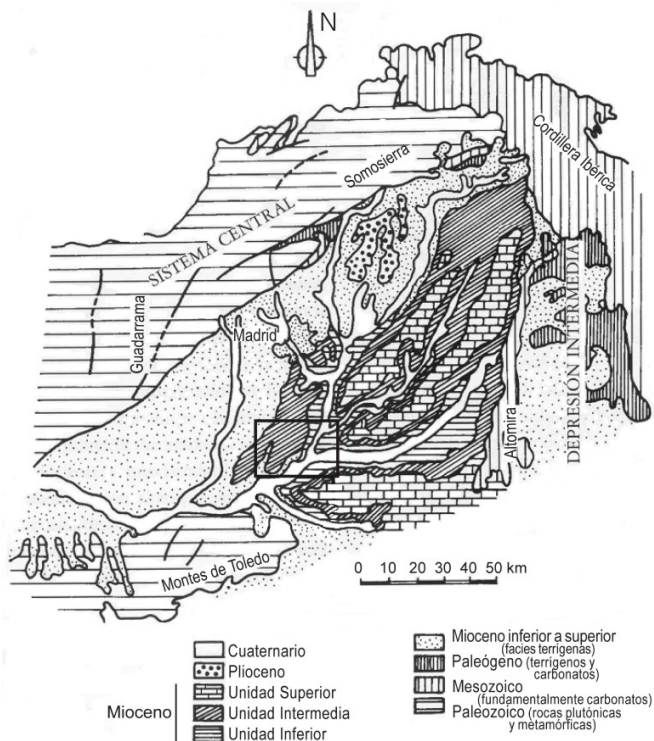


Fig. 2.1.- Esquema geológico de la Cuenca de Madrid donde se localiza la Hoja Geológica de Aranjuez (modificado de CALVO *et al.*, 1989).

Las discontinuidades estratigráficas entre las unidades miocenas aparecen marcadas por superficies con un marcado desarrollo de rasgos de exposición subaérea (paleokarsts) y/o

por entradas progradantes hacia el interior de la cuenca de sistemas deposicionales detríticos, cuya instalación rompe la tendencia evolutiva de las sucesiones sedimentarias sobre las que se disponen (CALVO *et al.*, 1989; SANZ-MONTERO *et al.*, 2003). Los materiales correspondientes a las Unidades Inferior e Intermedia se distribuyen según el esquema sedimentario clásico de cuenca continental endorreica (Fig. 2.3). Así, se diferencian unas facies de borde formadas por terrígenos derivados de la erosión de los márgenes, representados en la zona por las estribaciones de los Montes de Toledo en el Sur y por el Sistema Central en el Noroeste, que, a través de unas facies de tránsito constituidas por sedimentos detríticos finos y de precipitación química, enlazan con depósitos lacustres evaporíticos y carbonáticos.

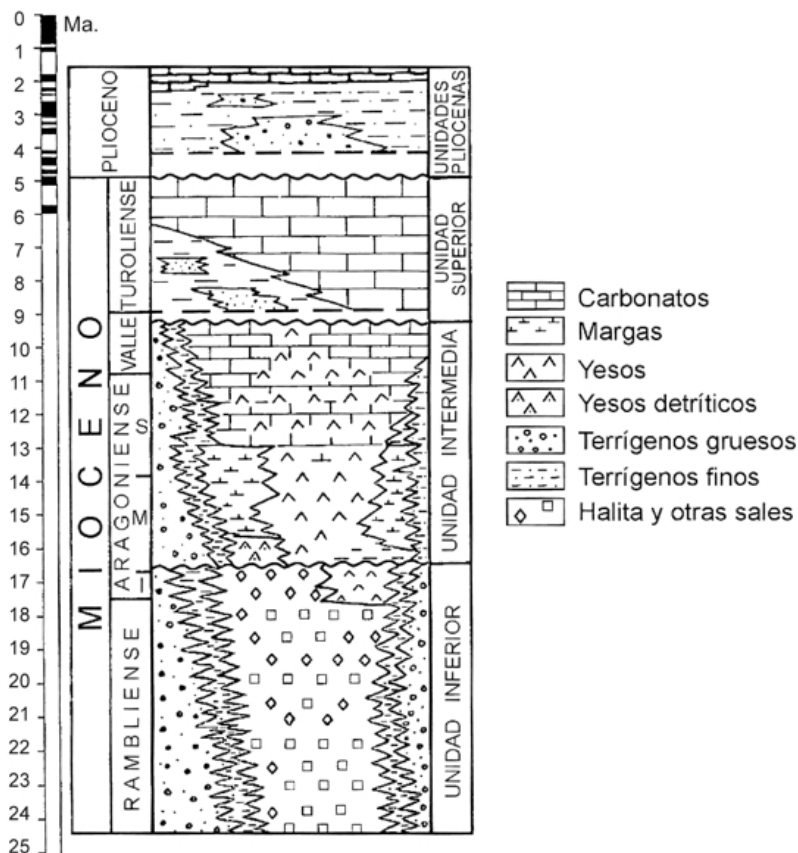


Fig. 2.2.- Columna litoestratigráfica general para la Cuenca de Madrid (modificado de CALVO *et al.*, 1989).

Este esquema paleogeográfico se modifica durante el intervalo de tiempo correspondiente al depósito de la Unidad Superior, con la presencia de una red fluvial detrítica, todo lo cual

está relacionado con el cambio progresivo hacia condiciones exorreicas en la cuenca (CAPOTE y CARRO, 1968).

2.1.1. MIOCENO. UNIDAD INFERIOR

Esta unidad tiene una edad que abarca desde el Ramblense hasta el Aragoniense medio (Mioceno inferior-base del Mioceno medio) (CALVO *et al.*, 1996; ALONSO-ZARZA *et al.*, 2004) y en las zonas centrales de la Cuenca de Madrid posee espesores del orden de 750 m (CALVO *et al.*, 1989; RODRÍGUEZ-ARANDA, 1995). En el entorno de la Hoja afloran fundamentalmente los términos intermedios y altos de la unidad. El espesor aflorante es máximo en los valles del Tajo y Jarama con unos 100 m.

Se han distinguido cuatro unidades litoestratigráficas que se relacionan mediante cambios laterales de facies: *Conglomerados, arenas y limos con costras carbonatadas (1)*, *Lutitas con niveles de arenas (2)*, *Lutitas rojas y verdes con nódulos de yeso (3)* y *Yesos secundarios y lutitas verdes (4)*. Los cambios laterales muestran una polaridad muy clara, así, tanto hacia el SO como hacia la base de la Unidad Inferior del Mioceno, los sedimentos detríticos presentan un mayor desarrollo. Por el contrario, al NE y hacia el techo se observa una proporción más importante de depósitos yesíferos. Esta distribución se explica mediante el modelo de sedimentación (Fig. 2.3), donde los Montes de Toledo, situados fuera de la Hoja, al SO, actuaban como borde de Cuenca.

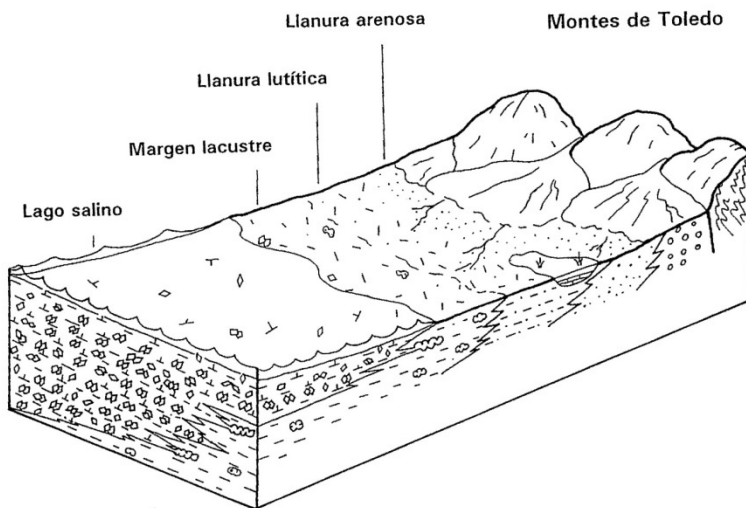


Fig. 2.3.- Modelo sedimentario para la Unidad Inferior del Mioceno en la zona Sur de la Cuenca de Madrid de acuerdo con SANZ-MONTERO (1996).

2.1.1.1. Conglomerados, arenas y limos con costras carbonatadas (1)

La unidad se encuentra escasamente representada en el ángulo SO de la Hoja con apenas 10 m de potencia, fundamentalmente bajo la cota de 500 m en el valle del arroyo Guatén. Hacia el NE y hacia techo grada a la unidad de *Lutitas con niveles de arenas (2)*.

La facies más representativa está constituida por niveles de areniscas o arenas, entre las que localmente se distinguen hiladas de cantos. Las arenas muestran colores ocres y se componen fundamentalmente de granos de cuarzo y feldespato con matriz illítica, de modo que se clasifican como arcosas y subarcosas. Se disponen en niveles de orden métrico, aparentemente sin estructura interna, cuya base y techo son normalmente planos a escala de afloramiento.

Las facies lutíticas tienen carácter limoso, color preferentemente pardo rojizo y se estructuran en niveles decimétricos a métricos, con gran continuidad lateral para los espesores mayores. Su composición es illítica con cantidades subordinadas de clorita, cuarzo y carbonatos. Con cierta frecuencia poseen bioturbación por raíces y grietas de retracción. Tanto los sedimentos lutíticos como los arenosos comúnmente incluyen niveles centimétricos y nódulos de carbonatos edáficos, es decir, costras carbonatadas. Localmente, los limos muestran estructuras de corriente.

Desde un punto de vista sedimentológico, la unidad representa las facies medias y distales de los abanicos aluviales que tenían su ápice en los Montes de Toledo. Los procesos fundamentales de depósito fueron *mantos de arroyada* no canalizados y localmente decantación en charcas dentro de subambientes de *llanura arenosa* y *llanura lutítica seca* (Hardie *et al.*, 1978). Los carbonatos edáficos o costras reflejan el desarrollo de paleosuelos, que típicamente tiene lugar en ambientes con sedimentación discontinua.

2.1.1.2. *Lutitas con niveles de arenas (2)*

Esta unidad se localiza en la mitad meridional de la Hoja, aflorando principalmente en ambos márgenes de los arroyos de Cansarinos y Guatén, así como en la ladera derecha del valle del Tajo. Posee unos 50 m de potencia máxima en la zona SO de la Hoja que se reduce paulatinamente porque cambia de una manera gradual hacia el NE y hacia techo a la unidad de *Lutitas rojas y verdes con nódulos de yeso (3)*. Las facies son similares a las de la unidad de *Conglomerados, arenas y limos con costras carbonatadas (1)*, pero con predominio de sedimentos lutíticos arcillosos y limosos sobre los arenosos, que ven disminuido el espesor de sus niveles a pocos decímetros o centímetros.

La unidad muestra colores pardo-rojizos y presenta abundante bioturbación. Está constituida básicamente por filosilicatos (hasta el 90%) y, en menor proporción, por cuarzo, feldespatos y carbonatos. Esta composición arcillosa hace a estos depósitos muy adecuados para su uso en la industria cerámica. Por ello, la unidad es objeto de explotación en la comarca de La Sagra (en árabe, *campos cultivados*).

En los años ochenta en Pantoja, población situada en la comarca de La Sagra, se descubrieron agregados de cristales aciculares de aragonito asociados a los niveles arcillosos de esta unidad. Los agregados, que pueden alcanzar hasta los 2 cm, precipitaron en el interior de cavidades desarrolladas en las arcillas por descomposición de materia orgánica (GARCÍA y GUERRERO, 1992).

El ambiente de sedimentación de esta unidad se corresponde con una llanura lutítica seca donde llegaban flujos distales de baja energía procedentes de abanicos aluviales y se producían encharcamientos episódicos.

2.1.1.3. Lutitas rojas y verdes con nódulos de yeso (3)

La presente unidad se observa en la mitad meridional de la Hoja con potencias medias comprendidas entre 20 y 40 m mostrando un cambio gradual de facies hacia el SO y hacia base a la unidad de *Lutitas con niveles de arenas rojas (2)* y hacia el NE y techo a la unidad de *Yesos secundarios y lutitas verdes (4)*. Los sedimentos más característicos son lutitas masivas rojas o verdes, de composición illítica con algo de caolinita y minerales interestratificados de la arcilla, estructuradas en bancos tabulares de orden métrico, que generalmente están bioturbadas por raíces. En algunos casos, la superficie de contacto entre los niveles lutíticos rojos y verdes es transicional e irregular. Además, se pueden encontrar facies de lutitas margosas finamente laminadas donde la fase carbonática es en muchos casos magnesita, distinguiéndose algunos niveles centimétricos tabulares de magnesita más pura de color blanco verdoso. Las lutitas margosas poseen colores verdes o grises, intercalan frecuentemente pasadas limosas con estructuras de corriente, incluyen restos carbonosos vegetales y suelen mostrar bioturbaciones cilíndricas sinuosas de diámetro milimétrico atribuibles a invertebrados. La potencia de los niveles varía desde pocos centímetros hasta 1,5 m.

Comúnmente, las facies lutíticas presentan nódulos de yeso de color blanco o caramelo con tamaños variables entre pocos centímetros hasta algunos decímetros. Los nódulos están aislados entre las arcillas y limos, o bien forman niveles arrosariados o enterolíticos. En estos últimos casos, los nódulos pueden reemplazar a facies evaporíticas laminadas, que localmente se observan como niveles decimétricos de yeso secundario. Dichos niveles pueden mostrar agregados fibrosoriales de yeso con desarrollo horizontal y diámetros centimétricos. Menos frecuentemente, se pueden ver agregados desplazantes de cristales lenticulares y de morfología rómbica de yeso secundario a modo de rosetas de orden centimétrico y decimétrico. Asociadas con las facies yesíferas, se localizan frecuentemente grietas rellenas de yeso fibroso (*satín spar veins*), horizontales, verticales y oblicuas a la estratificación.

La secuencia sedimentaria completa típica de esta unidad tiene de 2 a 10 m de potencia y está constituida de base a techo por los siguientes tramos: (1) lutitas rojas bioturbadas por raíces, (2) lutitas verdes con nódulos de yeso secundario y (3) niveles de yeso secundario con estructura arrosariada o enterolítica donde localmente se diferencian restos de facies evaporíticas laminadas reemplazadas. En las laderas y cortados de la carretera que va hacia Toledo a lo largo de la margen derecha de los valles del Jarama y Tajo se observan claramente series compuestas por la secuencia descrita, apreciándose una evolución vertical con adelgazamiento de los niveles lutíticos.

La interpretación sedimentaria de esta unidad se integra en un ambiente de llanura lutítica salina alimentado por flujos distales de abanicos aluviales, en el que se producían encharcamientos periódicos e inundaciones esporádicas lacustres. Las lutitas rojas con óxidos e hidróxidos férricos son típicas de condiciones de exposición subaérea, por el contrario, las lutitas verdes reflejan condiciones más reductoras que se corresponden con encharcamientos y episodios lacustres. También serían lacustres los niveles de yeso secundario laminado. Durante los periodos de *no sedimentación*, si los depósitos quedan expuestos, en ellos pueden precipitar nódulos de anhidrita intrasedimentarios, desplazantes en las lutitas o reemplazantes en los niveles evaporíticos laminados. Aunque actualmente la mineralogía de los nódulos y niveles evaporíticos es de yeso, las texturas alabastrinas, la existencia de abundantes grietas de yeso fibroso y la morfología de los nódulos revelan que

la mineralogía original fue anhidrita. Además, podría haber originalmente glauberita en los niveles laminados y en los agregados en rosetas. Por esta razón, se dice que el yeso es secundario.

2.1.1.4. Yesos secundarios y lutitas verdes (4)

Aparece prácticamente en toda la Hoja salvo en la zona suroccidental, dentro de los valles de los ríos Tajo, Tajuña y Jarama, así como del arroyo Guatén y sus tributarios cuando han profundizado lo suficiente. Posee una potencia máxima de unos 100 m al E de la Hoja, pero este espesor se reduce a unos 20-40 m hacia el O.

La unidad cambia lateralmente de facies al SO a las *Lutitas rojas y verdes con nódulos de yeso (3)* y su base es transicional también a dicha unidad. Sin embargo, su techo es muy neto y está representado por el contacto entre las Unidades Inferior e Intermedia del Mioceno. Este contacto se sitúa a una cota próxima a los 600 m, aunque se observa un ligero aumento de altura hacia el E (620 m) y un descenso hacia el O (560-580 m).

Los sedimentos más característicos se corresponden con yesos secundarios blancos o grises que proceden principalmente del reemplazamiento de glauberita ($\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$) y anhidrita y, posiblemente también, de thenardita (Na_2SO_4) y halita (ORDÓÑEZ *et al.*, 1991; SANZ-MONTERO, 1996). De este modo, se pueden reconocer a simple vista pseudomorfos lenticulares o rómbicos de glauberita de orden centimétrico, que forman agregados intrasedimentarios dentro de una matriz de lutitas y margas magnésicas verdes o grises, y que constituyen niveles desde pocos centímetros a 0,5 m de espesor. Además, se distinguen otro tipo de niveles generalmente laminados, de 5 a 15 cm de potencia y gran continuidad lateral, compuestos por una amalgama de pseudomorfos lenticulares o rómbicos de glauberita y/o pseudomorfos de anhidrita. Ambas facies, intrasedimentaria y laminada, muestran típicamente repliegues y ondulaciones, ligados tanto a deformaciones hidroplásticas sedimentarias como a procesos de transformación entre minerales. También son relativamente comunes los niveles de yesos nodulares y enterolíticos procedentes de la hidratación de una fase original de anhidrita, que, a su vez, puede reemplazar a las facies intrasedimentarias y laminadas descritas. Por otro lado, sobre todo hacia el N y el E de la Hoja, se observa una última facies compuesta por niveles decimétricos de mosaicos de yeso macrocristalino, localmente denominado *espejuelo*. Los cristales de los mosaicos suelen tener morfologías irregulares y mostrar restos arcillosos o magnésicos incluidos o en sus bordes. Frecuentemente, se distinguen en los afloramientos de esta unidad grietas rellenas de yeso fibroso y eflorescencias pulverulentas de sales (epsomita, mirabilita, cloruros sódico y magnésico, etc.).

El aprovechamiento minero de las sales sódicas de esta unidad se ha realizado desde la antigüedad. Quedan vestigios de dicha actividad, por ejemplo, en las Salinas de Espartinas (VALIENTE, 2005), situadas en la margen derecha del valle del Jarama tras su confluencia con el río Tajuña. En la Mina Consuelo, situada en la margen izquierda del valle del Jarama cerca de localidad de San Martín de la Vega, se explotaban glauberita y thenardita y se definió el mineral ciempozuelita ($\text{Na}_6\text{Ca}(\text{SO}_4)_4$) (De AREITIO, 1873). Explotaciones recientes se hallan en Villaconejos y Villarrubia de Santiago, que se encuentran fuera de la Hoja.

El momento en el que tuvo lugar el reemplazamiento de las fases evaporíticas originales por los yesos secundarios se relaciona con la meteorización cuaternaria, ya que las facies originales se pueden encontrar en sondeos y minas subterráneas donde son objeto de

explotación (ORDÓÑEZ *et al.*, 1991; ORTÍ *et al.*, 1979). No obstante, el efecto de una posible meteorización antigua asociada con la discontinuidad sedimentaria que separa las Unidades Inferior e Intermedia del Mioceno no se puede cuantificar con exactitud.

El modelo sedimentario para la unidad se integra dentro de sistemas de lagos hipersalinos orlados por las llanuras lutíticas que se corresponden con las unidades de *Lutitas con niveles de arenas (2)* y *Lutitas rojas y verdes con nódulos de yeso (3)*. En estos lagos precipitaron sales (glauberita, halita, anhidrita, etc.) durante los momentos de mayor concentración del cuerpo de agua y se formaron las lutitas magnésicas en los momentos de dilución. En este ambiente, los episodios de desecación lacustre se identificarían con los niveles de anhidrita nodular.

La unidad lacustre de *Yesos secundarios y lutitas verdes* se expande hacia techo sobre los sedimentos lutíticos que rodeaban el cuerpo de agua. Esta observación, junto a la distribución de las otras unidades del Mioceno inferior, que muestran una retrogradación de las facies detríticas, se puede corresponder con la atenuación progresiva de la actividad tectónica en el borde de cuenca constituido por los Montes de Toledo.

2.1.2. MIOCENO. UNIDAD INTERMEDIA

La edad de la Unidad Intermedia del Mioceno comprende desde el Aragoniense medio al Vallesiense superior (Mioceno medio/base del Mioceno superior). En el ámbito general de la Cuenca de Madrid tiene espesores que oscilan desde solo 35 m a más de 150 m (CALVO *et al.*, 1989; RODRÍGUEZ-ARANDA, 1995). Esta unidad presenta afloramientos distribuidos por toda la Hoja, pero los afloramientos más extensos y las series más completas se hallan en una franja NNE-SSO situada entre los valles de los ríos Tajo y Jarama y el del arroyo Guatén. Los espesores máximos se han medido en la zona central septentrional de la Hoja y son del orden de 100-120 m.

Se han diferenciado cinco unidades cartográficas que se relacionan mediante cambios laterales de facies: *Yesos primarios y carbonatos con lutitas (5)*, *Arenas micáceas, limos y calizas (6)*, *Microconglomerados, arenas y limos arcósicos (7)*, *Lutitas y calizas con sílex (8)* y *Calizas secundarias (9)*. Se ha observado una clara polaridad en los cambios laterales de facies. De este modo, hacia el NO afloran las unidades detríticas (*Arenas micáceas, limos y calizas* y *Microconglomerados, arenas y limos arcósicos*) y hacia el E predominan las facies yesíferas y carbonáticas (*Yesos primarios y carbonatos con lutitas* y *Calizas secundarias*). Por otra parte, las *Lutitas y calizas con sílex* aparecen en la zona central/septentrional y en la occidental, así como hacia techo de las series.

El contacto entre las Unidades Inferior e Intermedia del Mioceno se ha caracterizado en algunas zonas de la Cuenca de Madrid como un paleokarst (CALVO *et al.*, 1984; RODRÍGUEZ-ARANDA *et al.*, 2002). Así, en las laderas de los valles del Manzanares y Jarama se pueden reconocer colapsos y *pipes* con desarrollos verticales de 1 a 10 m, donde las lutitas y carbonatos de la Unidad Intermedia se introducen en los yesos de la Unidad Inferior, debido a procesos de disolución tanto interestratales como superficiales. Dentro de la Hoja de Aranjuez, este paleokarst no se aprecia tan claramente, no obstante se han reconocido pequeños colapsos y superficies erosivas alabeadas en las laderas derechas de los valles de los ríos Jarama y Tajo entre las unidades cartográficas *Arenas micáceas, limos y calizas (6)* y *Yesos primarios y carbonatos con lutitas (5)* de la Unidad Intermedia y los *Yesos secundarios y lutitas verdes (4)* de la Unidad Inferior.

La ruptura sedimentaria entre las unidades miocenas mayores también se puede caracterizar por una progradación de facies detríticas muy neta procedente del NO que llega hasta la zona centro-occidental de la Hoja (*Arenas micáceas, limos y calizas y Microconglomerados, arenas y limos arcósicos*) que se disponen sobre las facies evaporíticas de los *Yesos secundarios y lutitas verdes* (4) o sobre las *Lutitas rojas y verdes con nódulos de yeso* (3).

Además la ruptura sedimentaria descrita queda marcada en la zona oriental y meridional de la Hoja por un cambio radical en el tipo de facies evaporíticas: yesos secundarios procedentes del reemplazamiento de sales solubles en la Unidad Inferior; y yesos primarios, generalmente removilizados, precipitados directamente a partir de aguas concentradas, en la Intermedia.

El modelo de sedimentación general para la Unidad Intermedia del Mioceno en la Hoja de Aranjuez se corresponde con sistemas lacustres, orlados por llanuras lutíticas y éstas, a su vez, por abanicos aluviales (Fig. 2.4). Los lagos estaban menos concentrados que los de la Unidad Inferior y los abanicos aluviales procedían principalmente del Sistema Central. No obstante, las facies detríticas más gruesas sedimentadas en los abanicos quedan fuera de la Hoja hacia el NO. Así, la polaridad de los cambios laterales de facies (SO-NE) típica de la Unidad Inferior del Mioceno, relacionada con el borde de cuenca de los Montes de Toledo, cambia a NO-SE para la Unidad Intermedia, asociada con el borde de cuenca del Sistema Central.

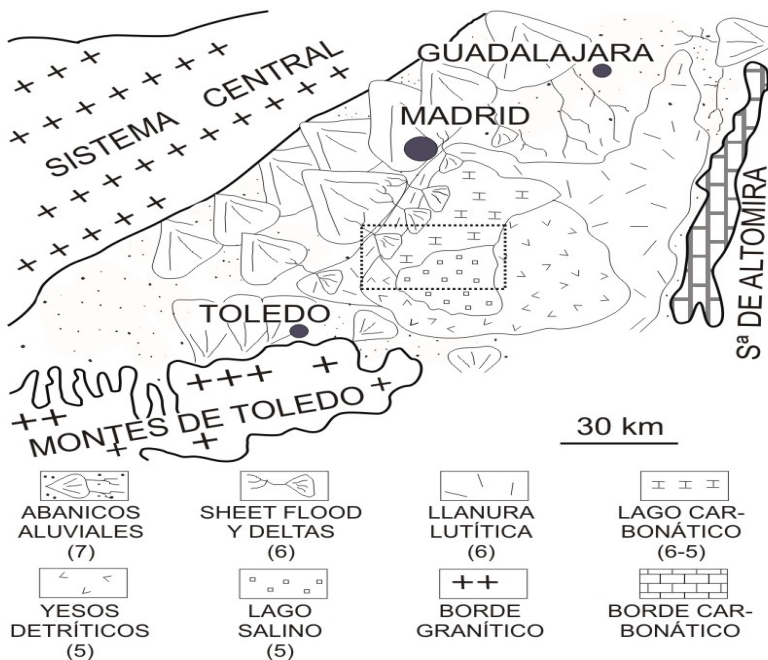


Fig. 2.4.- Modelo paleogeográfico-sedimentario para la base de la Unidad Intermedia del Mioceno en la Hoja de Aranjuez.

