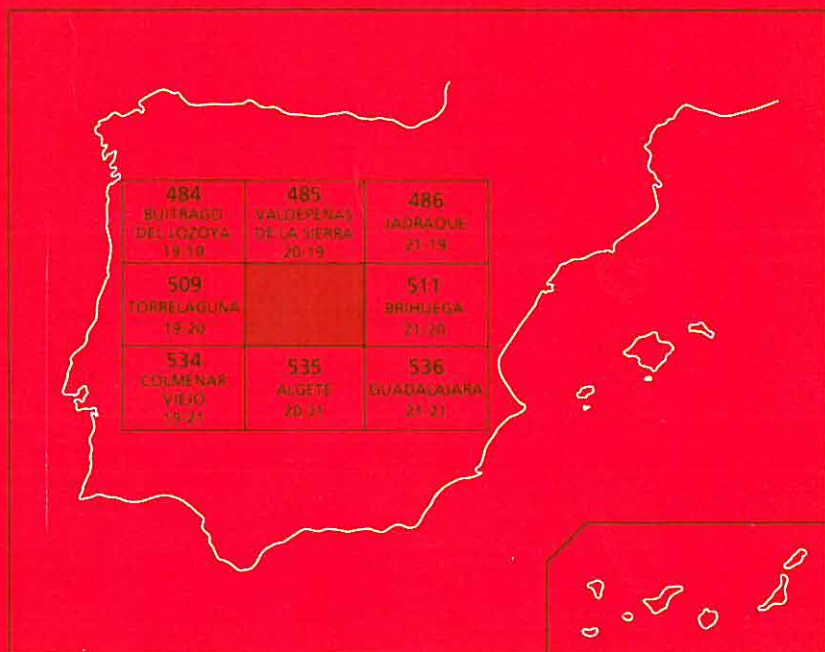




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



MARCHAMALO

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

MARCHAMALO

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1990

Fotocomposición: GEOTEM, S.A.
Imprime: Gráficas Loureiro, S.L.
Depósito legal: M-10378-1991
NIPO: 232-91-001-4

HAN INTERVENIDO:

Cartografía Plioceno superior y Cuaternario	A. Pérez González (IGME) y A. Olivé (CGS).
Cartografía Terciario	A. Olivé.
Secciones estratigráficas y Sedimentología	M. Díaz Molina (UNIV. MADRID) y A. Olivé
Sedimentología y Edafología del Plioceno superior y Cuaternario	A. Pérez González y J. Gallardo (INST. EDAFOLOGIA)
Geomorfología	A. Pérez González, A. Olivé y J. Gallardo
Petrografía	M.J. Aguilar (CGS)
Sedimentología de Laboratorio	Laboratorios de CGS, Inst. de Edafología y Estratigrafía de Madrid
Memoria	A. Olivé, A. Pérez González, J. Gallardo, M. Díaz Molina, J.M. Portero (CGS) y M.J. Aguilar
Coordinación y Dirección	J.M. Portero y A. Pérez González

0. INTRODUCCION

La Hoja de Marchamalo se encuentra localizada al sur del sector nororiental del Sistema Central, perteneciendo, en su mayor parte, a la provincia de Guadalajara y, en su zona más occidental, a la de Madrid.

Su relieve es relativamente accidentado, caracterizado por la existencia de unas zonas llanas, con suaves pendientes, correspondientes a los depósitos de Raña, en las que se localizan las cotas máximas (incluso de 930 m, en la zona más septentrional).

A partir de estas superficies los ríos y arroyos se encajan profundamente dando lugar a valles que, en ocasiones, alcanzan gran extensión, como los pertenecientes a los ríos Jarama, Torote y Arroyo de las Dueñas.

Son estos precisamente los cursos fluviales más importantes en la Hoja, que hidrológicamente pertenecen a la Cuenca del Tajo, existiendo además numerosos arroyos de circulación, en general, intermitente que son tributarios de ellos o bien del río Henares situado al este.

La densidad de población en la Hoja es baja pudiendo destacar El Casar de Talamanca y Valdettorres de Jarama como centros de población más importantes.

La economía de la región es fundamentalmente agrícola con predominio de los cultivos de secano, teniendo relativamente importancia la cabaña lanar.

Geológicamente la Hoja de Marchamalo corresponde íntegramente a la Cuenca Meso-Terciaria del Tajo, que en esta zona se encuentra flanqueada al norte por el Sistema Central.

Este último tiene una estructura fundamentalmente hercínica generada a partir de varias fases de plegamiento, si bien existen evidencias de movimientos tectónicos prehercínicos (Asínticos y Sárdicos).

Los movimientos de fracturación tardihercínica controlan la sedimentación del Pérmico del dominio oriental, la intrusión de los granitoides tardíos y el emplazamiento de diques de variada naturaleza. El Mesozoico presenta características semejantes a las de la Cadena Celtibérica, estando afectado, así como el Paleógeno por varias fases de plegamiento apareciendo como fundamentales la directriz Guadarrama, la directriz Altomira y la Ibérica. Hay también evidencias de actividad neotectónica que afecta a todo el conjunto del Sistema Central y Cuenca Meso-Terciaria del Tajo.

En el ámbito de la Hoja de Marchamalo afloran sedimentos continentales del paleógeno que aparecen inclinados y del Neógeno, que se presentan subhorizontales o suavemente inclinadas en los bordes.