2.1.2.1. Yesos primarios y carbonatos con lutitas (5)

Esta unidad se observa a lo largo de una franja SSO-NNE en la zona central de la Hoja y como dos pequeños retazos en su margen oriental. Las series de dicha franja cambian gradualmente de facies hacia el Norte y hacia base a la unidad de *Arenas micáceas, limos y calizas (6)*; asimismo, gradan también al Norte, pero hacia techo, a las *Lutitas y calizas con sílex (8)* y a las *Calizas secundarias (9)*. Los espesores máximos se han medido en el ángulo suroriental de la Hoja y en su sector septentrional-central y rondan los 75 m.

El extremo meridional de la mencionada franja SSO-NNE y los dos pequeños retazos orientales están compuestos hacia la base por una serie constituida fundamentalmente por *yesos detríticos* (areniscas de yeso) y lutitas yesíferas que fosilizan, según un contacto alabeado suavemente erosivo, el techo de la formación de *Yesos secundarios y lutitas verdes (4)* de la Unidad Inferior del Mioceno. Este tramo basal tiene una potencia variable entre 10 y 20 m y muestra colores verdosos o grisáceos. Se compone de capas de lutitas generalmente verdes que presentan una alta proporción de cristales de yeso intrasedimentarios de hábitos hemipiramidales, euhedrales o lenticulares, que tienen entre 1 y 5 mm de tamaño medio. Los niveles lutíticos son tabulares, poseen de 5 cm a 1 m de potencia y tienen composición illítica. Localmente se reconocen grietas de retracción y bioturbación por raíces o estriotúbulos. Por otro lado, los yesos detríticos constan de cristales de yeso, de 0,06 a 5 mm, textura granosoportada y porcentajes de matriz lutítica normalmente inferiores al 10%. El carácter clástico de los yesos se pone de manifiesto también por las numerosas estructuras hidrodinámicas que presentan. De este modo se pueden distinguir las siguientes facies (SANZ-MONTERO *et al.*, 1994): acanaladuras o *scours*, de 20 a 50 cm de anchura y 10 a 20 cm de espesor, escasamente representada en la Hoja; niveles tabulares de 0,2 a 1,7 m con laminación paralela y cruzada de bajo ángulo; y niveles tabulares de 10 a 20 cm de espesor con laminación cruzada de surco o planar. En las citadas facies frecuentemente se observan *ripples* o rizaduras, tanto de corriente como de oscilación. Aunque los sedimentos descritos se hallan preferentemente hacia la base de la unidad cartográfica, localmente, las facies de yesos detríticos y de lutitas con yesos intrasedimentarios se hallan también en sus tramos intermedios y superiores.

Sobre dicho tramo basal de yesos detríticos, directamente sobre la Unidad Inferior del Mioceno, o bien encima de las *Arenas micáceas, limos y calizas (6)*, se sitúa en contacto neto o gradual una subunidad formada por niveles tabulares de yesos primarios y carbonatos de color crema, margas y lutitas que tiene una potencia máxima de 55 m. De acuerdo con LOMOSCHITZ *et al.* (1985), SANZ-MONTERO (1996) y BELLANCA *et al.*, (1992), las facies principales que se distinguen son:

- a) Lutitas verdes plásticas masivas: Yacen en capas tabulares de pocos centímetros a más de 1 m de espesor. Se componen esencialmente de esmectitas trioctaédricas con algo de illita y cuarzo.
- b) Lutitas rosadas masivas con fractura concoidal: Se observan como niveles centimétricos a decimétricos. Constan principalmente de sepiolita con proporciones variables de esmectita, illita y cuarzo.
- c) Margas dolomíticas laminadas con sepiolita y paligorskita: Se disponen en niveles tabulares u ondulados por compactación/consolidación, de color blanco o marrón oscuro, y de 5 a 80 cm de potencia. Pueden presentar cristales intrasedimentarios de yeso lenticular.

d) Dolomías, generalmente con cristales intrasedimentarios de yeso: Forman bancos tabulares de 0,2 a 1 m, de colores crema o blanco, que pueden incluir una cierta proporción de sepiolita, restos de bioclastos (caráceas) y filamentos microbianos. Los cristales de yeso muestran una morfología lenticular, tamaños milimétricos o centimétricos y, frecuentemente, forman agregados del tipo *rosas del desierto*. La bioturbación por raíces es común. Localmente muestran laminaciones estromatolíticas.

e) Calizas: Se presentan como capas decimétricas de color blanco. Pueden caracterizarse principalmente como *packstones* bioclásticos de gasterópodos, ostrácodos y/o caráceas o como micritas nodulares bioturbadas.

f) Niveles de yesos lenticulares: Constituyen bancos tabulares de 10 a 70 cm de espesor y color crema o beige. Los tamaños cristalinos oscilan desde 0,04 a 4 mm. A microescala se diferencian las subfacies de yesos micro y meso lenticulares unimodales y yesos mesolenticulares bimodales. Pueden presentar matriz dolomítica y sepiolítica y una abundante bioturbación por tubos milimétricos debida a larvas de insectos (RODRÍGUEZ-ARANDA y CALVO, 1998). En algunos casos, se han observado removilizaciones hidrodinámicas (*ripples*) a techo de los niveles. Dentro de un mismo banco, se pueden observar gradaciones en el contenido de yeso y dolomita y en las microfábricas.

Los mayores porcentajes de facies yesíferas se encuentran en las zonas orientales de la Hoja y hacia el Sur, donde los afloramientos suelen estar muy meteorizados y presentar aspecto pulverulento. Localmente se distinguen grandes macrocristales de yeso especular posiblemente asociados con cementaciones freáticas de cavidades paleokársticas.

La interpretación sedimentológica de esta unidad se engloba en sistemas de llanura lutítica salina-lago salino, relativamente diluidos respecto a sus análogos de la Unidad Inferior del Mioceno (Fig. 2.3). Dentro de los sedimentos lutíticos, aportados por abanicos aluviales procedentes de los Montes de Toledo (fuera de la Hoja), precipitaron cristales intrasedimentarios de yeso durante los periodos de exposición subaérea. Posteriormente, estos cristales fueron removilizados, principalmente mediante mantos de arroyada tras los episodios de lluvias torrenciales característicos de estos ambientes áridos. De este modo, se generaron una parte de los depósitos de yesos detríticos de la Hoja, aunque la removilización de yesos en ambientes marginales lacustres, tanto de los originados en llanuras lutíticas salinas como de los precipitados en lagos (yeso lenticular y microselenítico), tuvo también importancia (SANZ-MONTERO *et al.*, 1994). Por otra parte, las facies lutíticas esmectíticas y sepiolíticas se relacionan con sistemas de abanicos aluviales procedentes del Sistema Central. Los sedimentos margosos dolomíticos, dolomíticos y calizos se corresponden con depósitos lacustres marginales o de llanura lutítica salina, o bien, con momentos de dilución relativa en el lago. Por último, los niveles tabulares de yesos lenticulares color crema representan facies lacustres evaporíticas. El ambiente lacustre era somero y moderadamente salino, pues la facies de máxima concentración es el yeso.

2.1.2.2. Arenas micáceas, limos y calizas (6)

La presente unidad aflora en la mitad occidental de la Hoja, mostrando un mayor desarrollo hacia el N, donde alcanza unos 60 m de potencia. Cambia lateralmente de facies hacia el S y el E a la unidad de *Yesos primarios y carbonatos con lutitas* (5). Se dispone siempre a base de la Unidad Intermedia del Mioceno sobre facies lutíticas o evaporíticas de la Unidad

Inferior. Está compuesta esencialmente por niveles de arenas micáceas de color gris verdoso, lutitas verdes o pardo-rosadas y niveles de carbonatos blancos.

Las facies arenosas se pueden clasificar como arcosas o subarcosas poco o nada cementadas, de grano fino, muy fino o medio. Constan principalmente de cuarzo, feldespato, algunos fragmentos de roca graníticas 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 (LOMOSCHITZ *et al.*, 1985). Las arenas se disponen en niveles de potencia generalmente inferior a 1 m, aunque pueden mostrar apilamientos de varios metros de espesor. Se han distinguido cuerpos canaliformes laxos con 0,5-0,6 m de potencia máxima, granodecrecientes, que presentan estratificación cruzada planar que grada a estratificación cruzada de surco y trenes de *ripples* hacia techo. Sin embargo, son más frecuentes los niveles tabulares o lenticulares de base plana o levemente erosiva y estructura interna granodecreciente o granocreciente, 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 (LOMOSCHITZ *et al.*, 1985).

Los sedimentos arenosos se asocian con facies lutíticas dispuestas en niveles tabulares desde pocos centímetros hasta 2,5 m de espesor, entre las que se pueden diferenciar principalmente dos variedades: (1) lutitas pardo-rojizas bioturbadas por raíces con moteado verdoso, a veces a techo muestran tramos endurecidos por carbonato y bioturbación por raíces más abundante (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 magnesiánica.

En las series de esta unidad, son comunes los niveles de carbonatos blancos decimétricos, calizas o dolomías, que pueden tener aspecto nodular debido a bioturbación, carácter tableado-estromatolítico, o bien, más raramente, naturaleza micrítica con restos de bioclastos, principalmente ostrácodos. Además, se observan entre las lutitas y carbonatos, margas verdes con laminación paralela. Todas estas facies pueden incluir moldes de cristales de yeso y muy localmente presentan procesos de silicificación.

De acuerdo con LOMOSCHITZ *et al.* (1985), los sedimentos de arenas micáceas se interpretan, por un lado, como el relleno de canales de sinuosidad moderada a baja, que discurrían por las áreas de llanura lutítica. Por otro lado, se interpretan como depósitos de mantos de arroyada que alcanzaban las llanuras lutíticas y los márgenes 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 arcóscicos previos de abanico aluvial procedentes del Sistema Central, asociado con causas climáticas o, más probablemente, tectónicas.

Las facies lutíticas se acumularon en las llanuras fangosas que orlaban los sistemas lacustres, siendo las lutitas pardo-rojizas (kerolita-estevensita) posiblemente el resultado de la alteración edáfica de las lutitas esmectíticas (POZO y CASAS, 1999). Por último, los niveles carbonáticos representan las facies marginales y palustres del sistema de lagos donde se sedimentó la unidad de *Yesos primarios y carbonatos con lutitas (5)*.

2.1.2.3. *Microconglomerados, arenas y limos arcósicos (7)*

Esta unidad se observa únicamente en el ángulo noroccidental de la Hoja con espesores máximos de 35 m. Se dispone siempre sobre la unidad de *Arenas micáceas, limos y calizas (6)* y grada hacia el SE a la unidad de *Lutitas y calizas con sílex (8)*.

Hacia el N, la unidad se correlaciona con los depósitos arcósicos de la denominada *Facies Madrid*, Hojas Geológicas de Getafe y Madrid (VEGAS, 1975; PÉREZ-GONZÁLEZ y CALVO, 1989). Desde un punto de vista litológico, consta de niveles pardos o rojizos de arcosas arcillosas, microconglomerados arcillosos y limos arenosos, compuestos por cuarzo, feldespato y escasos fragmentos de roca, predominando el feldespato potásico sobre las plagioclasas y siendo la fracción arcillosa esencialmente esmectita e illita. En superficie aparecen poco cementadas. Las facies se disponen normalmente como secuencias granodrecientes de espesor decimétrico a métrico y bases suavemente erosivas. Localmente se reconocen estructuras de corriente, *ripples* y estratificaciones cruzadas, y bioturbación por raíces.

Estos sedimentos se han interpretado como las facies distales de los grandes abanicos aluviales que partían del Sistema Central, al Norte, hacia el interior de la Cuenca de Madrid. El carácter arcósico de las arenas se relaciona con áreas fuente graníticas y metamórficas de alto grado. Los depósitos de corresponden con los ambientes de *llanura arenosa* y *llanura lutítica seca* de Hardie *et al.* (1978), donde la sedimentación se produce básicamente mediante *mantos de arroyada*.

La unidad de *Microconglomerados, arenas y limos arcósicos* representa una progradación de facies detríticas más gruesas sobre la unidad, también progradante hacia el centro de cuenca, de las *Arenas micáceas, limos y calizas (6)*. De este modo, se puede hablar de una nueva reactivación tectónica del área fuente representada por el Sistema Central.

2.1.2.4. *Lutitas y calizas con sílex (8)*

La unidad de *Lutitas y calizas con sílex* únicamente se encuentra en la mitad occidental de la Hoja observándose el mayor desarrollo, unos 40 m de potencia, en la zona centro-septentrional. Por un lado, hacia el Oeste, cambia lateralmente de facies a la unidad de *Microconglomerados, arenas y limos arcósicos (7)*. Por otro lado, hacia el Este y Sur, así como generalmente hacia la base, grada a los *Yesos primarios y carbonatos con lutitas (5)*. No obstante, en algunos puntos, zonas más oriental y septentrional, se apoya directamente en contacto transicional sobre las *Arenas micáceas, limos y calizas (6)*.

Unos 2 Km al N fuera de la Hoja, se halla en esta unidad el yacimiento de vertebrados del Cerro Batallones, el cual indica una edad Vallesiense superior para sus términos altos (MORALES *et al.*, 1992).

Se pueden distinguir dos subunidades, bien definidas al NE de Esquivias (BELLANCA *et al.*, 1992), separadas por un tramo de margas y calizas con intraclastos de hasta 3 m de espesor. La primera incluye fundamentalmente calizas y margas nodulosas con lutitas y la segunda facies biosilíceas con diatomeas, ambas poseen unos 11 m de potencia en las proximidades de dicha localidad y muestran abundantes silicificaciones.

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

a) Calizas y margas nodulosas: Constan de micritas blancas o beige con escasos restos de plantas, ostrácodos y gasterópodos estructuradas en niveles de 0,2 a 1,4 m de espesor. El aspecto noduloso se debe a bioturbación por raíces y a la presencia de grietas de desecación.

b) Lutitas: Se disponen en niveles tabulares decimétricos que muestran contactos transicionales con la facies anterior. Se han reconocido dos tipos de lutitas, (1) rosáceas con fractura concoide y composición sepiolítica-paligorskítica, y (2) verdosas masivas plásticas de composición esmectítica.

c) Calizas, margas y lutitas intraclásticas: Se corresponden con niveles de colores marrón-amarillento a verdoso de conglomerados y areniscas constituidos por clastos de micrita y lutitas, con texturas clasto o matrizsoportadas, que pueden mostrar escasos granos terrígenos. Los cuerpos conglomeráticos poseen bases erosivas, son discontinuos, de hasta 1,5 m de espesor y presentan centiles de 10 cm. Los depósitos con menos tamaño de grano tienen hasta 0,5 m de potencia y en ellos puede distinguirse laminación milimétrica.

d) Margas laminadas *sensu lato*: Se trata de niveles con laminación paralela milimétrica-submilimétrica de espesores variables entre unos pocos centímetros y 1 m, que tienen colores que varían de gris-verdoso a blanco. Realmente se componen de láminas de arcillas (principalmente sepiolita y paligorskita), 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, fundamentalmente con morfologías pinnadas. Ocasionalmente muestran bioturbación por raíces.

e) Sílex: Las facies descritas localmente presentan silicificaciones compuestas principalmente por texturas masivas de ópalo C-T, con microfracturas rellenas por variedades fibrosas de cuarzo y cuarzo 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 45 a 75 cm y colores marrones claros a verdosos. En otras ocasiones las silicificaciones se caracterizan como nódulos de morfología esférica 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. Localmente, se han observado texturas semejantes a fábricas de paleosuelos tipo calcreta.

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 entre arcillas que tenían lugar en las llanuras lutíticas marginales, o incluso de los bordes de cuenca y facies aluviales adyacentes.

2.1.2.5. *Calizas secundarias (9)*

La unidad de calizas secundarias se reconoce localmente a techo de la Unidad Intermedia del Mioceno en tres áreas situadas en el centro (en el entorno del pico Espartinas) y en la esquina inferior derecha de la Hoja. Consiste en un tramo formado por niveles de calizas recristalizadas o secundarias con aspecto oqueroso que puede alcanzar hasta 20 m de espesor. El contacto basal es gradual a la unidad de *Yesos primarios y carbonatos con lutitas (5)*, por el contrario, el techo es neto y constituye una ruptura sedimentaria. La ruptura sedimentaria, que representa el techo de la Unidad Intermedia y la base de la Unidad Superior del Mioceno, se puede caracterizar como una paraconformidad, o bien una superficie levemente erosiva con rasgos de exposición subaérea, donde a veces se reconoce procesos de paleokarstificación (pequeños colapsos y deformaciones).

La unidad se compone básicamente de calizas de tonos crema que pueden intercalar láminas milimétricas y discontinuas de sepiolita de color marrón que confieren a los estratos un aspecto hojoso. Los niveles de calizas son subtabulares, tienen comúnmente un espesor de 10 a 20 cm y constan de mosaicos de calcita, de cristales inequigranulares de tamaño esparita, o bien, de agregados de microesparita. Con cierta frecuencia se conservan restos de una fábrica original de yeso lenticular o masas dolomícríticas con lentículas de yeso (de micro a macro-cristalinas), así como sus pseudomorfos en calcita. A veces, la presencia de venas rellenas de calcita da lugar a niveles donde abundan las fábricas reticuladas de tipo *box-work*.

El origen de estas calizas se asocia al reemplazamiento de facies yesíferas y dolomíticas, hablándose por dicha razón, de *calizas neomórficas o secundarias*. El reemplazamiento se puede ligar a la ruptura sedimentaria que separa las Unidades Superior e Intermedia del Mioceno y a los procesos de exposición subaérea asociados a ella. Además, se ha observado hacia techo de esta última unidad, una tendencia generalizada para toda la Cuenca de Madrid a condiciones más diluidas en los ambientes lacustres (CALVO *et al.*, 1996). Ambos hechos explican la abundancia de carbonatos a techo de la Unidad Intermedia.

2.1.3. MIOCENO. UNIDAD SUPERIOR

Las unidades Superior e Intermedia se separan mediante una ruptura sedimentaria bien definida que está relacionada con un cambio drástico en el régimen de sedimentación de la cuenca. Desde el inicio de esta unidad, la sedimentación deja de producirse en ambientes distribuidos de acuerdo con un esquema centripeto y se verifica por la implantación a nivel regional de la denominada *red fluvial intramiocena* (CAPOTE y CARRO, 1968). La edad de la Unidad Superior está comprendida entre el Vallesiense superior y el Tuoliense superior. En la Hoja de Yepes, que limita al Sur con la presente, se han podido datar los términos intermedios de la unidad mediante una asociación faunística de micromamíferos (SANZ-MONTERO *et al.*, 1992), característica de la zona bioestratigráfica MN13 de Mein (Tuoliense superior).

En la Unidad Superior del Mioceno se reconocen dos unidades cartográficas: *Unidad de arcillas rojas con calcretas (10)* y *Unidad de calizas (11)* que se relacionan mediante cambios

laterales de facies. La evolución temporal, deducida a partir de observaciones realizadas en las áreas próximas donde la Unidad Superior del Mioceno está mejor representada, conlleva la desaparición paulatina de la sucesión detrítica a la vez que se produce un desarrollo generalizado de las calizas.

El espesor máximo medido en afloramiento de la Unidad Superior en la Hoja es de 15 m, valor muy inferior a los 70 m aflorantes en zonas más centrales de la Cuenca de Madrid (IGME, 1971).

2.1.3.1. Unidad de arcillas rojas con calcretas (10)

La unidad aflora de forma muy restringida en la esquina inferior derecha de la Hoja, integrada en las laderas de la Mesa de Ocaña que se prolonga por las hojas colindantes. La unidad mide 5 m de espesor y se dispone en paraconformidad sobre los términos más altos de la Unidad Intermedia del Mioceno, representada en la zona por la *unidad de calizas secundarias (9)*.

Está formada por niveles de lutitas masivas de colores pardo-rojizos que intercalan estratos grisáceos de calizas de orden decimétrico. Las lutitas se componen principalmente de arcillas illíticas y de granos de cuarzo de tamaño limo. Comúnmente presentan bioturbación por raíces que se manifiesta mediante un moteado verdoso y/o la presencia de nódulos y rizolitos carbonáticos. En ocasiones, se observan niveles de caliza más continuos formados por la acumulación de carbonato en paleosuelos (calcretas).

Por correlación con otros afloramientos próximos de esta unidad, se interpreta que las lutitas arcillosas se depositaron en la llanura de inundación de un sistema fluvial que se instaló en la cuenca como respuesta directa a un cambio de régimen tectónico, desde uno de tipo compresivo a otro distensivo, que tuvo lugar en el Vallesiense superior (CALVO *et al.*, 1991). La distancia relativamente larga de estos sedimentos a los cauces principales favoreció la proliferación de plantas y la formación de suelos carbonáticos en ellos. Algunos autores apoyan la procedencia septentrional de dicha red fluvial (CALVO *et al.*, 1996) aunque previamente CAPOTE y CARRO (1968) también habían contemplado la posibilidad de que este sistema tuviera una arteria principal procedente de los Montes de Toledo.

2.1.3.2. Unidad de Calizas (11)

La unidad de calizas del Mioceno superior, tradicionalmente denominada *Calizas del Páramo*, se distribuye en pequeños retazos por el centro de la Hoja, así como en la pequeña extensión de la Mesa de Ocaña que aparece en el ángulo SE de la Hoja. La serie de calizas aflora con espesores reducidos, que raramente superan los 15 m, debido a la erosión cuaternaria. En el SE se apoya sobre la unidad de arcillas rojas con calcretas, pero hacia el centro se dispone directamente sobre las distintas unidades que integran los términos más altos de la Unidad Intermedia en ese sector. Así, yace sobre la *unidad de Lutitas y calizas con sílex (8)*, o bien, sobre la *unidad de Yesos primarios y carbonatos con lutitas (5)*.

La unidad se compone básicamente de calizas y también de margas, más abundantes hacia la base de las series. Las calizas forman niveles subtabulares compactos con estructura en general masiva, de espesor comprendido entre 30 cm y 4 m. Presentan un color gris-azulado distintivo en corte fresco que suele verse alterado por procesos diagenéticos. Mineralógicamente se componen de calcita de bajo contenido en magnesio, con una

pequeña proporción de detríticos. La textura dominante de las calizas es micrítica en la que se reconocen proporciones variables de bioclastos: tallos y oogonios de carofitas, gasterópodos (helícidos y planórbidos), ostrácodos y bivalvos.

En el contexto general de la Cuenca de Madrid, las calizas y margas se generaron en un complejo sedimentario lacustre de aguas dulces, que englobaría un mosaico de subambientes: lago somero abierto, zonas palustres marginales, encharcamientos y canales fluviales de funcionamiento esporádico. No obstante, dada la discontinuidad y reducida presencia de esta unidad en la Hoja, este complejo de subambientes sedimentarios no aparece bien representado.

La asociación faunística del yacimiento localizado en las canteras Iberia, en la Hoja vecina de Yepes (SANZ-MONTERO *et al.*, 1992) indica que durante la sedimentación de los carbonatos imperaban condiciones de aridez.

Con la *Unidad de Calizas* se concluye el registro sedimentario mioceno en la zona. Tras el depósito de los carbonatos tuvo lugar un episodio tectónico denominado *Fase Iberomanchega I* por AGUIRRE *et al.* (1976). Este pulso tectónico produjo la desecación del sistema lacustre mioceno, con la consiguiente exposición de los sedimentos, y el plegamiento de los carbonatos que es observable en la Mesa de Ocaña. Durante dicho período de exposición las calizas se karstificaron y adquirieron un modelado muy característico reconocible en toda la cuenca de Madrid. Los rasgos más diagnósticos de este modelado son la presencia de tubos cilíndricos subverticales, que representarían la traza de raíces introducidas en el carbonato. A cierta profundidad se reconocen también niveles de cuevas típicas de la zona de oscilación de una capa de agua freática. La lámina de agua habría descendido paulatinamente hasta tales posiciones a medida que se desecaba el sistema lacustre al finalizar el Mioceno. Tapizando las cuevas, se pueden encontrar espeleotemas. Este modelado kárstico se modificó en algunos puntos debido a que el desarrollo de suelos durante el Plioceno, causó la brechificación de los tramos altos de las calizas (SANZ-MONTERO, 1996).

2.2. CUATERNARIO

Los principales depósitos cuaternarios de la Hoja de Aranjuez son los que se encuentran relacionados con el sistema fluvial Jarama-Tajuña-Tajo y los que se encuentran rellenando la depresión de Prados-Guatén, ligados en parte a la existencia de un antiguo curso fluvial identificado como el tramo bajo del antiguo río Manzanares. Tienen también una gran representación cartográfica los depósitos de glaciares, que aparecen tapizando distintas superficies relacionadas con episodios de encajamiento fluvial. La edad de estos depósitos cubre todo el Cuaternario, desde el Pleistoceno inferior al Holoceno. Los distintos niveles han sido agrupados en la cartografía geológica y para su descripción en este capítulo, de acuerdo con criterios cronostratigráficos, dentro de lo posible, sobre la base de las dataciones disponibles, y no según criterios puramente geomorfológicos.

2.2.1. Arenas limosas rojizas (fondo del valle sinclinal colgado de Los Gózquez-Valle de las Cuevas), Plioceno-Pleistoceno inferior (12)

Se trata de una serie de afloramientos de arenas arcósicas, limos rojizos y arcillas que aparecen topográficamente colgados sobre la plataforma del bloque de Espartinas (Valle de las Cuevas, al NO de la Hoja), a cotas de 690-700 m (+110-120 m sobre el curso del actual Guatén, pero que por su cota relativa al Tajo podría corresponder a un nivel a +180 m). El

depósito comienza con algunos decímetros de arcillas grises palustres que se apoyan mediante superficie erosiva sobre el sustrato mioceno (margas grises). La superficie erosiva viene marcada por el desarrollo de un paleosuelo de carbonatos en enrejado que culmina en un delgado caliche de masivo a laminar. Por encima de las arcillas mediante un *lag* basal de pequeños cantos de caliza y arcosas gruesas, aparecen al menos 2 m de arenas limosas rojizas, aparentemente masivas, en las que se encajan pequeños canales de fondo plano, rellenos por barras arenosas de arcosas de grano medio con estratificación cruzada planar. El enrojecimiento de los materiales es mayor hacia su techo y está ligado al desarrollo de un perfil edáfico no demasiado evolucionado o más probablemente, que ha sido parcialmente erosionado y sujeto a procesos de recarbonatación.

Estos depósitos se correlacionan con los que, en posiciones también culminantes, aparecen más al Norte en los cerros Batallones, Telégrafo y Sarnosa-Cantuña (VEGAS *et al.*, 1975; VAUDOUR, 1979), definiendo una lineación que coincide con la del Sinclinal de Los Gózquez (VEGAS *et al.*, 1975). Se interpretan como depósitos palustres y fluviales de baja energía que, con una dirección NNE-SSO, formaban el fondo de valle de un surco estructural definido por el Sinclinal de Los Gózquez. En cuanto a su edad, estos materiales han sido tradicionalmente correlacionados (VEGAS *et al.*, 1975) con la red fluvial intramiocena de CAPOTE y CARRO (1968), lo que implicaría que se trata del relleno de un antiguo valle sinclinal pre-Páramo posteriormente exhumado; sin embargo, al no aparecer depósitos carbonatados de la Unidad Superior en esta zona no es posible comprobar sus relaciones con el Páramo. Otra interpretación, que nosotros preferimos dado que se trata de materiales poco consolidados y que siempre aparecen en posición culminante, descubiertos, y con características sedimentológicas diferentes a las arcillas rojas de la Unidad Superior, es que se trata del relleno de un valle sinclinal exhumado en tiempos fini-pliocenos o plio-pleistocenos, por su posición geomorfológica situada entre las terrazas más altas del río Tajo, del Pleistoceno inferior al Plioceno, y las series rojas de la Unidad Terminal de la Mesa de Ocaña, de edad pliocena.

2.2.2. Arenas rojizas y conglomerados (terrazas altas del Jarama y Tajo), Pleistoceno inferior a Plioceno (?) (13)

Comprenden los niveles de terrazas situados a +65-70, +80, +100-120 y +150 m sobre los cauces actuales. Afloran ampliamente en las márgenes izquierdas de ambos ríos y de forma más limitada en sus márgenes derechas. Se trata de arenas arcósicas y conglomerados de cantos predominantemente silíceos, aunque también abundan los de caliza y sílex, sobre todo en las terrazas del Tajo. En las graveras Ramos Porres, situadas al Norte de Titulcia (terrazza de +100-120 m del Jarama), se observa que se trata de terrazas complejas (SILVA *et al.*, 1988a), con engrosamientos de hasta 20 m. El depósito se inicia con un primer nivel de unos 6 m de arenas arcósicas finas y sueltas de color rojizo, con estratificaciones cruzadas planares y de surco, y lechos de cantos cuarcíticos de 7-8 cm. Los depósitos aparecen rellenando una paleotopografía kárstica, con relieves ruiformes de calizas y yesos, y están fuertemente lavados, presentando las arenas arcillas de iluviación y los cantos de cuarcita gruesas cubiertas negras de óxidos de Fe y Mn. Los depósitos aparecen basculados, suavemente plegados paralelamente a la dirección del Jarama (SILVA *et al.*, 1988a) y cortados por fracturas normales de dirección N140°E. Sobre esta terraza se superpone otra formada por 2 m de conglomerados y arenas gruesas en bancos muy cementados, en los que tanto las gravas como las arenas presentan estratificación cruzada de surco. El depósito presenta un suelo rojo fersialítico bien desarrollado, con un horizonte K afectado

posteriormente por procesos de karstificación, que deja isleos de carbonato en un enrejado relleno por terra rossa y cantos, y por recarbonataciones (ROQUERO et al., 1990). Las terrazas de +150 m al Sur del Tajo, en la zona de Ontígola, están formadas por hasta más de 20 m de arenas arcósicas y conglomerados de cantos cuarcíticos y calizos de 5 a 10 cm, variablemente cementados. Los depósitos forman una secuencia positiva que comienza con 10 m de sets de conglomerados cuarcíticos, masivos o con estratificación cruzada planar y de surco a la base y arenas arcósicas gruesas con estratificación cruzada planar a techo. Les siguen más de 6 m de cuerpos canalizados de arenas arcósicas blancas de grano medio con estratificaciones cruzadas de surco y lags basales, pasadas de conglomerados y pequeños canales rellenos por limos verdes, y a techo limos rosados masivos con hiladas de cantos, que soportan un suelo rojo con enrejados de carbonatos y un encostramiento laminar. En este nivel de terraza se observan pequeños pliegues en rodilla, de dirección N70°E e imbricaciones de múltiples escamas que involucran terraza y sustrato terciario, vergentes hacia el NO. Las deformaciones son desde contemporáneas al depósito, con niveles fluviales discordantes sobre los pliegues, hasta claramente posteriores, con basculamiento de los depósitos y del suelo asociado. La edad de estos depósitos se considera del Pleistoceno inferior por su posición relativa, encajados por debajo de las Series Rojas y costras laminares multiacintadas de la Mesa de Ocaña, de edad Plioceno inferior y de la superficie de Espartinas-Valle de las Cuevas, de edad plio-cuaternaria (SILVA, 1988a), y por encima del nivel de terraza de +55-60 m, cuya edad está situada en el límite Pleistoceno inferior-medio (PINILLA et al., 1995). Su origen está en relación con un sistema fluvial de alta energía, tipo braided, en cuya evolución se han sucedido momentos de fuerte subsidencia (superposición de terrazas, terrazas complejas) y de incisión (terrazas colgadas).

2.2.3. Limos rosados (glacis), Pleistoceno inferior (14)

Se trata de unos depósitos que aparecen recubriendo una superficie erosiva encajada hacia los 610 m (620-580 m), colgada a +80-85 m sobre el curso del Jarama, esto es, entre medias de la secuencia de terrazas del Pleistoceno inferior.

Para SILVA *et al.*, (1988a) y SILVA *et al.* (1988c) se trata de glacis de cobertera desarrollados con anterioridad a la instalación del Jarama, aunque la cartografía de la Hoja muestra que probablemente sí estaba ya definido el sistema Henares-Jarama-Tajo (Figura 1). Para SAN JOSÉ (1975), el depósito tiene una fuerte componente eólica, caracterizándolos como *loess*, e igualmente los consideran de origen eólico LÁZARO OCHAITA y ASENSIO-AMOR (1980). Afloran ampliamente en la margen derecha del Jarama y del Tajo, desde Ciempozuelos hasta Añover de Tajo, especialmente en la zona de Seseña, y de forma más reducida en la esquina SE de la Hoja (Ontígola) y en la margen izquierda del Tajuña. Son unos limos arenarcillosos de un color rosado a pardo-amarillento, de aspecto masivo, con concreciones carbonatadas, que hacia los relieves circundantes pueden incorporar fragmentos subangulosos de caliza y sílex, y hacia su base incorporan cantos de yeso del sustrato sin digerir. Composicionalmente están compuestos principalmente por cuarzo, calcita, yeso y dolomita, con algo de feldspatos y bajos contenidos en arcillas esmectíticas y trazas de caolín. Su espesor en la Hoja de Aranjuez oscila entre 1 y 3 m, aunque SAN JOSÉ (1975) indica más de 10 m en la Hoja de Chinchón. Se interpretan como el residuo del proceso de disolución de los yesos miocenos, removilizado por procesos de ladera, escorrentía superficial de flujos laminares difusos y probablemente también, eólicos. Su edad, por correlación con las terrazas del Tajo, se atribuye al Pleistoceno inferior.

2.2.4. Arenas arcósicas y limos arenosos (terrazas medias del Manzanares), Pleistoceno inferior a medio (15)

Estos depósitos aparecen asociados al nivel de terraza de +15-40 m que con una dirección NNE-SSO afloran en el centro de la Depresión Prados-Guatén en la franja occidental de la Hoja. Están compuestos fundamentalmente por arenas arcósicas, con cantos rodados de cuarzo, calizas y sílex, y niveles de arcillas verdes (greda) en facies de llanura de inundación, alcanzando en conjunto potencias superiores a los 17 m. Éstos, representan un nivel de terraza complejo, compuesto por al menos cuatro episodios fluviales superpuestos y/o solapados, y cuyas características sedimentológicas, litológicas y mineralógicas son muy similares a las de los depósitos del río Manzanares (PÉREZ-MATEOS y VAUDOUR, 1972; PALOMARES y SILVA, 1991; SILVA *et al.*, 1998c). Este nivel fue elaborado por un antiguo sistema Manzanares-Guatén, que recorría axialmente la depresión durante el Pleistoceno inferior, desembocando directamente en el Tajo aguas abajo de Añover (SILVA *et al.*, 1988c; 1999), con anterioridad a la captura del Manzanares por parte de un antiguo tributario del Río Jarama, en las inmediaciones de Rivas-Vaciamadrid, durante el desarrollo de los escarpes en yesos que enmarcan su valle (SILVA *et al.*, 1988a). Por el contrario, los niveles de terraza más recientes, situados a +9 y +2 m sobre el actual Arroyo Guatén, poseen un carácter fundamentalmente areno-arcilloso, compuesto por arenas arcósicas, muy contaminadas por aportes locales, con numerosos cantos subangulares de caliza, sílex, e incluso yesos y algún canto retrabajado de cuarzo. Ambos niveles se encuentran relacionados con la instalación y evolución más reciente del arroyo Guatén (SILVA *et al.*, 1988c), tras el proceso de abandono de la Depresión por parte del antiguo sistema Manzanares-Guatén, durante el Pleistoceno medio-superior. El nivel inferior, situado a +2 m, constituye la actual llanura de inundación (fondo de valle) del arroyo Guatén y tiene un carácter más arcilloso con desarrollo de suelos de tendencia *vértica*.

Estudios composicionales y texturales comparativos realizados en muestras tomadas en los depósitos pleistocenos del valle inferior del Manzanares, y los depósitos arcósicos de los niveles de +40-15 m y +9 m de la Depresión Prados-Guatén (SILVA *et al.*, 1998), indican que los dos primeros tienen similar procedencia, situando su área fuente en el Sistema Central (60-90% rocas graníticas). Por el contrario el nivel inferior de +9 m tiene características composicionales de influencia local, procediendo del retrabajamiento de las arcosas terciarias y cuaternarias previas (70-100% rocas sedimentarias).

En el sector que abarca la Hoja, los afloramientos de arenas arcósicas fluviales se disponen fundamentalmente orlando el margen occidental de la Depresión, fosilizados por los sistemas de glaciés descritos anteriormente. No obstante en el sector central de la Depresión afloran extensamente asociados a una extensa plataforma de unos 6 Km de longitud por 3 Km de anchura que se desarrolla entre Yeles y Pantoja de la Sagra, situada a +15 m sobre el actual arroyo Guatén, y que parece responder a una forma relictica, la última llanura de inundación del antiguo sistema Manzanares-Guatén (SILVA *et al.*, 1999).

Los cortes más completos son el antiguo arenero del AVE situado en las cercanías de la estación de FFCC de Esquivias-Yeles, el cual sirvió para el establecimiento de la estratigrafía de los depósitos arcósicos (SILVA *et al.*, 1989; 1999) y el situado en los areneros de Pantoja de la Sagra (ROQUERO *et al.*, 2000), sobre la plataforma mencionada anteriormente, que sirvió de punto de referencia para establecer la evolución edáfica.

En el arenero del AVE se diferencian un máximo de cuatro unidades fluviales con una estratigrafía general de tipo *cut & fill* bastante compleja, en la que las distintas unidades aparecen superpuestas y/o solapadas en *off lap* (yuxtapuestas).

La unidad basal PG1, (5 m de potencia vista) está compuesta por intercalaciones de bancos arcósicos, con *lag* basal de cantos blandos, y arcillosos de 0,6-0,3 m cada uno, al que se superpone un nivel arcilloso de 3,4 m en el que son características las intercalaciones *flasher* de niveles arcósicos, a veces canalizados, distorsionados por estructuras de escape de fluidos. En esta misma unidad es frecuente la presencia de cuerpos canalizados con cantos y bloques, a veces de dimensiones métricas, de materiales locales, tales como calizas, sílex e incluso yesos, que se interpretan como llegadas de aportes laterales encajados. Sobre esta unidad, en superposición, se dispone la unidad PG2 (7 m de potencia), caracterizada por la alternancia de bancos de arenas arcósicas (1,2-1,8 m de potencia) muy ricas en feldespatos, con granoselección positiva y estratificación *epsilon* muy tendida a gran escala. La unidad culmina a techo en un nivel arcilloso de llanura de inundación (0,7 m de potencia) que soporta un paleosuelo pardo-rojizo recarbonatado y microkarstificado en su superficie. Sobre estas dos unidades se encaja, encontrándose superpuesta en *off lap*, una tercera unidad (PG3). El encajamiento de esta unidad es importante ya que su base se sitúa 9m por debajo del nivel basal de la PG1, mostrando una potencia total vista de hasta 18m. La unidad PG3 esta compuesta por al menos tres subunidades (PG3a; PG3b y PG3c) superpuestas separadas por niveles arcillosos de llanura de inundación verdosas (gredas) que soportan paleosuelos pardos poco desarrollados. Las distintas unidades están compuestas por bancos (0,6-1,8 m) de arenas arcósicas limpias muy bien seleccionadas, alternado con otras más ricas en feldespatos de tonos más rojizos, en facies predominantes Sp y Sh alternando con niveles canalizados (St) de gran desarrollo longitudinal. Estos niveles canalizados son más frecuentes en la subunidad basal, así como en los sectores localizados hacia la zona central de la Depresión en las dos subunidades superiores. En la base de esta unidad es donde se localizaron los restos de *Mammuthus meridionalis* (evolucionado) y *Equus sp.* descritos en SILVA *et al.*, (1998c) y que permiten atribuir a los depósitos una edad Pleistoceno inferior alto. En conjunto, esta unidad culmina a techo en un nuevo potente nivel de greda (2,1-1,7 m) que soporta casi en su totalidad un horizonte Cca afectado por importantes procesos de karstificación y recarbonatación.

En posiciones topográficas más altas, hacia los relieves marginales, aparece un cuarto nivel arcósico de 1,5-2 m de potencia vista (PG0), colgado sobre las margas yesíferas y yesos de la Unidad Inferior Miocena (Fig. 2.2). Esta unidad está compuesta por arcosas de tonos más rojizos y ricas en feldespatos, de aspecto masivo que sería anterior a los descritos anteriormente, los cuales se encajan en él. Este aparece en retazos, como pequeños afloramientos no cartografiables a la escala de trabajo. Todo el conjunto de depósitos arcósicos, incluida esta última unidad superior PG0, se encuentran fosilizados los depósitos de glacia que se desarrollan en el margen occidental de la Depresión, que enmascara la posible morfología aterrazada previa (Fig. 2.2). Como ya se ha indicado, este glacia soporta un suelo pardo-rojizo afectado por una intensa carbonatación que penetra hasta los niveles superiores de las unidades arcósicas descritas anteriormente.

En la zona central de la Depresión, el corte más característico es el ya mencionado de los areneros de Pantoja de la Sagra asociados a la antigua plataforma relicta situada a +15 m sobre el *thalweg* del actual Guatén, enlazando morfológicamente con las zonas más distales de los sistemas de glacia desarrollados en el margen occidental de la Depresión. En

esta zona los depósitos arcóscicos poseen potencias más modestas (5-6 m) encajándose sobre los materiales arcillosos miocenos de la Sagra. Se diferencian tres unidades, todas ellas correlacionables con la unidad PG3c de los depósitos del margen occidental. La unidad basal está compuesta por arenas arcóscicas de grano grueso, a veces microconglomeráticas, en facies Sp y St a gran escala culminada por un nivel de arenas finas arcillosas de tonos verdosos de aspecto masivo, o laminadas horizontalmente (Sl). Sobre esta se encaja un gran canal de al menos 350 m de amplitud, que se encuentra relleno por dos episodios de arenas y limos arcillosos, con estructuras laminares Sl y Sp relictas, separados por un paleosuelo pardo-negruzco de tendencia *vértica* de entre 50-70 cm de potencia. que desarrolla a techo un microrelieve tipo *gilgai* con diferencias de altura entorno a los 20-30 cm entre montículos y depresiones y con amplitudes entorno a los 80-120 cm (ROQUERO *et al.*, 2000). El episodio que culmina el relleno de canal desarrolla a techo un horizonte Btk poco desarrollado, de 5-10 cm de potencia, biselado por un nivel de removilización, posiblemente de origen antrópico, relacionado con la presencia de fondos de cabaña de la Edad de Bronce (SÁNCHEZ-CHUQUITO y MASA, 1990). La importancia del relleno de canal radica fundamentalmente en su carácter relicto, testigo del relleno final de uno de los canales activos del antiguo sistema Manzanares-Guatén por parte de aportes laterales, con posterioridad al proceso de captura y abandono de la Depresión y con anterioridad a la instalación de la red de drenaje actual.

2.2.5. Limos rosados y cantos (glacis), Pleistoceno inferior a medio (16)

Se trata de un segundo nivel de glacis de cobertera que aparece articulando el nivel de glacis superior con las terrazas del Pleistoceno medio y las más bajas del Pleistoceno inferior; aflorando, en la Hoja de Aranjuez, en la margen derecha de Tajo y Jarama en su zona de confluencia. Litológicamente son muy similares a los materiales del glacis superior, los cuales recicla, aunque incorporan mayor cantidad de cantos de yeso, caliza y sílex. En la Hoja de Yepes los glacis equivalentes muestran un predominio de facies gruesas, con estructuras de corrientes de alta energía y una disposición cartográfica en ocasiones ligada a salidas de valles laterales, por lo que parecen corresponder a antiguos aparatos aluviales degradados. Se interpretan como depósitos originados principalmente mediante aparatos aluviales y regularizados por procesos de escorrentía superficial. Su edad, por correlación con las terrazas del Tajo y Jarama sobre los cuales se apoya, podría corresponder al Pleistoceno medio y puede que parte del inferior.

2.2.6. Conglomerados, arenas y limos (terrazas medias del Jarama, Tajuña y Tajo) Pleistoceno medio (17)

Las terrazas del Pleistoceno medio agrupan los niveles fluviales colgados sobre los cauces actuales del Tajo y el Jarama a +55-60, +35-40 y +23-30 m, aflorando en ambos márgenes de los ríos. Cada nivel está formado por hasta 6 m de depósitos que comienzan por conglomerados principalmente cuarcíticos (Jarama) o de cuarcita y caliza (Tajo), con matriz de arena gruesa, generalmente cementados por carbonatos, que corresponden a barras de gravas con estratificación cruzada planar. Sobre los niveles de conglomerados se disponen barras de arenas finas cuarzo-feldespáticas cementadas (en la margen derecha del Tajo, aguas abajo de la confluencia con el Jarama, los niveles de arena presentan cementaciones por yesos) con estratificaciones cruzadas planares y de surco, correspondientes a *megaripples* de cresta recta a sinuosa, con retoques a techo de laminación horizontal o de

climbing ripples. Por encima aparecen muy bien representados los materiales correspondientes a las facies de llanura de inundación, siempre situadas a techo de las secuencias en paquetes de 1-1,5 m de potencia, constituidas por arcillas y limos-arcillosos en los que en algunos casos se dan procesos de hidromorfía y se produce el desarrollo edáfico. En este sector se dispone de una catena edáfica bastante completa (ROQUERO, 1994), la cual ha sido revisada para este estudio. Los suelos varían desde suelos *rojo-fersialíticos* a pardos poco evolucionados desde los niveles más altos a los más bajos, con la importante novedad de su alto contenido en carbonatos en toda la catena. Así los niveles inferiores, por debajo del de 40-45m, son típicamente *Xerochrept Calcixerolíticos* con distinto grado evolutivo, los intermedios entre 60-100m responden a *Xerochrept Petrocállicos* caracterizados por el desarrollo de importantes horizontes Cca e incluso Ck, mientras que los superiores se encuentran caracterizados por el desarrollo de *Haploxeralf* típicos, con horizontes Bt rojos con estructuras prismáticas bien definidas.

En algunos puntos se conservan depósitos de limos rosados e hiladas de cantos correspondientes a abanicos aluviales desmantelados, también edafizados. En la gravera del Cerro de la Linterna, al OSO de Aranjuez, los materiales presentan diaclasas de dirección N80°E subverticales y pliegues de *slump* en las facies de llanura de inundación, con dirección de movimiento hacia el Tajo; también se observa *convolute lamination*, con inyección de bolsadas limo-arenosas en niveles arenosos más altos. Además se observan estructuras de *cut & fill* relacionadas con la disposición en solape de diferentes niveles fluviales. En la margen derecha del Tajo los niveles cementados presentan diaclasas subverticales de direcciones principales NE-SO y NNO-SSE.

En cuanto a su edad, siguiendo a VAUDOUR (1969), estos niveles quedarían entre los glaciales Riss y Mindel de aguas arriba en el Jarama, por lo que corresponderían al Pleistoceno medio. Para ALFÉREZ (1977), la terraza de +50 m sobre el Tajo, aguas abajo de Toledo, que tendría fauna de *Mammuthus meridionalis*, correspondería al Pleistoceno inferior. La presencia de hallazgos de *Elephas (Palaeoloxodon) antiquus* e industria lítica achelense poco evolucionada (Achelense antiguo) aguas abajo de la presente Hoja, como son los yacimientos de Pinedo (QUEROL y SANTONJA, 1979) y el situado aguas abajo del Puente de Añover (RUS *et al.*, 1993), ambos localizados en niveles fluviales correlacionables con el nivel de +22-25m de la presente Hoja, permiten situarlos en el Pleistoceno medio antiguo (QUEROL y SANTONJA, 1979). Se dispone también de algún dato paleomagnético de la secuencia en las zonas de Fuentidueña (aguas arriba de la Hoja) y en las inmediaciones de Toledo (aguas abajo de la Hoja). Según PINILLA *et al.* (1995) el nivel de +60m presenta de base a techo polaridad normal asimilable a la Época Brunhes (< 0.73 Ma: Pleistoceno medio) en la zona de Fuentidueña, mientras que en las inmediaciones de Toledo este mismo nivel presenta polaridad inversa asimilable a la Época Matuyama (> 0.73 Ma: Pleistoceno inferior). Estos mismos autores indican que mientras en la zona de Toledo comenzaba la incisión del nivel de +60 durante el Pleistoceno medio, en la zona de Fuentidueña continuaba su agradación. Así pues, puede suponerse que este nivel fluvial en la Hoja de Aranjuez, situada entre ambas zonas, pertenece al comienzo del Pleistoceno medio.

Para PÉREZ-GONZÁLEZ (1994) las terrazas situadas entre +40-42 m y +64 m sobre el Jarama, aguas arriba de la Hoja de Aranjuez (Marchamalo), corresponden plenamente al Pleistoceno medio.

2.2.7. Limos rosados, arenas y gravas (fondo de valle colgado), Pleistoceno medio a superior (18)

Incluimos en este epígrafe algunos depósitos que se conservan rellenando el fondo de valles laterales del Tajo (arroyo de las Salinas, al SO de Aranjuez) y del Tajuña (valle de Calabazas, valle de la Amarguilla, al SE y NE de Titulcia, respectivamente), poco retocados por la incisión posterior. Litológicamente, están constituidos principalmente por depósitos finos, limos rosados a cremas, masivos, a veces encostrados, que alternan con niveles de arenas con estratificación cruzada de surco de pequeño desarrollo, estratificación cruzada de *ripples*, y pasadas de gravillas. Se consideran ligados a cursos de funcionamiento fluvio-torrencial, efímero y de poca entidad. El espesor de los depósitos puede llegar a más de 4 m y tener desarrollados suelos pardos *fersialíticos* sobre ellos. Por correlación con los niveles de terraza equivalentes por cotas, se les atribuye una edad entre el Pleistoceno medio y el superior.

2.2.8. Limos arenosos rojizos (glacis), Pleistoceno superior (19) y (21)

Se trata de unos depósitos delgados (usualmente de 0,6 a 1,5 m) formados por escorrentía superficial y por aparatos aluviales de escasa entidad, que tapizan superficies de enlace relacionadas con los últimos pulsos de encajamiento fluvial. Aparecen en el valle de la Amarguilla (NE de Titulcia) y al S de Aranjuez, pero alcanzan su mayor desarrollo y expresión cartográfica en la zona del arroyo de Guatén, donde al menos se encuentran dos sistemas de glacis que fosilizan, biselan y acaban encajándose en los depósitos fluviales del paleo-Manzanares. Su litología depende del sustrato local, pero dominan los materiales finos, limos y arenas arcósicas, que en la zona del Guatén son de carácter cuarzo-feldespático, provenientes de la degradación de la Rampa de Griñón-Las Rozas, y que presentan una coloración rojiza a parda, con instalación de suelos pardo-rojizos con carbonataciones en enrejado a veces muy intensas.

Para VAUDOUR (1969), la edad de estos glacis es Cuaternario medio o reciente, relacionando sus depósitos con la erosión durante el Riss de los suelos previamente desarrollados. El nivel de base de estos glacis se sitúa por debajo de los +15 m sobre el actual arroyo Guatén, que regionalmente corresponde al Pleistoceno superior en las cuencas fluviales del Tajo y afluentes (PÉREZ-GONZÁLEZ, 1994). Por otro lado, una adscripción al Pleistoceno superior es compatible con la edad Pleistoceno inferior a medio de los depósitos con *Mammuthus Meridionalis* (evolucionado) de la Depresión Prados-Guatén (SILVA *et al.*, 1988c; SILVA *et al.*, 1999).

2.2.9. Limos pardos, arenas y gravas (terrazas bajas), Pleistoceno superior-medio (?) (20)

Corresponden a los niveles de terrazas situados a +15-18 y +8 m sobre los cauces actuales, encontrándose encajada la más baja en la superior. Las que alcanzan mayor desarrollo cartográfico son las de ambos márgenes del Jarama y márgenes derecha del Tajo y Tajuña. También se encuentran en las márgenes izquierdas de ambos ríos en sus confluencias con el Jarama y de forma muy limitada en el arroyo Guatén.

Los depósitos en la zona del Jarama tienen, al menos, entre 20 y 30 m de espesor. Los grandes espesores medidos en las explotaciones de áridos de las terrazas bajas del Jarama y Tajo en la Hoja de Aranjuez, confirmados por los pocos datos de sondeos que se han podido recabar (hasta 25 m de arenas y gravas), hacen pensar en una disposición en terrazas superpuestas, semejante a la constatada aguas arriba, en la zona de Arganda,

donde la inversión de las terrazas del Jarama llega a superponer niveles fluviales con fauna del Pleistoceno superior e industria lítica del Paleolítico medio a depósitos del Pleistoceno medio con industrias del Paleolítico inferior, e igualmente sucede en el curso bajo del Manzanares (PÉREZ DE BARRADAS, 1923; PÉREZ-GONZÁLEZ, 1971; 1980; GOY *et al.*, 1989).

Hacia la base (nunca observable) aparecen más de 10 m de conglomerados de cantos principalmente de cuarcita (Jarama), o cuarcita, caliza y sílex (Tajo y Tajuña), según las distintas áreas-fuente, y que en las zonas de confluencia entre ríos pueden alternarse en la vertical (SILVA, 1988a). Los cantos son de 5 a 10 cm de diámetro (3-4 cm en el Tajuña), redondeados a subredondeados; los conglomerados son grano-sostenidos, con matriz arenosa cuarzo-feldespática entre los cantos y menos cementados en el Jarama que en los otros cursos fluviales. Aparecen rellenando canales que se cortan unos a otros, con bases erosivas marcadas por *lags* de cantos de hasta 20 cm; las barras de gravas presentan estratificaciones cruzadas de surco y planares, las secuencias se hallan frecuentemente truncadas por los nuevos canales, aunque en ocasiones se conservan sobre las gravas cuerpos arenosos con estratificación cruzada de surco. Por encima de los conglomerados aparecen unos 5 m de arenas cuarzo-feldespáticas beige sueltas, con estratificaciones cruzadas de surco que a techo pasan a laminación horizontal y de *ripples*, y en algunos casos a limos verdosos masivos según secuencias de abandono de canal. Los niveles de gravas se hacen menos abundantes hacia el techo. El depósito puede acabar con 1 m de limos arenosos beige a ocre con suelos pardos sobre ellos.

Los materiales se interpretan como depósitos de sistemas fluviales entrelazados, en los que en un principio el relleno de los canales está formado por barras longitudinales de gravas entre las que circulaban pequeñas barras transversales de arena. En la vertical el sistema evoluciona hacia menos energético (de *braided* de gravas a *braided* de arenas), predominando las barras de arena formadas por *megaripples* de cresta ondulada con retoque a techo de flujo laminar y *ripples*, y en alguna ocasión decantación de limos por abandono de canal. Su edad, del Pleistoceno superior, es correlacionable con la de las terrazas similares (entre +5 y +15-18 m) del Jarama en Arganda (Áridos) y del Manzanares (RIBA, 1957; SANTONJA *et al.*, 1978), datadas con mamíferos e industria lítica. Algo al Norte de Ciempozuelos, ya fuera de la Hoja de Aranjuez, MAZO (1995) atribuye una edad del Pleistoceno medio a una terraza de +25 m debido al hallazgo de un molar de *Elephas antiquus* a unos 6 m por debajo del supuesto techo de la terraza; pero en nuestra opinión se trata de la terraza de +15-18 m cubierta por un potente abanico aluvial, y la datación no es determinante, ya que *E. antiquus* perdura hasta la mitad del Pleistoceno superior. De todas formas, queda abierta la posibilidad de que este nivel de +15-18 m no correspondiera a los niveles superiores de la terraza de +15-20 m del yacimiento de Áridos (Arganda III y IV), del Pleistoceno superior, sino efectivamente a los niveles infrayacentes del Pleistoceno medio (Arganda I y II) o que la edad del depósito cubra desde un Pleistoceno medio a la base a uno superior a techo.

2.2.10. Limos rosados con cantos (abanicos aluviales), Pleistoceno medio y Pleistoceno superior a Holoceno (22)

Los abanicos aluviales alcanzan un buen desarrollo en las márgenes de los principales ríos y arroyos de la Hoja, desarrollándose a la salida de los valles de segundo y tercer orden y apoyándose sobre los depósitos de terraza más bajos del Pleistoceno medio (únicamente los restos situados al SO de Aranjuez), sobre las terrazas del Pleistoceno superior, llanura aluvial

y fondos de valle. Cartográficamente se distinguen aparatos individualizables, abanicos coalescentes y abanicos degradados o disectados por encajamientos posteriores. En la mayor parte de la Hoja la disposición de los aparatos es de superposición, salvo en la zona de confluencia de Jarama y Tajuña, donde adoptan un dispositivo de abanicos telescópicos progradantes, con hasta tres secuencias consecutivas desarrolladas y que deben estar ligadas a una mayor subsidencia en esta zona. Litológicamente están formados por limos rosados más o menos arenosos y cantos dispersos o en hiladas, principalmente bien redondeados de cuarcita o cuarzo, procedentes de niveles de terraza más altos, pero también cantos angulosos de yeso arrancados del sustrato terciario. Los limos son muy semejantes en aspecto de campo a los que se hallan recubriendo las superficies y glacia más elevados, de cuyo dismantelamiento probablemente proceden. Pueden alcanzar espesores notables, del orden de 5 ó 6 m, especialmente en ambas márgenes del Jarama, donde rellenan el desnivel formado por el basculamiento contrapendiente de las terrazas del Pleistoceno superior. Su edad máxima viene fijada por la edad del nivel fluvial sobre el que se apoyan, pudiendo seguir siendo funcionales muchos de ellos en condiciones torrenciales, aún aquellos que se apoyan sobre niveles de base ya colgados.

2.2.11. Limos pardos, arenas y gravas (fondo de valle), Pleistoceno superior a Holoceno (23)

Se trata de los depósitos aluviales asociados a los arroyos, destacando por su entidad los de los arroyos Guatén y Cansarinos. Cartográficamente adoptan una disposición, al igual que el resto de la red fluvial, mimética respecto a la red principal de fracturación, NO-SE y NNE-SSO. Típicamente se trata de limos y arenas pardas con gravas dispersas. Su edad, según los niveles fluviales de referencia, puede cubrir desde un Pleistoceno superior alto a Holoceno.

2.2.12. Limos negros y sales (navas), Pleistoceno superior a Holoceno (24) y (29)

Los depósitos de navas o fondos endorreicos están formados por limos ricos en materia orgánica, más o menos arenosos o con cantos (24). Responden a dos diferentes procesos morfogenéticos. Unos se desarrollan en depresiones de origen kárstico sobre el sustrato salino (por ejemplo Prado de Valdelascasas, al SO de Aranjuez), que a veces tienen carácter de karst cubierto por aluvionamientos cuaternarios (sobre las terrazas altas de la margen izquierda del Jarama o en la llanura aluvial del Tajuña) y otras tienen su origen en valles o antiguos canales fluviales poco o nada funcionales (por ejemplo los fondos alargados al Este de Illescas).

En algunas de las depresiones endorreicas de origen kárstico que se encuentran en las facies evaporíticas terciarias, se producen procesos de encharcamientos estacionales con precipitación de sales blancas formando delgados encostramientos sobre los limos negros de navas (29). La muestra analizada está compuesta por thenardita, con restos de cuarzo, yeso, calcita y trazas de arcillas. Están representados en la Laguna Seca, al Oeste de la Hoja, donde las aguas pluviales deben disolver los niveles de sulfato sódico interestratificado con los yesos miocenos que es explotado en una mina cercana.

2.2.13. Limos, arenas y cantos (coluviones), Pleistoceno superior a Holoceno (25)

Presentan una litología variable en función del sustrato. Los que presentan un mejor desarrollo son los relacionados con "derrames" de niveles de terraza colgados, como los situados en la zona de unión Tajo-Jarama, formados principalmente por limos arenosos y cantos redondeados de cuarcita. Otros coluviones se desarrollan en las abruptas márgenes

de los valles labrados en los yesos y arcillas miocenas, y están formados por limos y cantos angulosos de yeso. En esta Hoja aparecen relacionados con las terrazas del Pleistoceno superior o con el nivel de base actual de la incisión fluvial, por lo que les atribuimos una edad Pleistoceno superior-Holoceno.

2.2.14. Arenas y gravas (barras fluviales y barras de meandro), Holoceno (30), Pleistoceno superior a Holoceno (26)

Se trata tanto de depósitos de barras de meandro fósiles, relacionadas con la creación de las llanuras aluviales subactuales del Tajo y del Jarama (26), como de los depósitos de las zonas tractivas actuales de ambos ríos (30). Los primeros aparecen formando cuerpos de acreción lateral (barras semilunares de meandro) en las curvas internas de meandros abandonados y han quedado descolgados de la zona tractiva actual de ambos cursos fluviales, que los corta limpiamente. Dentro de esta zona tractiva actual se encuentran barras de meandro y en los tramos más rectilíneos, barras marginales y longitudinales. Litológicamente están formados por arenas cuarzo-feldespáticas y gravas de cantos de cuarcita, cuarzo y, sobre todo en el Tajo, también de caliza y sílex. El abandono de buena parte de estos meandros está históricamente documentado entre el siglo XVIII y XIX (URIBELARREA-DEL VAL *et al.*, 1999), por lo que la edad de los bancos de arena y grava no supera esa fecha.

2.2.15. Limos pardos (llanura de inundación), Holoceno (27)

La llanura de inundación del sistema Tajo-Jarama-Tajuña forma una planicie de entre 1000 y 2000 m de anchura, situada a +3 m del nivel actual de los cursos. En el valle del Tajuña la llanura se divide en tres superficies, estando encajadas 1 m las inferiores en las superiores. En las riberas del Tajo y del Jarama afloran entre 3 y 5 m de limos arenosos pardos masivos y nivelillos de arenas con laminación horizontal y de *ripples*.

2.2.16. Limos negros (meandros abandonados), Holoceno (28)

La dinámica fluvial del Tajo y Jarama durante el Cuaternario reciente es la de un sistema de cursos de alta sinuosidad con frecuentes procesos de avulsión y abandono de canales meandriformes por acortamiento (*chute cut off*). En este área muchos de los meandros abandonados han sido datados en fechas históricas (URIBELARREA-DEL VAL *et al.*, 1999), situándose desde antes de 1775 hasta 1944. Los meandros abandonados pasan a constituir zonas encharcadas donde tiene lugar la decantación de limos y una alta producción de materia orgánica.

3. TECTÓNICA

3.1. TECTÓNICA 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 se inician hacia el Oligoceno superior-Mioceno inferior, cuando tiene lugar la formación de la Sierra de Altomira, pero las principales estructuras se generan durante el Mioceno medio (Fase Guadarrama), bajo un campo de esfuerzos transpresivo con compresión uniaxial NO-SE que da lugar a fracturas inversas NE-SO 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). Buena parte de estos accidentes corresponden a importantes fracturas tardihercínicas que han rejugado durante el alpino (ALÍA-MEDINA, 1960; MARTÍN-ESCORZA, 1980; QUÉROL, 1989).

Con el paso al Mioceno superior la dirección principal de esfuerzos en la Cuenca de Madrid gira 10° al Norte, cambiando a un régimen de esfuerzos transtensivo, con predominio de 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.

Según algunos autores, durante el Plioceno sucederían los últimos esfuerzos compresivos en el Sistema Ibérico, correspondientes a las fases Iberomanchega I y II (PÉREZ-GONZÁLEZ, 1979), que regionalmente serían responsables de los plegamientos de baja amplitud que afectan a los materiales mio-pliocenos y de un cierto basculamiento 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 (ÁLVARO *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 hacia el Pleistoceno, y sería responsable de la actividad tectónica extensional reciente (DE VICENTE *et al.*, 1994).

3.2. DEFORMACIONES CUATERNARIAS

El análisis de la actividad neotectónica en la Cuenca de Madrid ha estado históricamente condicionado por la controversia sobre el origen tectónico o atectónico de las deformaciones presentes, tanto en materiales miocenos como cuaternarios. De este modo, ya desde principios de siglo autores como GÓMEZ-DE LLARENA (1913), HERNÁNDEZ-PACHECO y ROYO-GÓMEZ (1916), OBERMAIER *et al.*, (1921) inician el debate apuntando la posibilidad de que el conjunto de deformaciones observadas estén únicamente relacionadas con procesos de disolución y colapso de los materiales yesíferos miocenos, mientras otros como ROYO-GÓMEZ (1917) las relacionan con una gran fase tectónica finimiocena, quizá pliocena. El debate continúa hasta la actualidad, pero queda especialmente patente en la memorias de las cartografías geológicas de Getafe (VEGAS *et al.*, 1975), Arganda (SAN JOSÉ, 1975) y Ocaña (ARANDILLA *et al.*, 1975), así como en los trabajos de síntesis regionales desarrollados por CAPOTE y FERNÁNDEZ-CASALS (1978), VAUDOUR (1979), AGUIRRE *et al.*, (1976) y PÉREZ-GONZÁLEZ (1980). Más recientemente, siguiendo las ideas inicialmente planteadas por ALÍA-MEDINA (1960) y HERNÁNDEZ-PACHECO (1965), los trabajos de MARTÍN-ESCORZA (1980; 1983), SILVA (1988); SILVA *et al.* (1988a y b) y GOY *et al.*, (1989), consideran que la mayor parte de las deformaciones son el resultado de procesos de reajuste tectónico en los sistemas de fracturación del basamento

hercínico, que al propagarse a superficie son asistidas y amplificadas por la presencia de materiales evaporíticos (karstificación, colapsos y halocinesis).

Estudios más recientes (GINER y DE VICENTE, 1995, GINER *et al.*, 1996 y DE VICENTE *et al.*, 1996), han constatado esta última hipótesis, apoyando el origen inicial tectónico de la mayor parte de las deformaciones, e incluso interpretando algunas deformaciones concretas en las terrazas del Pleistoceno medio del Jarama y Manzanares como eventos paleosísmicos (GINER y DE VICENTE, 1995, GINER *et al.*, 1996; SILVA *et al.*, 1997) relacionados con una actividad tectónica a lo largo de los escarpes yesíferos. El análisis conjunto de mecanismos focales de los terremotos y deformaciones neógeno-cuaternarias indican una dirección de acortamiento máximo horizontal (SHmax) orientada entre N140°E y N160°E activa desde el Mioceno superior (DE VICENTE *et al.*, 1996). Estos autores resaltan la existencia de un sistema de *grabens* Tajo-Tajuña, cuya génesis habría que relacionar con el desarrollo de los pliegues de amplio radio de curvatura y longitud kilométrica que caracterizan al relleno neógeno de la Cuenca de Madrid (MARTÍN-ESCORZA, 1983) con posterioridad al desarrollo de la superficie del Páramo, entorno a los 2,5-2 Ma (PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 1989). Datos del análisis de morfo-isohipsas realizado por CAPOTE y FERNÁNDEZ-CASALS (1978) indican que tal superficie, aparte de presentar el conocido basculamiento hacia el SO, se encuentra deformada por pliegues de amplio radio de dirección general NE-SO ocupando las actuales Mesas de la Alcarria, Chinchón y Ocaña las zonas antiformes, estando los actuales valles del Tajo y Tajuña ubicados en los ejes sinformes tal y como apuntara HERNÁNDEZ-PACHECO (1923). A favor de estas zonas más deprimidas, se nucleó posteriormente el sistema de *grabens*, los cuales marcarían las directrices estructurales que posteriormente aprovecharía la red de drenaje.

Esta estructura esta condicionada por el desarrollo de una flexura cortical de la misma dirección a lo largo de los ríos Tajo y Tajuña evidenciada mediante métodos de análisis en profundidad (VAN WEES *et al.*, 1995). No obstante estas grandes estructuras quedan inscritas en una de todavía mayores dimensiones, responsable del mencionado basculamiento de la Meseta hacia el SW. En un análisis de un modelo digital de elevación del terreno del centro de la Península Ibérica, basado en el análisis de superficies geomorfológicas con pendientes menores al 5%, BERGAMIN *et al.*, (1995) identifican una macroestructura antiforme de dirección NW-SE, con eje en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. La Cuenca de Madrid, queda situada en su flanco suroccidental, lo que induciría el mencionado basculamiento. De acuerdo con la mayor parte de los autores, todas estas deformaciones fueron generadas durante la Fase Iberomanchega II propuesta por AGUIRRE *et al.* (1976), que se extendería desde los 2,5 a 2 Ma culminando con el desarrollo de las rañas en los bordes de cuenca, tal y como indica PÉREZ-GONZÁLEZ (1987). Como comentario final hay que resaltar, que la gran estructura sinclinal que recorre la divisoria Jarama-Guatén en esta Hoja (Los Gózquez-Valle de Las Cuevas), elaborada en los materiales de la Unidad Intermedia Miocena, posee una dirección general diferente, más norteada, y se formó con anterioridad, en respuesta a un tensor de esfuerzos diferente. Tal y como indica DE VICENTE *et al.* (1996) el cambio en la dirección de esfuerzos en la Cuenca tuvo lugar entre la Unidad Intermedia y Superior. No obstante esta estructura relicta es un caso particular, ya que al contrario que la de los sinclinales del Tajo y Tajuña, ocupa actualmente posición de divisoria por un proceso de inversión de relieve (valle-sinclinal colgado). Este hecho diferencial tiene que estar relacionado con su posición dentro de la cuenca, ya que es el único de los grandes pliegues que se encuentra situado al Oeste de la gran línea morfotectónica del Jarama. Esta, con dirección submeridiana, atraviesa la cuenca

de Norte a Sur a partir de la cual cambian drásticamente las direcciones de drenaje en el interior de la cuenca en respuesta al cambio de orientación de los sistemas de fracturación en el basamento (CADAVID, 1977).

Las deformaciones cuaternarias responden a estructuras de menor entidad, en la Hoja de Aranjuez, se relacionan con los niveles de terraza superiores, colgadas sobre los escarpes en yesos. Las deformaciones son especialmente patentes en dos zonas, en las terrazas de la margen izquierda del Jarama aguas arriba de Titulcia (Graveras de Ramos Porres), ya descritas por SILVA (1988a) y en la terraza más alta del Tajo situada a la altura de Aranjuez, en las graveras del Regajal. En la primera localidad, las deformaciones se encuentran asistidas por procesos de colapso kárstico a favor de los planos de fracturación, provocando la verticalización de los materiales fluviales. En la segunda localidad, los depósitos presentan una potencia de entre 10-12 m encontrándose basculados 22° SE, presentando estructuras lineales de colapso, con márgenes anómalos definidos por fallas y flexuras de carácter inverso y salto decimétrico (<50 cm), con direcciones preferentes N42°-47°E y N152°-160°E. Las mismas estructuras presentan diferentes periodos de actividad tanto de carácter sin como postsedimentario y acaban siendo fosilizadas por los materiales de llanura de inundación que desarrollan a techo del nivel fluvial.

En las terrazas inferiores, la mayor parte de las deformaciones observadas se encuentran en el entorno de la confluencia Jarama-Tajuña. La zona de mayor subsidencia durante el Pleistoceno superior-Holoceno se encontraría en la zona de confluencia del Jarama y el Tajuña, donde anomalías como la existencia de escalonamientos en la llanura de inundación del Tajuña y el desarrollo de abanicos aluviales telescópicos en el Tajuña y en el Jarama indicarían pulsos de bajada del nivel de base local. En las inmediaciones de la localidad de Titulcia, la terraza a +18 m (muy cementada), se encuentra basculada hasta 30° hacia el NO, y troceada en bloques, a favor de sistemas de fracturación de dirección N50°-60°E y N140°-160°E. El propio escarpe de terraza, puede considerarse como un escarpe de falla. En la margen opuesta, la terraza de +11m se encuentra afectada por sistemas lineales de fracturación, generalmente de carácter normal, de dirección N50°-60°E subparalela al escarpe en yesos a la enmarca. Se observan saltos de escala métrica y, a su favor como ya indicaran SILVA *et al.* (1988b y 1989) afloran materiales yesíferos miocenos, asistidos por procesos halocinéticos y se instalan pequeñas áreas endorreicas. En esta zona se observan hasta cinco ciclos fluviales, engrosados, separados por paleosuelos, que culminan con depósitos fluvio-palustres. En la margen derecha del Jarama, también se han observado deformaciones similares en el nivel de terraza (+15-18m). Los materiales fluviales se encuentran netamente basculados (hasta 30°) hacia los escarpes en yesos, generando surcos lineales paralelos a estos últimos, que son rellenados por los materiales limosos aluviales procedentes de la degradación de los limos rosados colgados sobre los escarpes. También se ha observado, el desarrollo de flexuras inversas y pliegues en rodilla, con desarrollo de pseudocrenulaciones en materiales arenosos, en las proximidades de los escarpes actuales de la terraza. En conjunto, todos estos datos indican el desarrollo de cuñas subsidentes a lo largo de la base de los escarpes en yesos y sugieren que la posición del escarpe actual ha podido estar controlada tectónicamente. En la cartografía, se han señalado las líneas de fracturación más evidentes, subparalelas a los escarpes, que afectan a los materiales miocenos y que controlan la disposición espacial de los sistemas de terrazas superiores, en las inmediaciones de la zona de confluencia Tajo-Jarama.

En definitiva, gran parte de las deformaciones observadas en los materiales fluviales se encuentran espacialmente ligadas a las alineaciones marcadas por los escarpes en yesos. Estos además presentan numerosas anomalías geomorfológicas indicadoras de actividad tectónica reciente, como son valles colgados, escalonamientos en el perfil longitudinal de los arroyos que desaguan, desarrollo de caras facetadas a lo largo de los sectores más lineales, cuñas aluviales y depósitos basculados a contrapendiente (SILVA *et al.*, 1988a). En función de los datos paleontológicos y geomorfológicos disponibles el periodo de actividad tectónica más importante puede enmarcarse en el Pleistoceno medio, *s.l.*, tal y como apuntan GINER *et al.* (1996). En opinión de estos autores, el proceso de generación de los escarpes en yesos tuvo que ser un episodio brusco al comienzo de este periodo, ya que teniendo en cuenta las cotas de los niveles fluviales, se induciría un desnivel de al menos 60 m. Su impacto paleogeográfico más importante fue la captura del río Manzanares por parte del Jarama, y el consecuente abandono de la Depresión Prados-Guatén hace menos de 730.000 años, ya durante el Pleistoceno medio.

No obstante la actividad tectónica hay que entenderla como un proceso dinámico que se prolonga en el tiempo continuando durante el Pleistoceno superior y Holoceno. Como demuestran los registros sísmicos instrumentales, esta actividad incluso se prolonga hasta nuestros días. Una sismicidad muy moderada, con magnitudes (mb) de 4,1 a 3,1, se distribuye mayoritariamente a lo largo de tales escarpes. Es por tanto muy improbable que fenómenos únicamente kársticos y/o halocinéticos sean los responsables de tal actividad sísmica. Esta, por otra parte es muy superficial con profundidades epicentrales inferiores a los 5 Km (DE VICENTE *et al.*, 1996), pero lo suficientemente profunda como para relacionarla con la reactivación de los sistemas de fracturación que afectan al basamento. Dentro del área de la Hoja cabe destacar los eventos sísmicos del valle del Tajo, localizados en el entorno de Aranjuez en 1988 (DE VICENTE *et al.*, 1996), y en áreas próximas, el de San Martín de la Vega de 1954, que tuvo una intensidad de IV M.S.K. (MARTÍN-ESCORZA, 1985).

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA

Los dos principales elementos morfológicos que conforman el relieve de esta parte de la Cuenca de Madrid son los valles y los interfluvios de anchas lomas que constituyen las superficies divisorias entre ellos (ROYO-GÓMEZ y MENÉNDEZ-PUGUET, 1929). La topografía general de la zona se sitúa hacia los 620 m, que es la altitud media de los interfluvios. Sobre ella destacan algunas alineaciones NNE-SSO, como la del vértice Espartinas (712 m) o la del Valle de las Cuevas (714 m) y por debajo (480-500 m de altitud) se sitúan las anchas vallonadas de los cursos fluviales que drenan la zona, con una pendiente general NE-SO. Los principales valles de la Hoja de Aranjuez son los de los ríos Tajo, Jarama (que hidrográficamente es el auténtico gran colector de la zona) y Tajuña. Estos tres ríos recorren valles profundamente encajados respecto a las superficies de divisorias, con las que se articulan, bien mediante escalonamiento de terrazas o bien mediante escarpados taludes labrados en los yesos del sustrato. Otra importante zona deprimida es la de los arroyos de Cansarinos y Guatén, que con una altitud media de 530-580 m conforma un antiguo valle fluvial abandonado. Las cotas máximas de la Hoja (730 m) se encuentran en su esquina SE, donde el relieve sube hacia su enlace con la superficie del páramo de la Mesa de Ocaña.

El clima de la Cuenca de Madrid está condicionado por la altitud general de la meseta y la de los relieves que limitan la cuenca, que tienden a dificultar la penetración de la influencia oceánica hacia el interior. El régimen del área es de tipo mediterráneo seco (según el método de Papadakis), con temperaturas medias anuales que oscilan alrededor de los 14°C, ligeramente más altas hacia el Oeste, y precipitaciones medias anuales alrededor de los 400 mm. Las máximas térmicas se alcanzan en julio, con valores medios superiores a los 30°C, y las mínimas en diciembre y enero, con mínimas medias no inferiores a 0°C. La evapotranspiración potencial está entre 700 y 800 mm anuales (método Thornthwaite), muy superior a las precipitaciones, denotando una fuerte aridez, que se centra en los meses de mayo a septiembre.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Desde el punto de vista morfoestructural, la Cuenca de Madrid es una amplia cuenca intracontinental, de planta triangular, delimitada por fallas inversas de gran desarrollo, especialmente la de su borde NO. El relleno terciario de la cuenca está formado por unas facies de borde, detríticas, con mayor entidad en su borde NO, y unas facies centrales, evaporíticas y carbonáticas, desplazadas hacia su extremo SE. Esta paleogeografía de la cuenca terciaria condiciona de forma fundamental el paisaje. Así, geomorfológicamente, se pueden diferenciar dos grandes dominios: un borde NO, donde dominan las suaves superficies que escalonadamente descienden hasta el río Tajo, que discurre por su borde sur, y una esquina SE marcada por la presencia de los páramos de La Alcarria y de la Mesa de Ocaña, con sus altas superficies complejas. La Hoja de Aranjuez queda enmarcada en el límite meridional de la bajada de superficies hacia el valle del Tajo, que supone el límite con la Mesa de Ocaña.

4.2.1. Estudio morfoestructural

De acuerdo con la agrupación de elementos mayores del paisaje de la Cuenca de Madrid (PÉREZ-GONZÁLEZ, 1994), la Hoja de Aranjuez puede ser dividida en tres unidades

morfoestructurales, de Este a Oeste: Depresión Tajo-Jarama, Bloque de Espartinas y Depresión Prados-Guatén.

4.2.1.1. *Depresión Tajo-Jarama*

Esta depresión ocupa desde los escarpes de la margen derecha del Jarama y su continuación por el Tajo hasta el límite oriental de la Hoja. Es la zona ocupada por los depósitos fluviales y aluvionares de los ríos Tajo, Jarama y Tajuña. Las altitudes oscilan entre los 480 m de la vega del Tajo y los 630 m de sus terrazas más altas, salvo algunas cotas más elevadas, correspondientes a restos de superficies elevadas.

Los depósitos fluviales se hallan organizados en diez niveles de terraza: +3-5 Llanura de inundación holocena; +8 y +15-18 m, terrazas del Pleistoceno superior; +23-30, +35-40 y +60 m del Pleistoceno medio y límite con el inferior; +70, +90, +100 y +150 m, pertenecientes al Pleistoceno inferior. Las terrazas del Pleistoceno superior y la llanura de inundación holocena presentan un dispositivo de terrazas superpuestas, mientras que los demás niveles son principalmente terrazas colgadas, aunque algunos niveles sean en sí mismas terrazas complejas, con varios niveles superpuestos, o tuvieran originalmente y aún conservado en ciertos puntos, un dispositivo en solape, visible por ejemplo entre las terrazas de +150 y +120 m al Sur de Aranjuez, o entre las de +35-40 y +23-30 m hacia su SO. Las direcciones de la red fluvial principal han tenido durante todo el Cuaternario un fuerte control estructural, sobre todo las direcciones NNE-SSO (Jarama) y E-O (Tajo). En los escarpes yesíferos de ambas márgenes del Jarama y de la margen izquierda del Tajuña, se encuentran cicatrices de deslizamiento que desgajan bloques de afloramiento que rotan y colapsan hacia el valle.

4.2.1.2. *Bloque de Espartinas*

Constituye la divisoria, con dirección NNE-SSO, entre los valles de los ríos Jarama y del antiguo Manzanares. Su borde oriental está marcado por los escarpes de encajamiento del río Jarama, con desniveles del orden de los 100 m labrados sobre yesos, arcillas miocenas o conglomerados de terrazas, y su borde occidental, definido por el escalonamiento de escarpes estructurales sobre capas de yeso y de calizas. En los encajamientos del Jarama y de valles secundarios (arroyo de Seseña), se encuentran facetas triangulares de vertiente, superficialmente encostradas por yesos y limos carbonatados. Las zonas más elevadas del bloque están ocupadas por los relieves residuales de margocalizas y niveles de sílex de la Unidad neógena intermedia del cerro Espartinas (712 m), en el centro del bloque y del Valle de las Cuevas (714 m) en su borde occidental. Estos materiales se encuentran deformados en una estructura sinclinal muy laxa, de dirección NNE-SSO, correspondiente al denominado Sinclinal de Los Gózquez-Valle de Las Cuevas (CARRO y CAPOTE, 1968; VEGAS *et al.*, 1975). A favor de esta megaestructura tectónica de primer orden se desarrolló un valle sinclinal, muy amplio, flanqueado por los mencionados cerros testigos, y actualmente conservado como forma relictica, cuya conservación a un proceso de inversión del relieve, al encajarse posteriormente sobre sus flancos los valles del Jarama (Este) y del antiguo sistema Manzanares-Guatén (Oeste). Así el valle sinclinal relictico queda actualmente colgado sobre ambos valles. Al interior del valle se encuentra asociado un discreto relleno de materiales arcillosos y arenosos arcósicos, de características fluvio-palustres (drenaje deficiente), encajado de 8 a 12m en los citados relieves estructurales marginales y un sistema axial de importantes depresiones de origen kárstico.

Desde estas cotas, situadas al Norte de la Hoja, la topografía desciende de NO a SE, mediante superficies erosivas en rampa, depósitos asociados de glacis y glacis erosivos, hasta las terrazas altas de la margen derecha del Jarama o los escarpes sobre su vega, lo que indica que se trata de un interfluvio de perfil asimétrico, con mayor desarrollo hacia este río y su prolongación por el Tajo.

4.2.1.3. Depresión Prados-Guatén

Esta depresión presenta una marcada dirección NNE-SSO, también con un probable control estructural, ya que se localizan fallas normales con esta dirección y saltos métricos afectando a las litologías de la Unidad Intermedia en la zona de Valle de las Cuevas. A grandes rasgos se trata de un ancho valle tapizado por depósitos fluviales arcósicos, por el que ahora circulan encajados los arroyos Prados y Guatén. En un principio fue considerado un paleovalle terciario (PÉREZ-DE BARRADAS, 1924) o un cambio lateral de facies exhumado durante el Cuaternario (CARRO y CAPOTE, 1968; PÉREZ-MATEOS y VAUDOUR, 1972; VAUDOUR, 1979), aunque ya anteriormente RIBA (1957) proponía su posible identificación con el curso bajo del Manzanares anterior a su captura por el Jarama. Posteriormente SILVA (1988) y SILVA *et al.* (1988c) confirman una edad Pleistoceno inferior-medio para los depósitos fluviales, sobre la base del hallazgo de un molar con características de *Mammuthus Meridionalis* (NESTI) evolucionado o de un *Elephas antiquus* primitivo, y de restos de *Equus sp.*

La morfología del valle del antiguo curso bajo del Manzanares es asimétrica, al igual que en su curso medio. La vertiente derecha es una suave bajada, tapizada por al menos dos sistemas de glacis que descienden lateralmente de la rampa de Griñón (PÉREZ-MATEOS y VAUDOUR, 1972); mientras que la vertiente derecha está formada por escarpes y abruptos taludes. Esta asimetría, originada por la migración hacia el Este de los cursos fluviales, es característica de los valles situados entre dos alineaciones morfotectónicas de primer orden, la del Alberche (falla del Sur del Sistema Central) y la del Jarama y para PÉREZ-GONZÁLEZ (1994) está relacionada con pulsos de levantamiento recientes del Sistema Central, que serían correlacionables con la fase Torrelaguna de DE VICENTE (1988).

4.2.2. Estudio del modelado

4.2.2.1. Formas estructurales

Aunque existe un fuerte condicionamiento estructural en la compartimentación del relieve y en la orientación de la red de drenaje de la Hoja de Aranjuez, las principales formas de origen estructural con expresión morfológica propia son los escarpes y superficies estructurales, sustentados por capas de calizas, más o menos silicificadas y de yesos alabastrinos. Menor importancia tienen, dentro del modelado, los basculamientos, fallas o simples lineamientos que afectan a formas o materiales cuaternarios. El origen y disposición de estas estructuras han sido ya tratados en el capítulo de neotectónica.

4.2.2.2. Formas de ladera

Las formas de ladera mejor representadas en la Hoja de Aranjuez son los coluviones, forma asociada a los depósitos gravitacionales adosados a vertientes de fuerte pendiente. Aparecen articulando laderas con fondos de valle o arroyos (red secundaria del Guatén, arroyo de la Fuente de Seseña) o con niveles de terraza baja (en el horcajo entre Tajo y Jarama). Estas formaciones coluvionares no llegan a alcanzar gran desarrollo en la Hoja de

Aranjuez, debido a que en el actual nivel de incisión, las pendientes más fuertes se desarrollan en los escarpes yesíferos del Jarama, Tajo y Tajuña, donde los principales procesos de evolución de las laderas son los de disolución y los de escorrentía superficial, y en menor medida los gravitacionales, salvo los deslizamientos.

Una distribución más limitada tienen otras formas no ligadas a depósitos, como las facetas de vertiente y las cicatrices de deslizamientos o de desplomes, ambas características de los abruptos escarpes yesíferos de Jarama y Tajuña, apareciendo en otros valles de menor entidad, como el del arroyo de la Fuente de Seseña. Las vertientes de los arroyos Guatén y Cansarinos, donde afloran series arcillosas miocenas, presentan laderas regularizadas, de suaves pendientes, con escaso o nulo depósito superficial.

4.2.2.3. Formas fluviales

Estas formas tienen gran representación en la Hoja de Aranjuez, ya que el modelado de la zona ha estado ligado a la evolución de cuatro colectores de importancia, Tajo, Jarama, Tajuña y el antiguo Manzanares. El encajamiento de la red de drenaje tiene un primer registro morfológico en los escarpes fluviales que disectan las superficies altas de los interfluvios, y posteriormente los sucesivos niveles de terrazas colgadas, hasta llegar a los escarpes de terrazas bajas, encajadas o solapadas. En interfluvios de tercer orden los escarpes fluviales de torrenteras evolucionan por retroceso a pequeñas aristas fluviales.

Los replanos de terraza se escalonan desde cotas relativas de +150 m hasta +8 m, incluyendo terrazas de arroyos o fondos de valle colgados y prolongaciones de las terrazas por laderas, en forma de terraza-glacis. La cronoestratigrafía de los niveles fluviales que los sustentan ya ha sido tratada en el capítulo correspondiente. Al Pleistoceno inferior pertenecen los niveles de terrazas del Tajo y del Jarama situados a +150, +100-120, +80 y +65-70 m, que marca el límite con el Pleistoceno medio, y parte del relleno de la terraza compleja de +40 m del antiguo Manzanares. Al Pleistoceno medio pertenecen los niveles situados a +50-60 y +40 m, mientras que al Pleistoceno superior pertenecen los niveles situados a +23-30, +15 y +8 m. En total se contabilizan diez niveles fluviales, incluyendo la llanura aluvial actual, aunque alguno de los niveles puede aparecer desdoblado aguas abajo.

La llanura aluvial actual o llanura de inundación de los ríos Tajo, Jarama y Tajuña se encuentra a +3 m sobre el cauce, aunque en algunos casos (Tajuña) se trata de una llanura compleja con varios niveles ligeramente escalonados. En esta llanura aluvial se localizan, además otras formas ligadas a la dinámica fluvial reciente. La principal son las barras fluviales, que conforman un corredor de anchura variable en la zona de transporte tractivo del Jarama y el Tajo, formada por barras de meandro, con abundantes cicatrices de acreción, pero también barras longitudinales ligadas al cauce activo. Otras formas corresponden a meandros o cauces abandonados y a diques naturales de desbordamiento o *levées*. La llanura aluvial de arroyos alcanza también gran desarrollo en los fondos de valle del Guatén, Cansarinos, arroyo de la Fuente de Seseña, Borox y Ontígola. Tanto en los fondos de valle y llanura de inundación, como sobre los niveles de terraza más bajos aparecen numerosos conos de deyección, correspondientes a aparatos aluviales que lateralmente pueden disponerse individualizados o coalescentes y en la vertical superpuestos o encajados telescópicamente, según la subsidencia diferencial del área.

El *thalweg* de los arroyos de tercer y cuarto orden puede corresponder a formas de profunda incisión lineal, que da lugar a valles en forma de "V", o a valles de fondo plano.

Las morfologías de fondo plano o en forma de artesa son características de los valles excavados en formaciones yesíferas, independientemente de su tamaño; así los valles de los arroyos de Borox y de la Fuente de Seseña, o el mismo río Jarama. Igualmente sucede en otras zonas peninsulares, como en Aragón, donde los valles de fondo plano excavados en yesos en los Monegros reciben el nombre de *valles*. El origen de estas formas, que puede estar ligado al remodelado de valles fluviales en "V" bajo condiciones periglaciares parece tener, además, un marcado control litológico.

4.2.2.4. Formas poligénicas

Las formas poligénicas aparecen como superficies altas en interfluvios o, a partir de éstas, como superficies de bajada y articulación con los niveles fluviales de los valles. En el interfluvio Jarama-Guatén la superficie más elevada es la superficie de Espartinas-Valle de las Cuevas, a 710 m, que SILVA (1988) considera equivalente a la S_2 de GOY *et al.* (1989) y que en el vértice Espartinas se conserva coronando un relieve residual en forma de gran cerro testigo. Por debajo se encuentran dos niveles de erosión que dejan restos de superficies alineadas aproximadamente NNE-SSO, según la dirección de los cursos fluviales. La superficie de 630 m, que hemos denominado S_3 , está representada inmediatamente al E de Alameda de la Sagra, donde junto con la alineación de pequeños relieves residuales, forma la divisoria entre Jarama y Guatén. Restos de superficie erosiva a cotas similares se encuentran también en la misma margen derecha del Tajo (superficie de Bargas-Ollas) y en la margen izquierda al S y SO de Villasequilla de Yepes. En ambos sitios se observa claramente que la superficie se halla más alta que los niveles de terraza más antiguos del Pleistoceno inferior, por lo que su edad debe ser del Plioceno superior o del Pleistoceno inferior.

Por debajo de S_2 y S_3 se encuentra la superficie de 610 m (S_4), extendiéndose hacia el E de ambas, en suave declive hacia el Jarama. La superficie aparece semicubierta por depósitos de glaciares de cobertera formados por limos de tonos rosados a amarillentos. Un amplio retazo de esta superficie y del depósito de glaciares aparece también en la margen izquierda del Tajo, al E de Aranjuez, como un *embayment* o entrante situado topográficamente entre las terrazas de +100 y +150 m, por lo que parece tener una fuerte influencia fluvial en su formación y ser de edad pleistocena inferior. Dentro de la evolución morfológica del área estaría indicando una etapa dilatada de estabilidad del nivel de base fluvial. Glaciares erosivos y glaciares de cobertera de limos aparecen también articulando esta superficie con las terrazas altas del Pleistoceno inferior en la margen derecha del Jarama. Otros glaciares de cobertera, de edad posiblemente del Pleistoceno superior, tienen expresión en diversos puntos (margen derecha del Tajuña, Sur de Aranjuez), pero sobre todo en la Depresión de Prados-Guatén, donde mantos de arenas cuarzo-feldespáticas enrojecidas, articulan la Rampa de Griñón de VAUDOUR (1979), equivalente a la S_2 de GOY *et al.* (1989), con el fondo de la Depresión. Estos glaciares se organizan en al menos dos episodios encajados y forman una suave bajada desde el ONO que contrasta con la abrupta margen oriental de la depresión.

4.2.2.5. Formas endorreicas

Tres principales formas endorreicas tienen representación en la Hoja de Aranjuez: lagunas permanentes, lagunas estacionales y navas. Muchas de estas formas tienen origen en una depresión kárstica, así la Laguna de San Juan, instalada en una dolina de karst cubierto bajo la llanura de inundación del Tajuña, que tiene un carácter permanente debido a la proximidad del nivel freático en el valle. Como ejemplo de laguna estacional está la Laguna

Seca, en el término municipal de Colmenar de Oreja, que tiene también un origen kárstico y en la que precipitan sulfatos sódicos y cálcicos. Las navas, muy abundantes en la Hoja, responden genética y morfológicamente a dos tipos. Las primeras tienen un origen fluvial; son zonas endorreicas o semiendorreicas alargadas correspondientes a cabeceras o segmentos de valle con drenaje deficiente y canales abandonados. Las segundas tienen un origen kárstico, y formas redondeadas más o menos desfiguradas por su captura por parte de arroyos. Algunos buenos ejemplos han sido ya reseñados en el capítulo de estratigrafía correspondiente.

4.2.2.6. *Formas kársticas*

En la Hoja de Aranjuez se localizan buen número de pequeñas depresiones kársticas por disolución de las litologías carbonatadas y sobre todo evaporíticas, bien al descubierto, como dolinas de disolución, con bordes más o menos bien marcados o bien como dolinas de karst cubierto, con disolución del sustrato salino y hundimiento de la cobertera detrítica, que pueden dar lugar a la instalación de zonas endorreicas. Algunos ejemplos son la dolina cubierta de El Recuenco, en Seseña y todas las dolinas de borde difuso situadas al SO y NE de Borox, en la zona axial del Sinclinal de Los Gózquez.

4.2.2.7. *Formas antrópicas*

La comarca de La Sagra y las vegas del Tajo y el Jarama son zonas sometidas desde antiguo a una fuerte presión antrópica. Dentro de las actividades humanas que más han influido en el modelado del relieve destacan las actividades extractivas, principalmente para áridos en los depósitos fluviales del Tajo, Jarama y depresión Prados-Guatén, pero también de arcillas, yesos, sales sódicas, etc. Las explotaciones a cielo abierto suelen llevar asociados depósitos de escombrera, a veces de gran volumen, y la remodelación de algunas áreas. El otro tipo de obras que causan un fuerte impacto son las de infraestructura; un primer antecedente lo constituye el dique de contención del Mar de Ontígola, construido en el s. XVIII. Además, la Hoja de Aranjuez es atravesada de Norte a Sur por dos autovías y una línea de AVE que han generado taludes, trincheras y escombreras para su nivelación.

4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones geológicas cuaternarias están fundamentalmente caracterizadas por los depósitos fluviales y aluviales relacionados con los valles del Jarama, Tajo, Tajuña y Depresión Prados-Guatén. Esta última corresponde al paleovalle excavado por el río Manzanares que, durante el Pleistoceno inferior, la recorría axialmente desembocando directamente en el Tajo aguas abajo de Añover de Tajo (SILVA *et al.*, 1988c; 1998), ya en la Hoja geológica de Yepes. Desde el punto de vista textural y composicional los depósitos fluviales muestran un gran contraste. Los correspondientes a los valles del Jarama, Tajo y Tajuña, están principalmente compuestos por gravas de cuarcita, cuarzo, siendo además las calizas bastante importantes en los dos últimos ríos, cuyas cabeceras se sitúan en los materiales mesozoicos de la Cordillera Ibérica. Por el contrario, en los depósitos fluviales de la Depresión Prados-Guatén, la fracción arenosa es mayoritaria, estando constituidos por arenas arcósicas muy puras similares a las que se observan en el valle inferior del Manzanares, ya en la Hoja geológica de Getafe (582). Todos estos depósitos fluviales se encuentran estructurados en sistemas de terrazas, que se encuentran anómalamente engrosadas pudiendo alcanzar potencias algo superiores a los 15 m.

Mostrando espesores más discretos y espectros litológicos más influenciados por la geología local, el resto de las formaciones cuaternarias responden mayoritariamente a los aportes laterales que, de forma secundaria, contribuyen al relleno de los mencionados valles. Así depósitos de abanicos aluviales de distinta entidad, aunque por lo general pequeños, glaciares, derrames y coluviones, aparecen frecuentemente orlando el pie de los escarpes yesíferos y localmente escarpes de terraza degradados. Los limos rosados, residuos procedentes de la karstificación del sustrato yesífero mioceno, constituyen formaciones muy extensas pero de escaso espesor, estando genéticamente ligados a las superficies tipo glacis situadas en la zona de divisoria entre el valle del Jarama y la Depresión Prados-Guatén. Por último otros materiales relacionados con depresiones endorreicas de origen kárstico o fluvial, y a las superficies divisorias (Superficie de Espartinas), son frecuentemente formaciones muy puntuales de escasa importancia y poco espesor.

4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA

La evolución morfogenética reciente del área comienza con la captura de la cuenca intracontinental terciaria por la red de drenaje atlántica hacia el final del Neógeno (CALVO *et al.*, 1996). Las áreas centrales de la Cuenca de Madrid, ocupadas por la formación de calizas lacustres del Páramo, más resistentes a la erosión, van a quedar como altas planicies. Es la superficie M2 de SCHWENZNER (1936) o superficie C de GLADFELTER (1975), de edad pliocena; una superficie, el Páramo, definida como de corrosión-karstificación por VAUDOUR (1979) y que PÉREZ-GONZÁLEZ (1982) ha mostrado corresponder a dos diferentes episodios de erosión-acumulación pliocenos claramente superpuestos en algunos sectores.

Hacia los bordes de la cuenca, la red de drenaje va a ir labrando sucesivas superficies escalonadas hacia los principales colectores fluviales. Los más antiguos y altos de estos arrasamientos han quedado a su vez disectados por la incisión fluvial, conservándose como elevadas superficies divisorias en los interfluvios (ROYO-GÓMEZ Y MENÉNDEZ-PUGUET, 1929), que corresponden a la M1 de SCHWENZNER (1936), a la superficie de Madrid de RIBA (1957) o a las rampas areno-feldespáticas de VAUDOUR (1969). Trabajos recientes han mostrado que esta superficie es desdoblable en al menos dos, S_1 y S_2 (GOY *et al.*, 1989; PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 1991), de las que en la Hoja de Aranjuez únicamente estaría representada la S_2 por la superficie de Espartinas-Valle de las Cuevas.

Ya en tránsito al Pleistoceno inferior, la red de drenaje aparece más jerarquizada. Los niveles de terrazas más altas, los rellanos erosivos de S_3 y S_4 y los depósitos correlativos de glacis indican que Tajo, Jarama, el precursor del Manzanares y probablemente también el Tajuña, constituían cursos ya bien definidos, con una alta energía, discurrentes por anchas vallonadas que se van a ir estrechando y encajando desde los +150 m hasta los +65 m. Durante el Pleistoceno medio continúan los procesos de encajamiento fluvial, del cual quedan como registro los niveles de terraza situados entre +60 y +23 m. Hacia el final del Pleistoceno inferior o probablemente ya comenzado el Pleistoceno medio, tiene lugar la captura del curso medio del río Manzanares por un arroyo tributario del Jarama. El curso inferior, la Depresión de Prados-Guatén, queda como un valle seco donde dominan los procesos de aporte lateral, los encostramientos y el lento encajamiento de los arroyos de Prados y Guatén, que únicamente tienen como cuenca de recepción el propio valle truncado. Durante el Pleistoceno superior y Holoceno la tasa del encajamiento se reduce, debido a fuertes subsidencias localizadas en el Tajo y sobre todo en el Jarama. La subsidencia produce la superposición de niveles fluviales que se traduce en sistemas de

terrazas encajadas; paralelamente los ríos se hacen menos energéticos y pasan a ser de tipo meandriforme. Durante todo el Cuaternario pero probablemente con máximos entre el Pleistoceno inferior y el medio y entre el Pleistoceno medio y el superior, se producen deformaciones que condicionan la disposición de la red de drenaje y las tasas de sedimentación de los sistemas fluviales. Estas deformaciones, que tienen un fuerte control estructural parecen estar relacionadas con procesos de disolución del sustrato evaporítico y hundimiento a favor de fracturas alpinas o tardihercínicas con reajuego alpino.

4.5. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

La Hoja de Aranjuez presenta una serie de importantes rasgos neotectónicos, ya tratados en la descripción de los afloramientos y en el capítulo de tectónica. Estos rasgos, que incluyen fallas, basculamientos y pliegues que afectan a basamento terciario y a depósitos cuaternarios, se hallan concentrados en dos corredores principales, con ejes en los cursos del Jarama y del Tajo. La actividad sísmica cuaternaria en la zona de la Cuenca de Madrid está además evidenciada por estructuras paleosísmicas, como licuefacción en depósitos fluviales (GINER *et al.*, 1996) o domos elípticos (SILVA *et al.*, 1997) y por el registro de sismos históricos con una densidad y profundidad de focos anómalamente alta para su entorno regional.

Las deformaciones tectónicas se complementan con las de origen kárstico por disolución de las litologías evaporíticas y por los movimientos gravitacionales de cuñas y paneles de roca en los escarpes yesíferos de las márgenes del Tajo, Jarama y Tajuña, que se pueden considerar procesos activos.

Dentro de los procesos fluviales, la regularización del régimen hidráulico de los principales ríos de la zona mediante los pantanos construidos desde los años cuarenta hace que los periodos de crecida estén muy amortiguados en la Hoja, y los procesos de avulsión, migración de meandros o su abandono sean poco activos. Las actividades extractivas en las zonas de ribera son, en cambio, potencialmente capaces de inducir variaciones en el trazado actual de los ríos.

Durante las épocas de lluvias las depresiones kársticas, endorreicas y semiendorreicas sufren encharcamientos a veces extensos, mientras que los arroyos pueden funcionar bajo régimen torrencial y dar lugar a pequeños aparatos aluviales en sus salidas.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

A finales del Cretácico comienza la Orogenia Alpina, cuyo paroxismo en la zona central de la Península Ibérica tiene lugar durante el Oligoceno y Mioceno inferior-medio. Este episodio orogénico se relaciona con una doble colisión: por un lado, la Placa Ibérica y la Placa Euroasiática (orógeno Cantabro-Pirenaico) y, por otro lado, la Placa Ibérica, la Placa Africana y la Microplaca de Alborán (orógeno Bético). En este contexto geotectónico, debido a la transmisión de esfuerzos desde dichos orógenos, se generó la Cuenca de Madrid como una fosa tectónica intraplaca. La reactivación de fracturas tardihercínicas en el zócalo varisco produjo el levantamiento de los bordes de cuenca, los cuales definieron una depresión endorreica, que se rellenaría exclusivamente por sedimentos continentales (ANDEWEG *et al.*, 1999).

La sedimentación de la Unidad Inferior del Mioceno tuvo lugar en sistemas de abanico aluvial-llanura lutítica-lago salino. Los abanicos procedían del borde de cuenca constituido por los Montes de Toledo que se elevó durante el Oligoceno-Mioceno inferior y se encuentra fuera de la Hoja 15 Km hacia el Sur. Los lagos centrales tenían carácter hipersalino y estaban orlados por llanuras lutíticas esencialmente siliciclásticas que recibían los aportes detríticos desde el borde de cuenca. En este lago, desarrollado en condiciones climáticas áridas, precipitaron sales (glauberita, halita, anhidrita, etc.) y se depositaron lutitas magnesílicas. Dichas sales han sido reemplazadas en la zona superficial del terreno por yeso secundario esencialmente durante el Cuaternario. La evolución temporal de la unidad está marcada por la expansión del sistema lacustre hacia techo y la concomitante retrogradación de los abanicos aluviales hacia el Sur. Esta evolución se corresponde con la atenuación progresiva de la actividad tectónica en el borde de cuenca constituido por los Montes de Toledo.

El contacto entre las Unidades Inferior e Intermedia del Mioceno queda marcado en la zona centro-meridional de la Hoja por un cambio radical en el tipo de facies evaporíticas: yesos secundarios procedentes del reemplazamiento de sales solubles en la Unidad Inferior; y yesos primarios, generalmente removilizados, precipitados directamente a partir de aguas concentradas, en la Intermedia. Esta evolución refleja una reactivación tectónica en la cuenca (fallas en el substrato y bordes de cuenca) y una dilución en las salmueras lacustres, a la vez que se verifica la implantación de un clima semiárido con oscilaciones estacionales. En algunos puntos concretos se ha observado una superficie paleokárstica marcando el contacto entre las unidades mayores definida por pequeños colapsos métricos y decamétricos y superficies alabeadas.

En la mitad occidental de la Hoja, el contacto entre las Unidades Inferior e Intermedia se manifiesta como una progradación de facies detríticas distales (mantos de arroyada y pequeños deltas), procedentes de abanicos que se nutrían en el Sistema Central (unos 40 Km al NO de la zona), sobre depósitos lacustres y de llanura lutítica. Esta progradación se relaciona con la fase tectónica Neocastellana de elevación del Sistema Central y el reciclado de sedimentos previos de abanico aluvial.

El modelo de sedimentación general para la Unidad Intermedia del Mioceno en la Hoja se engloba en sistemas de llanura lutítica-lago salino. El ambiente lacustre era somero y moderadamente concentrado, pues la facies de máxima salinidad es el yeso. Hacia el N, los lagos eran relativamente más profundos y las salmueras se encontraban más diluidas que hacia el S. De este modo, se observa una compartimentación en los sistemas lacustres de la

Hoja con predominio de carbonatos al N y de yesos al S, debido al aporte de aguas desde el Sistema Central y a la presencia de fracturas en el sustrato de la cuenca. A techo de la Unidad Intermedia se produce un cambio en la naturaleza de los depósitos lacustres predominando los de naturaleza carbonática, esta variación responde a una dilución del complejo lacustre promovida por un cambio climático hacia condiciones más húmedas. Dicha variación va acompañada por una expansión del sistema lacustre hacia el Sur y una dramática reducción de aportes detríticos, lo cual es indicativo de la inactividad de los Montes de Toledo durante esta etapa. El techo de la unidad está constituido por calizas cristalinas formadas en una fase de exposición subaérea de los sedimentos lacustres yesíferos y dolomíticos. Durante esta exposición se produjo además su karstificación y se definió el contacto paleokárstico con los depósitos correspondientes a la Unidad Superior del Mioceno.

La Unidad Superior del Mioceno se separa de la Unidad Intermedia mediante una ruptura sedimentaria bien definida que está relacionada con un cambio drástico en el régimen de sedimentación. Así, se pasa de un sistema endorreico centrípeto al complejo de naturaleza fluvioacustre en el que se depositaron las calizas de agua dulce que forman el páramo de la Mesa de Ocaña. En la Hoja la unidad está escasamente representada por retazos que persisten a pesar de la intensa erosión cuaternaria. La fauna reconocida en esta unidad sugiere condiciones climáticas relativamente cálidas y secas durante el depósito de las calizas (Turolense).

Tras la captura de la cuenca endorreica por la red de drenaje atlántica en el Mioceno superior, tiene lugar la retracción del sistema lacustre carbonatado del Páramo; las zonas expuestas sufren procesos de corrosión y karstificación bajo un clima mediterráneo cálido y de marcada estacionalidad, labrando una superficie que es fosilizada por la instalación de un sistema fluvial (series rojas de la Mesa de Ocaña, no aflorantes en la Hoja de Aranjuez), aún poco jerarquizado, durante el Plioceno superior. Esta red discurría de NE a SO llegando a incidir y cortar el páramo en algunas zonas; el paulatino encajamiento de los cursos fluviales que se van definiendo llevaría a dejar topográficamente colgados los techos de los depósitos pliocenos, que se retrabajan en forma de superficie de erosión y encostramiento carbonatado de láminas multiacintadas; nuevas superficies se excavan ya sobre materiales miocenos (S_2 , S_3). Durante el Plioceno tiene lugar un progresivo basculamiento hacia el SO que para algunos autores estaría relacionado con momentos tardíos de la apertura del golfo de Valencia y el levantamiento del Este peninsular.

En el Pleistoceno, bajo un clima de alternancia de periodos áridos frescos y templados más húmedos, progresa el encajamiento fluvial, al principio dando anchas vallonadas con extensos arrasamientos de enlace con los relieves (S_4 , glacia) y amplios depósitos de terraza, que se van a ir estrechando al tiempo que descienden de cota, hasta su configuración actual como valles de fondo plano y escarpadas laderas. Durante el Cuaternario aún se manifiestan deformaciones bajo un campo de esfuerzos de direcciones $N140^{\circ}$ - 150° E, que genera o reactiva fracturas en esta dirección y en direcciones NNE-SSO y E-O. Controlados por estas estructuras se producen importantes fenómenos de disolución en profundidad de las litologías evaporíticas que amplifican la subsidencia diferencial de algunas áreas, como el corredor del Jarama; en estas zonas subsidentes se produce agradación de los cursos fluviales, que llegan a depositar importantes espesores de aluvionamientos, especialmente en el Pleistoceno inferior y en el superior. Estos procesos pueden ser también el origen de la captura del río Manzanares por un afluente del Jarama hacia el Pleistoceno medio, aguas

abajo de Madrid, dejando cortado su tramo bajo en la Depresión de Prados-Guatén. El paso del Pleistoceno al Holoceno va acompañado de una bajada en la energía de los medios fluviales, que pasan de tipo entrelazado a meandriforme.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. RECURSOS MINERALES. ROCAS INDUSTRIALES

En el presente Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 los indicios y explotaciones de rocas y minerales industriales se concretan en un total de 75 emplazamientos, tal como se reseña en el cuadro resumen que figura al final de este apartado.

La actividad minera de la Hoja se desarrolla fundamentalmente en torno a las siguientes sustancias: arcillas rojas (o comunes) empleadas en la producción de cerámica estructural, yesos y margas utilizados en aglomerantes, gravas y arenas para obtención de áridos naturales y/o de machaqueo, arcillas especiales (sepiolitas, bentonitas) con aplicación como cargas, absorbentes o en productos químicos, y sales sódicas (glauberita, thenardita) que abastecen a los sectores de producción de detergentes, papel o productos químicos.

Cabe destacar el avanzado grado de mecanización y las modernas tecnologías de explotación aplicadas en un amplio número de explotaciones mineras presentes en la Hoja.

La **arcilla común** es el recurso mineral de más relevante interés económico, con un total de 30 explotaciones que abastecen a un sector cerámico de fuerte implantación regional y, de modo particular, en la comarca de La Sagra (Toledo) donde recientemente se han abierto nuevas perspectivas a la racionalización de los procesos productivos con la aprobación, en marzo de 2004, por la Junta de Castilla-La Mancha de un **coto minero** que encuadra a una gran parte de las empresas dedicadas actualmente a la explotación de arcillas. Esta estructura administrativa, a través de un Consorcio Minero, supondrá en un futuro inmediato mejoras en el aprovechamiento de los recursos de arcillas, reducción de los costes de producción y restauración de áreas ya explotadas. La creación del citado coto minero afecta a quince términos municipales, seis de los cuales quedan comprendidos dentro de los límites de la Hoja de Aranjuez: Illescas, Numancia de la Sagra, Cobeja, Pantoja, Alameda de la Sagra y Añover de Tajo.

La producción de arcillas se destina mayoritariamente a la producción de cerámica estructural, obteniéndose producto como el ladrillo, teja, rasillón, bovedilla o termo-arcillas. Sólo en algunos casos se emplean materiales arcillosos como áridos naturales (materiales de préstamo). Del total de las 30 explotaciones reseñadas, 20 están activas, 7 abandonadas y 3 son considerados indicios. Por lo que respecta a sus dimensiones se clasifican como medianas y grandes. Las características de los depósitos de arcillas son variadas, con predominio de los asociados a facies de arcillas con limos e intercalaciones de arena, de edad Mioceno (Ramblense-Aragoniense medio); en algunos depósitos las arcillas se asocian, por el contrario, a facies de limos pardos y rojos, de arenas y gravas (fondos de valle), de terrazas medias y glacis, en todos los casos de edad Cuaternario (Pleistoceno-Holoceno). La mayoría de estos depósitos arcillosos se sitúan en la comarca de La Sagra (sectores occidental y nordoccidental de la Hoja).

Las **gravas y arenas**, que siguen en importancia relativa por número de localizaciones a las arcillas, llegan a la cifra de 16 en la Hoja; estos materiales se destinan mayoritariamente a la producción de áridos naturales; 12 de las explotaciones se encuentran en actividad, 3 están abandonadas y la restante se clasifica como indicio. La dimensión de las explotaciones oscila entre mediana y grande. Las gravas y arenas beneficiadas, que se destinan al sector de áridos, se distribuyen en diversos yacimientos de origen fluvial asentados en las márgenes de los ríos Jarama y Tajo (terrazas bajas y altas, barras, meandros) así como en rellenos de

fondo de valle y glacis, formaciones todas ellas de edad Cuaternario (Pleistoceno-Holoceno).

Las explotaciones de gravas y arenas disponen de medios de extracción modernos, de gran capacidad, transportándose mediante amplias flotas de camiones el material arrancado hasta plantas de tratamiento con secciones de machacado, lavado y clasificado granulométrico. Las áreas donde radica la mayor producción de áridos se encuentran en los municipios de Seseña, Ontígola y Yeles de la provincia de Toledo y Aranjuez, Titulcia y Ciempozuelos pertenecientes a la provincia de Madrid.

Los depósitos de **yeso** de potencial interés económico son 14, repartidos por estado de actividad en 7 explotaciones activas, 3 intermitentes, 3 abandonadas y 1 indicio. La mayor actividad minera se registra sobre yesos detríticos del Mioceno medio-superior (Ramblense-Vallesense), ocasionalmente asociados a yesos con presencia de glauquerita. La producción de yeso en bruto se destina a industrias locales de fabricación de aglomerantes (yeso, escayola). En el caso de dos de las explotaciones donde se presenta asociada glauquerita el destino principal es la industria química. Las canteras son de grandes dimensiones y su mayor concentración se produce en el área central de la Hoja, en los municipios de Alameda de la Sagra, Añover de Tajo, Seseña y Borox (provincia de Toledo) y de Valdemoro y Ciempozuelos (provincia de Madrid).

Los depósitos de **sepiolita y bentonita** son 9 (de ellos 5 corresponden a explotaciones activas, 3 a abandonadas y el restante se considera indicio). Su área de distribución ocupa la parte centro-occidental de la Hoja, y generalmente se encuentran asociadas a facies de arcillas rojas, arcillas verdes y calizas del Mioceno (Aragoniense superior-Vallesense), pero también a otras facies del Mioceno (Aragoniense medio-Vallesense) y del Cuaternario (Pleistoceno superior-Holoceno). Las dimensiones de estas explotaciones son grandes. La producción obtenida se destina a la industria química, y a otros sectores de producción (cargas, filtros y absorbentes). Se distribuyen en los municipios de Esquivias, Yeles, Seseña y Borox (provincia de Toledo) y Torrejón de Velasco y Valdemoro (provincia de Madrid).

Los depósitos de **glauquerita y thenardita** son 4; habitualmente se asocian a facies yesíferas y de arcillas verdes con yeso del Mioceno (Ramblense-Aragoniense Medio). De ellos, 3 cuentan con frentes activos de considerables dimensiones, correspondiendo el restante a un indicio, y su área de distribución es el centro-oriental de la Hoja, en concreto los términos municipales de Colmenar de Oreja y Aranjuez (provincia de Madrid) y Ontígola (provincia de Toledo). Estas sales se destinan a la industria química.

Dos depósitos de **margas** de edad Mioceno (Aragoniense medio-Vallesense) se encuentran en actividad y otro más en estado de abandono. Los materiales extraídos se destinan a industrias del cemento, o bien al uso como árido natural (material de préstamo). Los tres depósitos se encuentran localizados en el municipio de Esquivias (Toledo).

La tabla adjunta contiene una relación detallada de los depósitos de rocas y minerales industriales referidos, con las principales características.

Nº Campo	UTM X	UTM Y	Denominación	Sustancia	Municipio	Provincia	Edad	Ud. Geológica ¹	Aplicación	Tipo Exp ²	Tamaño ³
1	434825	4446675	San Francisco	Sep	Torrejón de Velasco	Madrid	Mioceno(Aragoniense med-sup.)	6	Industria química, cargas filtros y absorbentes	EA	-
2	442350	4445150	María VI	Sep	Valdemoro	Madrid	Mioceno(Aragoniense sup-Vallesiense)	8	Industria química, cargas filtros y absorbentes	EA	G
3	438100	4444200	Minor Torrejón de Velasco	Ben	Torrejón de Velasco y Esquivias	Madrid- Toledo	Mioceno(Aragoniense sup-Vallesiense)	8	Industria química, cargas filtros y absorbentes	EA	G
4	453600	4439000	Jarama ⁴	The	Colmenar de Oreja	Madrid	Mioceno(rambiense-Aragoniense med.)	4	Industria Química	EA	G
5	454125	4438450	Fátima ⁴	Gla	Colmenar de Oreja	Madrid	Mioceno(rambiense-Aragoniense med.)	4	Industria Química	EA	G
6	453150	4437950	Fátima Fracción II ⁴	Gla	Colmenar de Oreja	Madrid	Mioceno(rambiense-Aragoniense med.)	4	Industria Química	EA	G
7	445775	4443925	Soledad II	Yes	Ciempozuelos	Madrid	Mioceno(rambiense-Aragoniense med.)	4	Yesos y Escayolas	EB	G
8	445200	4441400	Soledad III ⁴	Yes	Seseña	Toledo	Mioceno(rambiense-Aragoniense med.)	4	Yesos y Escayolas	EA	G
9	435075	4441175	Santa Bárbara	Ben y Sep	Esquivias y Yeles	Toledo	Cuaternario(Pleistoceno sup-Holoceno)	23	Industria química, cargas filtros y absorbentes	EB	-
10	435675	4440125	San Sebastián	Ben y Sep	Esquivias	Toledo	Mioceno(Aragoniense sup-Vallesiense)	8	Industria química, cargas filtros y absorbentes	EB	-
11	446750	4434825	El Puente ⁴	Grv y Are	Seseña	Toledo	Cuaternario(Holoceno)	30	Aridos naturales	EA	G
12	440500	4442300	Minor Seseña	Ben y Sep	Seseña	Toledo	Mioceno(Aragoniense med-Vallesiense)	5	Industria química, cargas, filtros y absorbentes	EA	-
13	437150	4441300	Minor Seseña II ⁴	Ben y Sep	Esquivias y Seseña	Toledo	Mioceno(Aragoniense sup-Vallesiense)	8	Industria química, cargas, filtros y absorbentes	EA	-
14	436500	4438675	Cristina	Mar	Esquivias	Toledo	Mioceno(Aragoniense med-Vallesiense)	5	Cementos y Aridos naturales	EB	G
15	438050	4442450	Cristina II	Mar	Esquivias	Toledo	Mioceno(Aragoniense sup-Vallesiense)	8	Cementos y Aridos naturales	EA	G
16	433750	4429750	Montserrat	Yes	Alameda de la Sagra	Toledo	Mioceno(Aragoniense med-Vallesiense)	5	Yesos	EA	G
17	433900	4429500	Montserrat II	Yes y Gla	Alameda de la Sagra	Toledo	Mioceno(Aragoniense med-Vallesiense)	5	Yesos e Industria química	EA	G
18	433700	4430250	Las Cabezeuelas II	Yes	Alameda de la Sagra	Toledo	Mioceno(Aragoniense med-Vallesiense)	5	Yesos	EA	G
19	433500	4433016	Las Cabezeuelas	Yes	Alameda de la Sagra	Toledo	Mioceno(Aragoniense med-Vallesiense)	5	Yesos	EI	G
21	434700	4429550	Alhondiguilla II	Yes	Anover de Tajo	Toledo	Mioceno(rambiense-Aragoniense med.)	4	Yesos	EI	G
22	434700	4429250	La Alhondiga	Yes	Anover de Tajo	Toledo	Mioceno(rambiense-Aragoniense med.)	4	Yesos	EA	G
23	449100	4429800	Parla-Aranjuez	Gla y The	Aranjuez y Ontigola	Madrid- Toledo	Mioceno(rambiense-Aragoniense med.)	4	Industria química	IN	-
24	436950	4438125	Parla-Borox	Sep	Borox y Esquivias	Toledo	Mioceno(Aragoniense med-Vallesiense)	5	Industria química, cargas, filtros y absorbentes	IN	-
25	436350	4432450	Mónica	Yes y Gla	Borox	Toledo	Mioceno(rambiense-Aragoniense med.)	4	Yesos e Industria química	IN	-
26	433300	4442650	El Arenal	Are	Yeles	Toledo	Cuaternario(Pleistoceno sup-Holoceno)	23	Cementos y Aridos naturales	EB	-

Nº Campo	UTM X	UTM Y	Denominación	Sustancia	Municipio	Provincia	Edad	Ud. Geológica ¹	Aplicación	Tipo Expt ²	Tamaño ³
27	432850	4443200	El Arenal II	Grv y Arc	Yeles	Toledo	Cuaternario(Pleistoceno sup-Holoceno)	23	Cementos y Áridos naturales	IN	-
28	445400	4432925	Graviera del Jarana ⁴	Grv y Arc	Seseña	Toledo	Cuaternario(Holoceno)	30	Áridos naturales	EA	G
29	449275	4428425	Áridos Puertás ⁴	Grv	Arañuez y Ontigola	Madrid-Toledo	Cuaternario(Pleistoceno inf.)	13	Áridos naturales	EA	G
30	448250	4438250	Edecónsa ⁴	Grv	Seseña y Arañuez	Toledo	Cuaternario(Holoceno)	30	Cementos y Áridos naturales	EA	G
31	452450	4445550	Aisur	Grv	Titulicia	Madrid	Cuaternario(Pleistoceno inf.)	13	Áridos naturales	EB	G
32	435850	4443750	El Venero	Arc	Torrejón de Velasco	Madrid	Cuaternario(Pleistoceno sup.)	19	Cerámica estructural	EA	G
33	436100	4443625	Ampl. a El Venero	Arc	Torrejón de Velasco	Madrid	Cuaternario(Pleistoceno sup.)	19	Cerámica estructural	EA	G
34	449900	4442750	El Sotillo	Grv	Ciempozuelos	Madrid	Cuaternario(Holoceno)	26	Áridos naturales	EA	G
35	451250	4444300	El Bombo y La Alameda	Grv	Titulicia	Madrid	Cuaternario(Holoceno)	30	Áridos naturales	EA	G
36	447675	4441975	Vina Grande	Grv	Ciempozuelos	Madrid	Cuaternario(Pleistoceno inf.)	20	Áridos naturales	EA	M
37	430575	4431925	La Pájara Ampliación ⁴	Arc	Pantoja	Toledo	Mioceno(Rambliense-Aragoniense med.)	2	Cerámica estructural	EA	G
38	429575	4432275	El Paraiso ⁴	Arc	Pantoja	Toledo	Mioceno(Rambliense-Aragoniense med.)	2	Cerámica estructural	EA	G
39	429725	4428525	El Paraiso IV ⁴	Arc	Alameda de la Sagra	Toledo	Mioceno(Rambliense-Aragoniense med.)	2	Cerámica estructural	EA	M
40	429125	4432252	El Paraiso III ⁴	Arc	Pantoja	Toledo	Mioceno(Rambliense-Aragoniense med.)	2	Cerámica estructural	EA	G
41	428181	4435852	Los señorios ⁴	Arc	Numancia de la Sagra	Toledo	Mioceno(Rambliense-Aragoniense med.)	2	Cerámica estructural	EA	G
42	428125	4430700	Virgen de las Angustias	Arc	Cobeja	Toledo	Cuaternario(Pleistoceno sup-Holoceno)	23	Cerámica estructural y Áridos naturales	EB	P
43	427210	4430050	El Carmen ⁴	Arc	Cobeja	Toledo	Mioceno(Rambliense-Aragoniense inf.)	1	Cerámica estructural	EA	G
44	428247	4432250	Alonso ⁴	Arc	Pantoja	Toledo	Mioceno(Rambliense-Aragoniense med.)	2	Cerámica estructural	EA	M
45	427750	4430300	San Antonio ⁴	Arc	Cobeja	Toledo	Cuaternario(Pleistoceno sup-Holoceno)	23	Cerámica estructural y Áridos naturales	EA	M
46	428400	4432767	Las Pericas y Ampliaciones ⁴	Arc	Pantoja	Toledo	Mioceno y Cuaternario	2 y 15	Áridos naturales y Cerámica estructural	EA	G
47	430875	4432450	Las Traviesas ⁴	Arc	Pantoja	Toledo	Mioceno y Cuaternario	2 y 21	Cerámica estructural	EA	G
48	429450	4433950	San Javier ⁴	Arc	Pantoja	Toledo	Mioceno(Rambliense-Aragoniense med.)	2	Cerámica estructural	EB	G
49	429750	4438006	Ontalba	Arc	Numancia de la Sagra	Toledo	Cuaternario(Pleistoceno sup.)	19	Cerámica estructural	EA	M
50	429650	4434125	Las Tozas	Arc	Pantoja	Toledo	Cuaternario(Pleistoceno inf-med.)	15	Cerámica estructural y áridos naturales	EB	M
51	437825	4434900	Valdelavar ⁴	Yes	Borox	Toledo	Mioceno(Aragoniense med-Vallesiense)	5	Yesos y Escayolas	EA	P
52	435500	4430800	Valdeagua	Yes	Borox	Toledo	Mioceno(Rambliense-Aragoniense med.)	4	Yesos	El	G
53	446775	4440525	Áridos 2000 ⁴	Grv y Arc	Seseña	Toledo	Cuaternario(Pleistoceno sup-Holoceno)	20 y 22	Áridos naturales	EA	M

Nº Campo	UTM X	UTM Y	Denominación	Sustancia	Municipio	Provincia	Edad	Ud. Geológica ¹	Aplicación	Tipo Expi ²	Tamaño ³
54	447925	4438800	Sotolembaque ⁴	Grv y Arc	Aranjuez	Madrid	Cuaternario(Holoceno)	30	Aridos naturales	EA	G
55	429452	4444525	Boadilla ⁴	Arc	Illescas	Toledo	Mioceno(Aragoniense sup-Vallesiense)	7	Cerámica estructural y Aridos naturales	EA	G
56	428350	4435096	Cuesta de los Pavos	Arc	Numancia de la Sagra	Toledo	Mioceno(Ramblense-Aragoniense med.)	2	Cerámica estructural	EA	G
57	429350	4431100	Valdeherrerá	Arc	Pantoja	Toledo	Mioceno(Ramblense-Aragoniense med.)	2	Cerámica estructural	EB	M
58	430800	4431375	La Palma ⁴	Arc	Pantoja	Toledo	Mioceno(Ramblense-Aragoniense med.)	2	Cerámica estructural	EA	G
59	430030	4431175	Los Gramales ⁴	Arc	Pantoja	Toledo	Mioceno(Ramblense-Aragoniense med.)	2	Cerámica estructural	EA	G
60	427250	4432750	Cabozos	Arc	Pantoja	Toledo	Mioceno(Ramblense-Aragoniense med.)	2	Cerámica estructural	IN	M
61	428925	4432900	El Diablo	Arc	Pantoja	Toledo	Cuaternario(Pleistoceno)	15	Aridos naturales	EB	P
62	427350	4431900	Solanas	Arc	Pantoja	Toledo	Mioceno(Ramblense-Aragoniense med.)	2	Cerámica estructural	IN	M
63	446450	4435300	El Palomar y Ampollación ⁴	Grv y Arc	Seseña	Toledo	Cuaternario(Holoceno)	26	Aridos naturales	EA	G
64	427600	4434050	Elir ⁴	Arc	Pantoja	Toledo	Mioceno(Ramblense-Aragoniense med.)	2	Cerámica estructural	EA	G
65	434000	4443000	Banequales	Grv y Arc	Yeles	Toledo	Cuaternario(Pleistoceno)	15	Aridos naturales	EB	P
66	443025	4434850	Altos de la Dehesa	Grv y Arc	Seseña	Toledo	Cuaternario(Pleistoceno)	16	Aridos naturales	EA	P
67	449150	4440000	El Jardín	Grv y Arc	Seseña y Aranjuez	Toledo-Madrid	Cuaternario(Pleistoceno sup.)	20	Aridos naturales	EA	M
68	428450	4431300	La Isla Ampollación	Arc	Pantoja	Toledo	Mioceno(Ramblense-Aragoniense med.)	2	Cerámica estructural	IN	P
69	427700	4430900	El Sol ⁴	Arc	Cobeja	Toledo	Mioceno(Ramblense-Aragoniense med.)	2	Cerámica estructural	EA	G
70	429400	4434400	Asunción	Arc	Pantoja	Toledo	Mioceno(Ramblense-Aragoniense med.)	2	Cerámica estructural	EB	M
71	433400	4429500	----	Yes	Alameda de la Sagra	Toledo	Mioceno(Aragoniense med-Vallesiense)	5	Yesos	EA	G
72	434875	4437750	----	Ben	Esquivias	Toledo	Mioceno(Aragoniense med-sup.)	6	Industria química, cargas, filtros y absorbentes	EB	G
73	437400	4436600	----	Yes	Borox	Toledo	Mioceno(Aragoniense med-Vallesiense)	5	Yesos	EB	-
74	431525	4429600	----	Arc	Alameda de la Sagra	Toledo	Mioceno(Ramblense-Aragoniense med.)	3	Cerámica estructural	EB	-
75	430850	4430350	La Enana	Yes	Alameda de la Sagra	Toledo	Cuaternario(Pleistoceno sup-Holoceno)	23	Yesos	EB	-
76	432700	4429400	Las Beatas	Yes	Alameda de la Sagra	Toledo	Mioceno(Aragoniense med-Vallesiense)	5	Yesos	EB	M
77	428275	4431500	----	Arc	Pantoja	Toledo	Mioceno(Ramblense-Aragoniense med.)	2	Cerámica estructural	EA	G

1.- Numeración empleada en la Cartografía MAGNA de la Hoja nº 605

2.- EA = explotación activa; EI = explotación intermitente; EB = explotación abandonada; IN = inicio

3.- G = grande; M = mediana; P = pequeña

4.- Existe planta de lavado, clasificación y/o elaboración

Abreviaturas de las sustancias:

Arc = Arcilla	Gla = Glauberita	Sep = Sepiolita
Are = Arena	Grv = Grava	The = Thenardita
Ben = Bentonita	Mar = Marga	Yes = Yeso

6.2. HIDROGEOLOGÍA

La Hoja a escala 1:50.000 de Aranjuez (nº 605) se encuentra situada en la zona centro de la península Ibérica, entre las provincias de Madrid y Toledo.

Toda su superficie se halla dentro del tramo medio de la Cuenca del Tajo, cuyo curso la atraviesa en sentido E-SO por su mitad meridional, mientras que el río Jarama, con su afluente el Tajuña, la cruza de N a S por el tercio oriental, desembocando en el primero incrementando considerablemente su caudal. En el resto de la Hoja el drenaje está dominado por arroyos de diferente longitud y régimen hídrico, que han excavado amplios valles en los materiales más arcillosos, o bien se han encajado en las formaciones más competentes (calizas y evaporitas) del relleno mioceno de la cuenca.

Desde el punto de vista hidrogeológico, los elementos más destacables de la hoja son los siguientes:

Presencia de amplias extensiones cubiertas por materiales detríticos cuaternarios, en los que se han desarrollado acuíferos libres estrechamente ligados a la circulación hídrica superficial.

Predominio de formaciones miocenas de baja permeabilidad, en los que se han generado pequeños acuíferos por alteración (karstificación o disolución), o bien tienen intercalaciones de tramos detríticos porosos (acuitardos).

Existencia de un acuífero profundo multicapa, el *Terciario Detrítico*, poco explotado en la mayor parte de la Hoja.

La explotación de aguas subterráneas en esta Hoja destaca, si no por la entidad de los caudales extraídos, sí por sus aspectos minero-medicinales y minero-industriales (explotaciones de sales y sulfatos), que alcanzaron un gran desarrollo hasta el siglo XIX.

6.2.1. Climatología

El clima de este sector de las comunidades de Madrid y Castilla-La Mancha 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, la mayor parte del área de la hoja se encuentra dentro de las curvas que delimitan los 300 y 500 mm. anuales, correspondiendo la zona más seca al sector oeste de la Hoja (Comarca de La Sagra).

Dichas precipitaciones se reparten durante unos 85 días al año y tienen un carácter netamente estacional. Los temporales de lluvias 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 de los sistema Central e Ibérico. Las fechas más típicas para el paso de estos frentes nubosos, que producen temporales de 2 ó 3 días de duración, son del 15 de octubre al 15 de 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 hallan muy condicionados por las precipitaciones producidas durante la estación precedente.

Las precipitaciones máximas recogidas en la zona durante 24 horas se encuentran entre 50 y 60 mm. y, por su parte, las heladas pueden llegar a originarse durante 70 días al cabo del año.

A título de ejemplo, en la tabla siguiente se exponen los datos climáticos de las estaciones meteorológicas de Aranjuez y Esquivias (GARCÍA-DE PEDRAZA *et al.*, 1994), consideradas las más representativas de las dos comarcas naturales distinguidas en esta Hoja, como son la Vega del Tajo y La Sagra, respectivamente:

ESTACIÓN METEOROLÓGICA	A	P	D	t	TM	Tm	ETP
Aranjuez	490	425	66	14	20	7	754
Esquivias	605	414	68	16,2	23,5	9	903

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 6.1

De acuerdo con todos los datos expuestos, el clima de estas comarcas puede calificarse como Mediterráneo templado-seco, con un régimen de humedad semiseco a seco (PAPADAKIS, 1966), dependiendo de que se trate de las áreas bajas de la Vega o de las parameras de La Sagra.

6.2.2. Hidrología superficial

La Hoja de Aranjuez se halla situada en el tramo medio de la cuenca del Tajo y los elementos fundamentales de su drenaje superficial son, además del citado curso, los ríos Tajuña y Jarama para su tercio Este, mientras que el resto de la Hoja vierte sus aguas a una serie de arroyos que desembocan en los ríos anteriores, o bien a través del arroyo de Guatén, que cruza la hoja de Norte a Sur para ir a parar al Tajo por la derecha.

El Tajo atraviesa la hoja de E a SE por su cuadrante suroriental. Presenta un cauce meandriforme que divaga por una amplia vega cubierta por depósitos aluviales de su llanura de inundación y terrazas bajas. Lo mismo sucede con el Jarama y su afluente el Tajuña.

El río Jarama es el curso más importante de la zona, ya que atraviesa la hoja de N a S, hasta desembocar en el Tajo junto a Aranjuez, y su caudal es muy superior al de éste.

Los cauces de todos los ríos mencionados se encuentran bastante distorsionados por obras hidráulicas (azudes y canalizaciones) y extracciones de áridos. Esto último ha originado, especialmente en el Tajo y Jarama, numerosas lagunas artificiales. Además, estos ríos están sometidos a una regulación muy intensa, por lo que sus caudales se encuentran condicionados por las necesidades de los abastecimientos, regadíos y producción hidroeléctrica.

El caudal medio del Tajo en la estación de aforos de Aranjuez es de 37,9 m³/s y sus aportaciones medias anuales tras la desembocadura del Jarama (al N de la Hoja), son de 2.131 hm³ (IGME-COM. MADRID, 1988). Por su parte, el caudal medio del Jarama ascendió a 55,5 m³/s durante el periodo 1969-76 (ITGE, 1997).

Las buenas condiciones agronómicas de los suelos desarrollados en las llanuras aluviales y terrazas bajas del Tajo, Jarama y Tajuña, unidas a la climatología de la zona, hacen que se hayan implantado diversos cultivos de regadío y arbolado (choperas), cuyas necesidades hídricas se satisfacen en gran medida con las aguas extraídas directamente de los propios ríos o de sus afluentes, conducidas mediante canales y conducciones paralelos al cauce, como la Acequia Real del Jarama y los canales de Cola Alta y Cola Baja para el Tajo.

La margen izquierda del Tajo recibe a los arroyos que parten de la vertiente Norte de la Mesa de Ocaña (drenaje de la Unidad Hidrogeológica 03.08), como los del Moro, Salinas y Veguillas, así como el que da lugar al Mar de Ontígola. En la mayoría de los casos se trata de cursos de circulación estacional, por los que sólo discurre agua tras la recarga por infiltración de las formaciones carbonatadas que coronan dicha meseta.

Por su parte, la orilla derecha (o los canales) de los ríos Tajo y Jarama recogen las aguas de los arroyos que, como el citado de Guatén, reciben las escorrentías de los materiales arcillosos y evaporíticos aflorantes en el área de La Sagra. Dicho arroyo discurre en sentido N-S y da lugar a una extensa depresión, rellena por depósitos aluviales, de gran importancia agrícola.

6.2.3. Características Hidrogeológicas

Los materiales cartografiados en la Hoja de Aranjuez se pueden dividir, desde el punto de vista hidrogeológico, en dos grandes grupos:

Acuíferos ligados a formaciones superficiales y depósitos cuaternarios.

Formaciones impermeables o con acuíferos de interés local.

Como puede verse en la figura 6.1, este territorio no está incluido en ninguna de las Unidades Hidrogeológicas definidas en la Cuenca del Tajo DGOH-IGME 1988), aunque anteriormente se hallaba comprendido en el Sistema nº 14 ó Terciario detrítico de Madrid-Toledo-Cáceres (IGME, 1983).

Solamente queda fuera de las anteriores denominaciones un pequeño afloramiento de calizas del Páramo (Mioceno superior), situado en la esquina SE de la Hoja (Cerro del Haya), que pertenecen a la U.H. 03.08 Ocaña. Debido a su escasa extensión (menos de 1 Km²), su influencia dentro del contexto hidrogeológico de la Hoja es muy baja, por lo que no se considera necesario abordar su descripción en este trabajo.

6.2.3.1. Acuíferos ligados a formaciones superficiales y depósitos cuaternarios

En el esquema hidrogeológico se han distinguido dos unidades cartográficas. Por un lado, los depósitos de la llanura aluvial y terrazas bajas de los ríos y arroyos principales, y por el otro, los glacia, abanicos aluviales y terrazas medias y altas desconectadas de los primeros.

En conjunto, estas formaciones tienen una superficie de afloramiento de unos 225 Km², que supone más del 40% del área total de la Hoja y sus características hidrogeológicas son las siguientes:

Llanuras aluviales y terrazas bajas:

Las llanuras aluviales de los cursos fluviales de la Hoja y las terrazas inferiores conectadas hídricamente con ellas están compuestas por gravas cuarcíticas, arenas y limos. De todos estos depósitos, los que presentan mayor interés hidrogeológico, por su desarrollo y composición, son los generados por los ríos Tajo, Jarama, Tajuña y arroyo de Guatén.

Las llanuras de inundación de dichos ríos llegan a alcanzar una anchura de hasta 6 Km. en la confluencia de los ríos Tajo y Jarama, con un valor medio de 3 Km. dentro del ámbito de la Hoja, por lo que originan un acuífero libre, por porosidad intergranular, de cerca de 100 Km² de superficie, a los que hay que añadir los aluviales del arroyo Guatén y su afluente el Cansarinos, con unos 18 Km² de extensión.

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 sondeos y pozos excavados de gran diámetro, de 5 a 30 m. de profundidad, de los que pueden extraerse caudales superiores a los 20 l/s con pequeños descensos piezométricos, como sucede en los puntos siguientes:

NÚMERO DE INVENTARIO (IGME)	TOPONIMIA	TÉRMINO MUNICIPAL	COTA TOPOGRÁFICA (msnm)	COTA PIEZOMÉTRICA (msnm)	CAUDAL (l/s)	USO DEL AGUA
19247003	Dehesa Nueva del Rey	Seseña (Toledo)	491	489	25	Agrícola
19247005	Jardín de la Isla	Aranjuez (Madrid)	500	497,7	23	ídem
19248002	Casa del Bellotero	ídem	505	501,1	29	ídem

TABLA 6.2

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

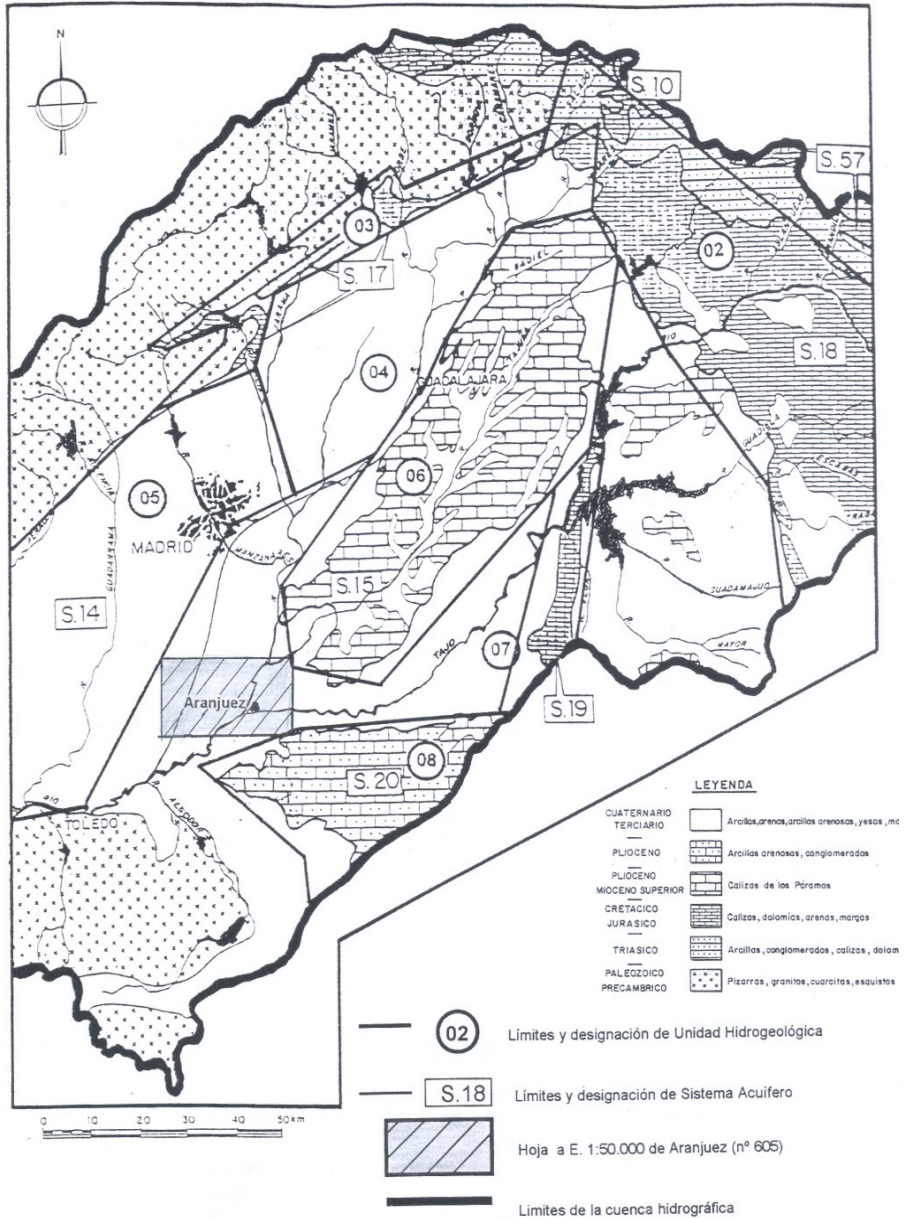


Fig. 6.1. Plano general de Sistemas Acuíferos y Unidades Hidrogeológicas del sector central de la Cuenca del Tajo.

Otro factor que limita el uso de estos acuíferos para abastecimientos urbanos es la calidad de sus aguas. Las que circulan por el cauce del Jarama, tras recibir gran parte de los vertidos de la Comunidad de Madrid, transportan una importante carga contaminante, con más de 3.000 mg/l de residuo seco, lo cual, pese al poder de depuración de los terrenos detríticos, las convierte en no aptas para el consumo humano sin tratamiento previo. Sin embargo, aun se mantiene la explotación de algunos pozos destinados a cubrir demandas puntuales de este tipo.

Todos los acuíferos considerados en este apartado presentan una vulnerabilidad alta (ITGE, 1997) de cara a la entrada de posibles contaminantes por infiltración, por ello conviene reducir en lo posible la utilización de productos fitosanitarios, abonos orgánicos y fertilizantes nitrogenados en las explotaciones agrícolas situadas sobre las terrazas y llanuras aluviales. A su vez, es conveniente acondicionar las instalaciones industriales o ganaderas ubicadas en estos terrenos, de modo que no ocasionen lixiviados susceptibles de alcanzar la superficie freática de los acuíferos o las aguas superficiales.

Glacis y terrazas medias y altas:

Estos depósitos cuaternarios (Pleistoceno inferior y medio) presentan una composición litológica similar a las anteriores, aunque con un porcentaje de materiales finos (lutitas y limos) superior, lo cual reduce considerablemente su porosidad eficaz.

Se distinguen dos niveles de terrazas, con sus sistemas de abanicos asociados, que forman acuíferos libres aislados con un espesor saturado inferior a 5 m., y cuya mayor extensión se encuentra en la margen derecha del arroyo Guatén, entre Illescas y Pantoja.

Reciben directamente las aguas de las precipitaciones, que descargan a través de los arroyos que drenan la comarca de La Sagra, como el de la Fuente de Seseña, o bien la ceden por goteo a los niveles terciarios subyacentes.

6.2.3.2. Formaciones impermeables o con acuíferos de interés local

Bajo esta definición genérica se han incluido materiales de naturaleza muy diversa, que ocupan un 70% de la superficie total de la Cuenca del Tajo (DGOH-IGME, 1988). Corresponden al denominado "Terciario Intersistemas" (ITGE, 1992), que incluye formaciones con deficientes características hidráulicas (permeabilidad, transmisividad y coeficiente de almacenamiento) u otras que constituyen acuíferos cuyas aguas son de mala calidad y, por tanto, no aptas para la mayoría de los usos.

En el primero de los casos, se puede tratar de acuíferos por porosidad intergranular, fisuración y/o alteración, capaces de aportar pequeños caudales, cuya importancia puede ser grande de cara a la resolución de demandas locales o comarcales.

Estos terrenos abarcan más del 60% de la superficie total de la Hoja de Aranjuez (unos 310 Km²) y comprenden tres grupos litológicos bien diferenciados entre sí, según sus características hidrogeológicas. Estos conjuntos son los siguientes:

- Arenas micáceas (Acuitardo)
- Conjunto Evaporítico
- Terciario Detrítico

Arenas micáceas (acuitardo)

Se trata de un conjunto litológico muy variado compuesto por niveles de potencia decimétrica a métrica de arenas micáceas de grano fino, limos, arcillas, calizas y microconglomerados, 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 el Conjunto Evaporítico (yesos detríticos, arcillas y carbonatos), en dirección Este. Constituye un acuífero (o acuitardo), heterogéneo y multicapa, en el que los tramos permeables corresponden principalmente a los niveles detríticos, especialmente a las arenas micácea basales, y de modo subsidiario, a los carbonatos karstificados superiores. Por tanto, el sistema puede comportarse como acuífero libre o semiconfinado, con grandes variaciones de permeabilidad, de acuerdo con la litología que se considere (Fig. 6.2).

Su explotación se lleva a cabo mediante algunos de los pozos y sondeos de 10 a 100 m. de profundidad, que aportan caudales reducidos (menos de 3 l/s) con fuertes descensos piezométricos y recuperaciones lentas. Estas explotaciones están localizadas en los términos municipales de Illescas, Esquivias y Seseña, y sus aguas suelen utilizarse para el abastecimiento de viviendas aisladas o para regadío pequeñas explotaciones agropecuarias. Algunos ejemplos de estas extracciones son los que se reflejan en la siguiente tabla:

NÚMERO DE INVENTARIO (IGME)	TÉRMINO MUNICIPAL	COTA TOPOGRÁFICA (msnm)	COTA PIEZOMÉTRICA (msnm)	PROFUNDIDAD DEL SONDEO (m)	USO DEL AGUA
19241001	Esquivias (Toledo)	605		100	Abastecimiento
19241002	Illescas (Toledo)	590	581	33	Industria
19241004	Ídem.	615	597,5	79	Abastecimiento
19241005	Ídem.	600	591	55	ídem

TABLA 6.3

LITOLOGÍA	DESCRIPCIÓN	CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS
	0-12m.: Costras calcáreas, margocalizas y arcillas ocreas (bentonita) con intercalaciones de limos y niveles de sílex	Acuíferos kársticos libres o semiconfinados.
	12-16m.: Arenas arcóscicas y arcillas ocreas (bentonita y sepiolita)	Permeabilidad media a alta.
	16-20m.: Calizas karstificadas y silicificadas	
	30-37m.: Arcillas	
	22-26m.: Calizas silicificadas	
	26-32m.: Arcillas verdes, margas, limos y arenas en la base	
	32-35m.: Calizas margosas y calizas silicificadas	
	35-56m.: Arcillas verdes con intercalaciones de margocalizas y nódulos carbonatados	Materiales de baja permeabilidad. Acuitardo
	56-67m.: Calizas margosas, limos arcillosos y arcillas verdes con nódulos de yeso	
	67-81m.: Arenas micáceas de grano fino, con pasadas de margocalizas y limos de color gris	Acuíferos detríticos multicapa. Semi confinados. Permeabilidad media a baja.
	81-87m.: Margas yesíferas, limos y arenas micáceas	Aguas de mineralización y dureza intermedias

Coordenadas UTM: X = 440.075; Y = 4.446.160; Z = 698 msnm.

Fig. 6.2. Columna litológica del sondeo de investigación S-1 (Fuente: GEOCISA, 1998)

Los niveles de calizas karstificadas intercalados dan lugar a pequeñas surgencias (descargas locales) en los escarpes del valle del Guatén, como la Fuente de la Teja o el punto nº 19242002, con caudales de 0,5 a 1 l/s. Sin embargo, la zona de descargas más importante para estos acuíferos, en el interfluvio Guatén-Jarama, se halla en los Manantiales del Arca (al Norte de Seseña), que aportan caudales de más de 2 l/s al arroyo de la Fuente.

La evolución piezométrica de estos materiales (Fig. 6.3) indica que existe una fuerte relación entre las precipitaciones y los descensos de niveles piezométricos, aunque la tendencia general a lo largo de un periodo plurianual indica una bajada muy suave de estos valores. Estos datos deben tomarse con las correspondientes reservas, puesto que se trata de una información puntual.

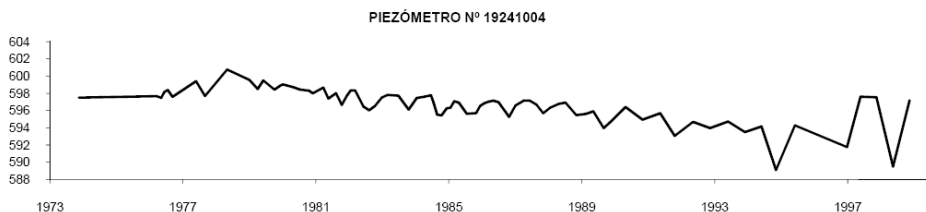


Fig. 6.3. Evolución piezométrica del acuitardo del Mioceno medio-superior, según los datos del punto nº 19241004 del inventario del IGME (periodo 1974-99).

En cuanto a la hidrogeoquímica de estos acuíferos, cabe señalar que predominan las facies bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas (IGME, 1984b), consideradas generalmente aptas para el consumo humano y el regadíos.

En la tabla siguiente se reflejan los valores medios de sus componentes analizados para el periodo 1984-99, en el punto de control de la Red de Calidad del IGME nº 19241004:

PARÁMETROS	VALORES	UNIDADES
Cloruros (Cl ⁻)	23	mg/l
Sulfatos (SO ₄)	177	mg/l
Bicarbonatos (HCO ₃)	431	mg/l
Nitratos (NO ₃)	50	mg/l
Sodio (Na ⁺)	70	mg/l
Magnesio (Mg ⁺⁺)	52	mg/l
Calcio (Ca ⁺⁺)	110	mg/l
Potasio (K ⁺)	4	mg/l
pH	7,7	mg/l
Conductividad a 20°C	1.070	µS/cm
Residuo seco	600	mg/l

TABLA 6.4

A la vista de estos datos se aprecia una elevada concentración de nitratos que sitúa a estas aguas en el límite de la potabilidad, de acuerdo con la Reglamentación Técnico-Sanitaria. La presencia de estos cationes puede ser indicativa de una posible contaminación por sustancias orgánicas o nitrogenadas, como las derivadas de los abonos empleados en la agricultura.

Esto da una idea del elevado índice de vulnerabilidad de estos acuíferos con respecto a las prácticas agropecuarias, especialmente en las áreas más carbonatadas y con el nivel piezométrico próximo a la superficie. Este riesgo disminuye notablemente en los tramos detríticos semiconfinados (arenas micáceas).

Las aguas surgentes en el área del Arca presentan una mineralización más elevada (conductividad de 1.300 $\mu\text{S}/\text{cm}$), destacando su contenido en sulfatos, que supera los 1.500 ppm, lo que las inhabilita para el consumo humano. Estos datos indican que dicho manantial constituye una salida de flujos regionales del acuitardo, en su zona de contacto con el Conjunto Evaporítico (GEOCISA, 1998).

Conjunto Evaporítico:

Está constituido por yesos, niveles de carbonatos y arcillas pertenecientes a las series del Mioceno inferior y medio de relleno de la Cuenca del Tajo (Unidades Inferior e Intermedia). Sus afloramientos se pueden encontrar en el 40% de la superficie de la Hoja, aunque en la mayor parte de los casos se hallan cubiertos por los depósitos cuaternarios y su relación con las formaciones anteriores se establece mediante un cambio lateral de facies.

Estos materiales tienen una permeabilidad muy baja, por lo que su interés hidrogeológico es escaso. Solamente forman acuíferos libres aislados, debidos a la karstificación de los yesos; los cuales, captados mediante pozos de gran diámetro o sistemas pozo-galería (punto n° 19242001), inicialmente pueden aportar caudales importantes, aunque de deficiente calidad química. Por este hecho, sus aguas apenas se utilizan, salvo en caso de no contar con otros recursos para la agricultura o el abastecimiento de núcleos urbanos.

La facies hidroquímicas más frecuentes son las de los tipos sulfatado cálcico-magnésico o sódico, muy mineralizadas y con residuo seco comprendido entre 1,5 y 5 g/l, así como cloruradas sódicas, lo cual reduce su uso a la industria y a determinadas prácticas agrícolas, hallándose clasificadas para regadío dentro del grupo C₃S₁.

Un ejemplo de la composición media de esta agua corresponde al punto n° 19243003 de la Red de Calidad del IGME, con datos correspondientes al periodo 1980-1999.

PARÁMETROS	VALORES	UNIDADES
Cloruros (Cl ⁻)	26	mg/l
Sulfatos (SO ₄)	1.416	mg/l
Bicarbonatos (HCO ₃)	201	mg/l
Nitratos (NO ₃)	29	mg/l
Sodio (Na ⁺)	96	mg/l

PARÁMETROS	VALORES	UNIDADES
Magnesio (Mg ⁺⁺)	110	mg/l
Calcio (Ca ⁺⁺)	426	mg/l
Potasio (K ⁺)	3,5	mg/l
pH	7,9	mg/l
Conductividad a 20°C	2.800	μS/cm

TABLA 6.5

La importancia de las aguas contenidas en estos materiales reside en su explotación como aguas minero-medicinales o minero-industriales (ITGE, 1995), de los cuales existen numerosos antecedentes históricos dentro de esta Hoja.

Entre las primeras, dentro del término municipal de Aranjuez se ha descrito un conjunto de manantiales (TABOADA, 1870), conocidos como Fuente Amarga o de la Reina, cuyas aguas sulfatadas sódicas se empleaban como purgantes. Desde el campo minero-industrial, existen numerosas explotaciones de sal gema, thenardita y sal común por el sistema de precipitación en balsas (LÓPEZ *et al.*, 1983), actualmente abandonadas, en los términos municipales de Seseña (Las Salinillas) y Aranjuez (Alpajés, Valdemartín, Peralejos, Sotomayor y Oreja).

La potencia del *Conjunto Evaporítico* puede superar los 100 m. y constituye una base impermeable para los acuíferos asociados a los depósitos cuaternarios, para el acuitardo descrito anteriormente y para las calizas del Páramo localizadas al Este y SE de esta Hoja. Por ello, las captaciones (pozos o sondeos) efectuadas en ellos deben de quedar aislados mediante cementación de fondo, de estos materiales yesíferos, para evitar la mezcla y consiguiente degradación de la calidad de sus aguas.

Terciario Detrítico

Se trata de una serie compuesta por arcillas, limos, arenas y conglomerados (Unidad Inferior), de edad Mioceno inferior-medio, en la que los tramos permeables están ligados a los materiales de granulometría más gruesa, que aparecen como intercalaciones o lentejones de espesor decimétrico. Por ello, el conjunto se comporta como un acuífero (o acuitardo) confinado, debido a la baja permeabilidad de los materiales arcillosos predominantes en estas formaciones y en el paquete evaporítico suprayacente que la cubre en casi toda la Hoja (sólo aflora en la esquina SO, entre Pantoja y Alameda de la Sagra).

Este sector de la Cuenca del Tajo anteriormente se consideraba incluido en el Sistema Acuífero nº 14 o Terciario Detrítico de Madrid-Toledo-Cáceres, subunidad Madrid-Toledo (IGME, 1981), como se observa en la figura 6.1 y, pese a que la calidad química de sus aguas es aceptable y se considera que cuenta con recursos importantes, su explotación en esta zona es reducida. Esto se debe a la necesidad de perforar costosos sondeos profundos (bajo la cota 500) para su extracción en la mayor parte de la Hoja, obras que 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 permite atravesar con rapidez el conjunto evaporítico y garantiza la estabilidad de las paredes del pozo al atravesar tramos poco consolidados. Algunos ejemplos de estos sondeos son los siguientes:

Nº DE INVENTARIO (IGME)	TÉRMINO MUNICIPAL	COORDENADAS UTM:		PROFUNDIDAD DEL SONDEO (m)	USO DEL AGUA
		X	Y		
19242003	Seseña (Toledo)	444.029	4.442.327	115	Agricultura (?)
19244003	Chinchón (Madrid)	452.901	4.440.632	240	Abastecimiento
19246001	Borox (Toledo)	437.156	4.434.815	94	Agricultura y ganadería

TABLA 6.6

Otras explotaciones de interés no inventariadas son los cuatro sondeos localizados en la zona de surgencias de El Arca, con profundidades de 100 a 108 m., cuyas aguas van destinadas al abastecimiento urbano de Seseña (GEOCISA, 1998).

La calidad química de las aguas de estos acuíferos es, en términos generales, aceptable, considerándose aptas para cualquier tipo de uso. Se clasifican como bicarbonatadas cálcico-magnésicas, con dureza media (en torno a los 20° F) y mineralización igualmente moderada (total de sólidos disueltos entre 250 y 500 mg/l). En las zonas de contacto con los materiales evaporíticos se incrementa el contenido en sales disueltas hasta superar 1 g/l (IGME, 1984a), por lo que pasan a facies sulfatadas cálcicas, lo cual limita su utilización para el consumo humano.

En cuanto a la evolución piezométrica de estos acuíferos, de acuerdo con el análisis de los datos obtenidos en el punto de control nº 19243003 (Fig. 6.4), se aprecia una tendencia general al mantenimiento de niveles a lo largo del periodo considerado, con un ligero ascenso piezométrico de 0,5 m. sobre la cota media, al final del mismo. Esta recuperación se produce durante los cinco últimos años de esa etapa y, curiosamente, tras el descenso más acusado (1,5 m., en 1995).

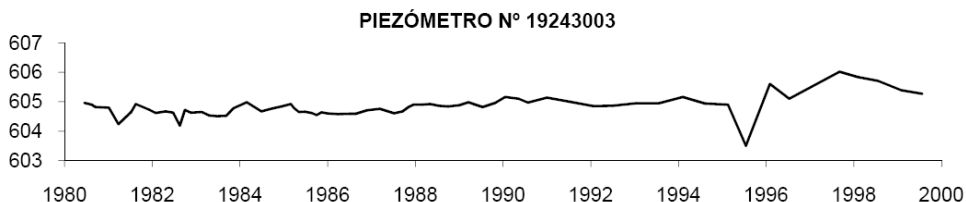


Fig. 6.4. Evolución piezométrica del acuífero Terciario Detrítico, según los datos del punto nº 19243003 del Inventario del IGME, para el periodo 1980-99.

La ubicación litoestratigráfica de esta serie, confinada por formaciones impermeables en este sector de la cuenca del Tajo, convierten a estos acuíferos en muy poco vulnerables frente a la infiltración de vertidos contaminantes desde la superficie.

7. BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E. (1964). "Los elefantes de las terrazas medias de Toledo y la edad de estos depósitos". *Not. y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*, 76, 295-296.
- AGUIRRE, E. (1968). "Revisión sistemática de los Elephantidae por su morfología y morfometría dentaria I". *Estudios Geológicos*, 24, 109-167.
- AGUIRRE, E., DÍAZ-MOLINA, M. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1976). "Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española". *Miscelánea Neógena. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 5, 7-29.
- AGUIRRE, E., DÍAZ-MOLINA, M. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1976). "Datos paleontológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española". *Trab. Neog. Cuatern.*, 5, 7-29.
- ALEIXANDRE, T.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A. PINILLA, A. y GALLARDO, J. (1977). "Características mineralógicas del Sistema fluvial Jarama-Henares. Actas II Reunión Trabajo del Cuaternario". *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 6, 9-17.
- ALFÉREZ, F. (1977). "Estudio del sistema de terrazas del río Tajo al W. De Toledo". *Estudios Geológicos*, 33, 223-250.
- ALFÉREZ, F. (1978). "Presencia de *Equus stenonis* Cocchi en el Pleistoceno inferior de la cuenca del Tajo". *Estudios Geológicos*, 34, 553-558.
- ALFÉREZ, F. (1979). "Una aproximación del límite Neógeno-Cuaternario en los depósitos de terrazas del río Tajo". *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 9, 9-16.
- ALÍA-MEDINA, M. (1945). "Notas morfológicas de la Región Toledana". *Las ciencias*, 1, 95-114.
- ALÍA-MEDINA, M. (1960). "Sobre la tectónica profunda de la Fosa del Tajo". *Notas y Comunicaciones del IGME*, 58, 125-162.
- 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 y 125-162.
- ALONSO-ZARZA, A.M., CALVO, J.P., SILVA, P. y TORRES, T. (2004). "Cuenca del Tajo". *Geología de España (Ed. Vera, J.A.)*. SGE-IGME, 556-561.
- ÁLVARO, M., CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1979). "Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica". *Acta Geológica Hispánica*, 14, 172-177

- ARANDILLA, P., HERNÁNDEZ, A., MARTÍN-HERRERO, D. y OLMO-ZAMORA, P. (1975). "Cartografía y memoria geológica de la Hoja de Ocaña (631)". *Mapa Geológico de España escala 1:50.000 1ª Serie (MAGNA). IGME. Serv. Pub. Mº Industria, Madrid.*
- ARANEGUI, P. (1927). "Las terrazas cuaternarias del río Tajo entre Aranjuez (Madrid) y Talavera de la Reina (Toledo)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 27, 285-290.
- ARCHE, A. (1982). "Coarse-grained meander lobe deposits in the Jarama River, Madrid, Spain". *Spec. Publs. int. Ass. sediments*, 6.
- ASENSIO-AMOR, I. y GONZÁLEZ-MARTÍN, J.A. (1974). "Presencia de materiales detríticos ordenados (gréses litéas) en el valle del Tajuña". *Estudios Geológicos*, 30, 69-73.
- 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 minerlogy". *Sedimentary Geology*, 76, 135-153.
- BENAYAS, J. y RIBA, O. (1961). "Caracterización de un depósito cuaternario de tipo loess en Toledo". *II Reunión de Sedimentología. Sevilla.* 135-154.
- BERGAMIN, J.F., TEJERO, R., GÓMEZ, D. y SÁNCHEZ-SERRANO, F. (1995). "An integrated geophysical interpretation of the Central Iberian Peninsula, Spain". *57th Geophysical Conference and Technical exhibition, Glasgow (Escocia).*
- 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, 615-627.
- CADAVID, S. (1977). "Mapa estructural del techo del basamento del borde meridional de la Sierra de Guadarrama". *Bol. Geol. Min.*, 88(5), 494-496.
- CALVO, J.P., ORDÓÑEZ, S., HOYOS, M. y GARCÍA DEL CURA, M.A. (1984). "Caracterización sedimentológica de la Unidad Intermedia del Mioceno al Sur de Madrid". *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 2, 145-176.
- 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.*, 24, 281-298.
- 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". *Tertiary Basins of Spain (Eds. Friend, P, y Dabrio, C.). Cambridge University Press*, 264-269.

- 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". *Comunicaciones del I Congreso del Grupo Español del Terciario*, 55-58.
- CAPOTE, R. y CARRO, S. (1968). "Existencia de una red fluvial intramiocena en la Depresión del Tajo". *Est. Geol.*, 24, 91-95.
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ-CASALS, M.J. (1978). "La Tectónica Postmiocena del sector central de la Depresión del Tajo". *Bol. Geol. Min.*, 89, 6-14 y 114-122.
- CARRO, S. y CAPOTE, R. (1968). "Cartografía y memoria geológica de la Hoja de Aranjuez (605)". *Mapa Geológico de España a escala de 1:50.000 1ª Serie*. IGME Serv. Pub. Min. Industria, Madrid.
- DANTIN-CERECEDA, J. (1912). "Resumen fisiográfico de la Península Ibérica". *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. (ser. Geol.)*, 9, 3-275.
- DANTIN-CERECEDA, J. (1922). "Ensayo acerca de las regiones naturales de España". Museo Pedagógico, I.
- DE AREITIO, A. (1873). "Ciempozuelita, nuevo sulfato de cal y sosa encontrado en la Mina "Consuelo" (Ciempozuelos)". *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 2, 393-396.
- DE VICENTE, G. (1988).- "Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica". *Tesis Doct.* UCM.
- 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.
- DE VICENTE, G., GINER, J.L. MUÑOZ-MARTÍN, A. GONZÁLEZ-CASADO, J.M. y LINDO, R. (1996). "Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin". *Tectonophysics*, 245, 1-18.
- DGOH-IGME (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*
- GARCÍA, G. y GUERRERO, P. (1992). "Los aragonitos de Pantoja". *Boletín Azogue*, 9, 12-17.
- GARCÍA-DE PEDRAZA, L. y REJIA GARRIDO, A. (1994). "Tiempo y Clima en España. Meteorología de las Autonomías". *Ed. Dossat 2000, Madrid*. 410 pp

- GEOCISA (1998). "Informe Geológico, Hidrogeológico y Geotécnico del PAM de Torrejón de Velasco (Madrid)". *Dpto. de Ingeniería del Terreno. Inédito*
- GLADFELTER, B. (1975). "Meseta and Campiña landforms in Central Spain". *The Univ. of Chicago Dept. of Geography. Research paper, 30, 3-204.*
- GINER, J.L. y DE VICENTE, G. (1995). "Crisis tectónicas recientes en el sector central de la Cuenca de Madrid". *Monografías CSIC. 3.*
- GINER, J.L., DE VICENTE, G., PÉREZ-GONZÁLEZ A., SÁNCHEZ-CABAÑERO, J. y PINILLA, L. (1996). "Crisis tectónicas cuaternarias en la Cuenca de Madrid". *Geogaceta, 20, 842-845.*
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1913). "Excursión por el Mioceno de la Cuenca del Tajo". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 13, 229-237.*
- GOY, J.L., PÉREZ-GONZÁLEZ, A. y ZAZO, C. (1989). "Cartografía y memoria del Cuaternario y Geomorfología, Hoja de Madrid (559)". *Mapa Geológico de España a escala de 1:50.000 2ª Serie (MAGNA). IGME Serv. Pub. Min. Industria. Madrid.*
- HARDIE, L.A., SMOOTH, J.P. y EUGSTER, H.P. (1978). "Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach". *Modern and ancient lake systems (Eds. Matter, A. y Tucker, M.E.). IAS, Spec. Publ., 2, 264-280.*
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. y HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1924). "Aranjuez y el territorio al Sur de Madrid". *14º Congr. Geol. Int. Madrid. IGME, T.I.*
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1924). "Geología de la Cuenca del Tajuña". *Mem. Asoc. Esp. Prog. Ciencias. Congreso de Salamanca.*
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1928). "Los cinco ríos principales de España y sus terrazas". *Trab. Mus. Nac. Cien. Nat., 38.*
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1932). "Síntesis fisiográfica y geológica de España". *Trab. Mus. Nac. Cien. Nat. (ser. Geol.), 38.*
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1965). "La formación de la Raña al Sur de Somosierra Oriental". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 27, 310-316.*
- IGME (1971). "Memoria y Hoja Geológica de Madrid (45). Escala 1/200.000".
- 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 (1984a) "Calidad química de las aguas subterráneas de la Cuenca del Tajo". *Primer Informe. Madrid*.
- IGME (1984b). "Evolución piezométrica de los acuíferos de la Cuenca del Tajo. Madrid".
- ITGE (1992). "Capítulo IX (Cuenca del Tajo). In: "Las Aguas Subterráneas en España". Informe de Síntesis". *Segunda edición*, pp. 217-253.
- ITGE (1995). "Libro Blanco de la Minería en la Comunidad de Madrid". *Cartografía Madrid, S.A.* 286 pp y 2 mapas.
- 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".
- JUNCO, R. y CALVO, J.P. (1983). "Cuenca de Madrid". *Geología de España*. IGME, 2, 534-543.
- LÁZARO-OCHAITIA, I. y ASENSIO-AMOR (1980). "Síntesis geomorfológica del borde meridional de la Sierra de Guadarrama". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 78, 113-131.
- 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.*, 41, 343-358.
- LÓPEZ, A. *et al.*, (1983). " Antiguas salinas de la Comarca de Aranjuez". *Estudios Geográficos, CSIC*, 44, PAG. 172-173.
- LÓPEZ-VERA, F. y PEDRAZA-GILSANZ, J. (1976). "Síntesis geomorfológica de la Cuenca del río Jarama en los alrededores de Madrid". *Estudios Geológicos*, 32, 499-508.
- MARTÍN-AGUADO, M. (1963a). "El yacimiento prehistórico de Pinedo. (Toledo) y su industria triédrica". *Publ. del Inst. Prov. de Invest. y Estudios Toledanos. Toledo*.
- MARTÍN-AGUADO, M. (1963b). "Consideraciones sobre las terrazas del Tajo". *Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*, 71, 163-178.
- MARTÍN-ESCORZA, C. (1980). "Las grandes estructuras neotectónicas de la Cuenca Cenozoica de Madrid". *Estudios Geol.*, 36, 247-253.

- MARTÍN-ESCORZA, C. (1983). "Neotectónica de la Cuenca de Madrid". *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Ríos*, IGME, Tomo II, 543-553.
- MARTÍN-ESCORZA, C. (1985). "La sismicidad en el área de Madrid". *El Geólogo*, 7, 25-28.
- MAZO, A.V. (1995). "Elephas antiquus (Proboscidea, Mammalia) en el Pleistoceno medio de Ciempozuelos (Madrid)". *Estudios Geol.*, 69-73.
- 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, 77-80.
- UBERMAIER, H., WERNET, P. y PÉREZ DE BARRADAS (1921). "El Cuaternario de las Canteras de Vallecas (Madrid)". *Bol. Inst. Geol. Min.*, 42, 305-322.
- ORDÓÑEZ, S., CALVO, J.P., GARCÍA DEL CURA, M.A., HOYOS, M. y ALONSO-ZARZA, A.M. (1991). "Sedimentology of sodium sulphate deposits and special clays from the Tertiary Madrid Basin (Spain)". *Lacustrine facies analysis (Eds. J.D. Collinson y J. Lewin) I.A.S. Spec. Publication*, 6, 485-497.
- ORTÍ, F., PUEYO, J.J. y SAN MIGUÉL, A. (1979). "Petrogénesis del yacimiento de sales sódicas de Villarrubia de Santiago (Terciario Continental de la Cuenca del Tajo)". *Bol. Geol. Min.*, 94, 347-373.
- PALOMARES, M., TORTOSA, A. y ARRIBAS, J. (1990). "Caracterización clastométrica de los depósitos detríticos de la cabecera de arroyos del Sistema Central: Influencia de la litología del área fuente". *Bol. R. Soc. Hist. Nat. (Geol.)*, 85, 5-21.
- PALOMARES, M. y SILVA, P.G. (1991). "Estudio textural y composicional de los depósitos arcósicos fluviales de la Depresión Prados-Guatén y su relación con el Río Manzanares". *Actas VIII Reun. Nac. AEQUA*, Valencia, 17-18.
- PAPADAKIS, J. (1966). "Climates of the world and their agricultural potentialities". *Ed. por el autor, Buenos Aires*.
- PÉREZ DE BARRADAS, J. (1924). "Excursiones por el Cuaternario del Valle del Jarama". *Ibérica*, XXII.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1971). "Estudio de los procesos de hundimiento en el valle del río Jarama y sus terrazas (nota preliminar)". *Estudios Geológicos*, 37, 317-324.
- 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.

- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1980). "Geología y estratigrafía de los yacimientos de Áridos en la llanura aluvial de Arganda (Madrid)". *SANTONJA, M., LÓPEZ, N., y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (Ed.): Ocupaciones achelenses en el valle del Jarama. Diputación Provincial de Madrid*, 49-61.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1987). "La Raña al Sur de Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio". *Geogaceta*, 2, 29-32.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. y CALVO, J.P. (coord.) (1989). "Hoja Geológica de Madrid. E. 1:50.000". IGME.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1994). "Depresión del Tajo". GUTIÉRREZ-ELORZA, M. (Ed.): *Geomorfología de España. Rueda, Madrid*, 389-436.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A., PORTERO, J.M. y GALLARDO, J. (1991). "Cartografía y memoria del Cuaternario y Geomorfología, Hoja de Majadahonda (558)". *Mapa Geológico de España a escala de 1:50.000 2ª Serie (MAGNA). ITGE Serv. Pub. Min. Industria. Madrid*.
- PÉREZ-MATEOS, J. y VAUDOUR, J. (1972). "Estudio mineralógico y geomorfológico de las regiones arenosas al Sur de Madrid". *Estudios Geológicos*, 28, 201-208.
- PINILLA, L.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; SOPEÑA, A. y PARES, J.M. (1995). "Monografía nº 3 CSIC". *Eds: Alexandre Campos y Pérez-González.*, 125-139.
- 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*, 34, 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*, 17, 229-248.
- PRADO, C. DE (1864). "Descripción física y geológica de la provincia de Madrid". *Junta General de Estadística*.
- QUEROL, R. (1989). "Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo". *ITGE-ETSIM. Madrid*.
- RIBA, O. (1957). "Terrasses du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid". *INQUA. Livret guide de l'excursion C2*.
- RODRÍGUEZ-ARANDA, J.P. (1995). "Sedimentología de los sistemas de llanura lutítica-lago salino del Mioceno en la zona oriental de la Cuenca de Madrid (Tarancón-Auñón)". *Tesis Doctoral. UCM, y anexos*.

- RODRÍGUEZ-ARANDA, J.P. y CALVO, J.P. (1998). "Trace fossils and rhizoliths as a tool for sedimentological and palaeoenvironmental analysis of ancient continental evaporite successions". *Palaeogeog. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 140, 383-399.
- RODRÍGUEZ-ARANDA, J.P., CALVO, J.P y SANZ-MONTERO, M.E. (2002). "Lower Miocene gypsum paleokarst in the Madrid Basin (Central Spain): dissolution, diagénesis, morphological relics and karst end products". *Sedimentology*, 49, 1385-1400.
- ROMÁN, F. (1922). "Les terrases quaternaires de la haute vallée du Tage". *C. R. Acad. Sciences*, 175, 1804-1806.
- 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. Teruel*, 721-732.
- ROQUERO, E. (1994). "Relación suelos-geomorfología en el sector centro-meridional de la cuenca del Tajo". *Tesis Doct. Univ. Complutense, Madrid*.
- ROQUERO, E., SILVA P.G., RUBIO, F. y MARTÍN-SERRANO, A. (2000). "Desarrollo de un microrelieve tipo gilgai en los depósitos cuaternarios de la Depresión Prados-Guatén (Sw Madrid)". *Actas de la 5ª Reun. Nac. Geomorfología, Madrid*.
- ROYO-GÓMEZ, J. (1917). "Datos para la Geología de la submeseta del Tajo". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 17, 519-527.
- SAN JOSÉ, M.A. (1975). "Cartografía y memoria geológica de la Hoja de Chinchón (606)". *Mapa Geológico de España a escala de 1:50.000 1ª Serie. IGME Serv. Pub. Min. Industria, Madrid*.
- SANTONJA, M. y QUEROL, M.A. (1977). "Yacimientos paleolíticos en el Valle del Jarama". *Bol. de la Asoc. de Amigos de la Arqueología*, 8, 4-9.
- SANTONJA, M., LÓPEZ, N., PÉREZ-GONZÁLEZ, A. y QUEROL, M.A. (1978). "Posición cronológica de los sitios de ocupación achelense de Áridos". *Boletín Geológico y Minero.*, 89, 399-406.
- SANZ-MONTERO, M.E. (1996). "Sedimentología de las formaciones neógenas del Sur de la Cuenca de Madrid". CEDEX. *Monografías*, 52.
- SANZ-MONTERO, M.E., SESÉ, C. y CALVO, J.P. (1992). "Primer hallazgo de micromamíferos de edad Turoliense en la Cuenca de Madrid". *Estudios Geol.*, 48, 171-178.

- SANZ-MONTERO, M.E, RODRÍGUEZ-ARANDA, J.P., CALVO, J.P. y ORDÓÑEZ, S. (1994). "Tertiary detrital gypsum in the Madrid Basin: diagnostic criteria for interpreting detrital gypsum in continental evaporitic sequences". *Sedimentary and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes (Ed. R. Renaut y W. Last.)*. Soc. Econ. Paleontol. Miner. (Society for Sedimentary Geology), Spec. Pub., 50, 217-228.
- SANZ-MONTERO, M.E., GARCÍA DEL CURA, M.A., CALVO, J.P. y CAÑEVERAS, J.C. (2003). "Rasgos morfológicos y petrológicos del paleokarst de la Unidad Superior del Mioceno de la Cuenca de Madrid". *Estudios Geol.*, 59 (Homenaje a M. Hoyos), 67-81.
- SCHWENZNER, J. (1936). "Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes". *Geographische Abhandlungen, 3ª Serie, X*, 1-128.
- SILVA, P.G. (1988). "El Cuaternario del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid: Aspectos geomorfológicos y geotectónicos". *Tesis de Licenciatura UCM (inédita)*.
- SILVA, P.G., GOY, J.L. y ZAZO, C. (1988a). "Evolución geomorfológica de la confluencia de los ríos Jarama y Tajuña durante el Cuaternario (Cuenca de Madrid, España)". *Cuaternario y Geomorfología*, 2, 125-133
- SILVA, P.G., GOY, J.L. y ZAZO, C. (1988b). "Neotectónica del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid". *Estudios Geológicos*, 44, 415-427.
- SILVA, P.G., GOY, J.L., ZAZO, C., HOYOS, M. y ALBERDI, M.T. (1988c). "El valle del Manzanares y su relación con la depresión Prados-Guatén durante el Pleistoceno inferior (Madrid, España)". *Comunicaciones II Cong. Geol. Esp. Granada*, 1, 403-406.
- SILVA, P.G., HOYOS, M., GOY, J.L., ZAZO, C. RUS, I. y QUEROL, A. (1989). "El Valle Inferior del Manzanares". *Libro-Guía Exc. C-2. 2º Reun. Int. Cuaternario Ibérico, Madrid*.
- SILVA, P.G., CAÑEVERAS, J.C., SANCHEZ-MORAL, S., LARIO, J. y SANZ, E. (1997). "3D soft-sediment deformation structures: evidence for Quaternary seismicity in the Madrid basin, Spain". *Terranova*, 9, 208-212.
- SILVA, P.G., PALOMARES, M., RUBIO, F., GOY, J.L., HOYOS, M., MARTÍN-SERRANO, A., ZAZO, C. y ALBERDI, M.T. (1999). "Geomorfología, estratigrafía, paleontología y procedencia de los depósitos arcósicos cuaternarios de la depresión Prados-Guatén (Sw Madrid)". *Cuaternario y Geomorfología*, 13, 79-94.
- TABOADA, M. (1870). "Anuario de la Hidrología Médica Española. Vol. 1". *Impr. Señores de Rojas. Madrid*.

- URIBELARREA-DEL VAL, D., PÉREZ-GONZÁLEZ, A., BENITO, G. y MAROTO, I. (1999). "Meander cutoffs and channel changes: a case study of geological heritage of the rivers Jarama, Henares and Tagus in central Spain". *Towards the Balanced Management and Conservation of the Geological Heritage in the New Millenium*. D. Baretino, M. Vallejo y E. Gallego (Eds.), Madrid, 237-241.
- VALIENTE, S. (2006). "Algunos datos sobre la explotación de sal desde la prehistoria hasta la edad media, en la zona Sur de Madrid y en el límite con Toledo". *Bol. Asoc. Esp. Amigos Arqueol.*, 44, 49-60.
- VAN WEES, J.D., CLOETHING, S. y DE VICENTE, G. (1995). "The role of pre-existing weak zones in basin evolution: constrains from 2D finite element and 3D flexure modelling". *Geol. Soc. London*, 99, 297-320.
- VAUDOUR, J. (1969). "Donnés nouvelles et hypothéses sur le Quaternaire de la région de Madrid". *Mediterranéé*, 8, 79-92.
- VAUDOUR, J. (1979). "La région de Madrid, altérations, sols et paléosols". *Ed. Ophrys*.
- VEGAS, R., PÉREZ-GONZÁLEZ, A. y MIGUEZ, F. (1975). "Cartografía y memoria Geológica de la Hoja de Getafe (582)". *Mapa Geológico de España a escala de 1:50.000 1ª Serie (MAGNA)*. IGME Serv. Pub. Min. Industria, Madrid.
- VEGAS, R.; FONTBOTE, J.M. y BANDA, E. (1980). "Widespread Neogene rifting superimposed on Alpine regions of the Iberian peninsula". Proc. EGS Symp. Evolution and tectonics of the western Mediterranean and surrounding areas. Inst. Geograf. Nacional. Pub., 201, 109-128.
- VILORIA, J. (1951). "Hallazgo de un molar de elefante". *Act. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 49, 23-25.



MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACIÓN

ISBN 978-847840827-6



9 788478 408276