Desde el punto de vista geomorfológico la característica fundamental de la Hoja de Marchamalo es la existencia de extensas zonas llanas elevadas correspondientes a los depósitos de Raña a partir de las cuales se produce un encajamiento de relieves en graderío pertenecientes a los distintos sistemas de terrazas de los ríos y arroyos existentes en la zona.

1. ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Marchamalo pueden distinguirse dos dominios fundamentales. El primero constituido por sedimentos terciarios depositados en ambiente continental y dentro de los que se reconocen los siguientes tipos de facies:

- Lutitas, yesos y terrígenos gruesos constituídos por gravas con matriz de yeso detrítico. Aflora en el ángulo noroccidental de la Hoja y sobre ella se disponen discordantemente el resto de unidades.

- Arcosas blanquecinas del Jarama con elementos metamórficos y calcáreos. Son correlacionables por cartografía con la serie arcillosa-arenosa de Paracuellos. Tienen procedencia del NNO (macizo granítico-metamórfico de El Vellón). Una importante ruptura sedimentaria separa esta unidad de las suprayacentes.

- Arcosas anaranjadas con proporción variable de elementos metamórficos y epimetamórficos, procedentes del sector de La Cabrera, Falla de la Berzosa y relieves cuarcíticos de El Atazar. Adquieren gran extensión y son asimilables a las facies de Guadalajara de RIBA (1956) y BENAYAS *et al.*, (1960).

- Conglomerados de pizarras y fangos rojos. Corresponden a un aporte muy localizado en el borde NO de la Hoja.

- Lutitas y arenas ocre y rojizas y cemento micáceo ferruginoso. Tienen procedencia del N y NE y se identan con la unidad anterior.

El segundo dominio, que ocupa el resto de la Hoja, está formado por materiales del Plioceno superior correspondientes a los depósitos de Raña, ampliamente representados en la parte central de la Hoja, y a los sedimentos cuaternarios de los extensos sistemas de terrazas de los ríos Henares y Jarama y, en menor cuantía, de los arroyos Torote y de las Dueñas.

1.1. CRETACICO TERMINAL-PALEOGENO

Los materiales atribuidos a esta edad reposan mediante paraconformidad sobre los sedimentos claramente marinos del Santoniense. (Hoja de Valdepeñas de la Sierra, 20-19).

En la bibliografía aparecen claramente diferenciadas tres unidades mayores: un conjunto inferior con **brechas intraformacionales**, otro intermedio con lutitas y yesos que hacia el este pasan a yesos masivos y otro superior detrítico de carácter predominantemente conglomerático.

FERNANDEZ NAVARRO (1903) cita la presencia de Eoceno en el área de El Molar. SCHRÖDER (1930) y DE LA CONCHA (1962) atribuyen al Sanoisiense los niveles con evaporitas, al igual que FUSTER *et al.*, (1958, 1959) quienes además consideran como del Oligoceno superior los conglomerados superiores. CORCHON (1974), siguiendo a PEREZ GONZALEZ *et al.*, (1971) admite sedimentación continua desde el Cretácico superior al Oligoceno; considera que las brechas son Sanonienses; la unidad yesífera abarcaría para este autor desde el Cretácico terminal al Oligoceno inferior y los conglomerados serían Oligoceno superior.

NODAL *et al.*, (1976) mantienen prácticamente estas dataciones precisando una edad Santoniense-Campaniense para las brechas por hallazgo de microfaua característica, Maastrichtiense a Oligoceno medio en la unidad yesífera y Oligoceno superior-Mioceno inferior para los conglomerados por correlación con zonas más surorientales (DIAZ MOLINA, 1974 y DIAZ MOLINA *et al.*, 1974).

De cualquier forma subsiste el problema de la datación de los términos inferiores de brechas ya que la edad de los niveles superiores del Cretácico marino infrayacente se establece por correlación con las formaciones tipo de área de Segovia. Sin embargo, la existencia de una paraconformidad, con importante paleokarstificación y sedimentación continental subsiguiente es un fenómeno no detectado hasta ahora en relación con las colapsobrechas del Santoniense-Campaniense del ámbito Ibérico, con las que algunos de los autores citados pretenden correlacionarlas. En base a estos datos preferimos incluirlas en el ciclo regresivo del Cretácico terminal-Paleoceno-Eoceno-inferior medio.

1.1.1. Lutitas rojas, yesos, yesos detríticos y conglomerados con cemento de yeso (1). Yesos (2). Maastrichtiense-Paleoceno-Eoceno

Aflora esta unidad en la zona nor-occidental de la Hoja. Se encuentra bastante recubierta por depósitos cuaternarios de terrazas del río Jarama si bien su observación es posible gracias a los fuertes escarpes que, en ocasiones, proporciona la erosión del propio río Jarama. Su estudio se ha realizado a partir de la columna de Uceda, a caballo entre esta hoja y la colindante al norte (Valdepeñas de la Sierra, 20-19).

La potencia total de la unidad supera los 1000 m si bien en el ámbito de la Hoja solamente aflora la parte superior, constituida por lutitas, yesos y terrígenos gruesos, formados por gravas con matriz de yeso detrítico. En ocasiones se han diferenciado en la cartografía intervalos de yeso masivo (2).

- Las lutitas son limos y arcillas rojas masivas con espesores entre pocos milímetros (asociadas a terrígenos en capas) y varios metros (asociadas a terrígenos canalizados). Contienen yesos fibrosos anastomosados, cristales de yesos, yeso enterolítico y nódulos de carbonato de aspecto edáfico, que nos hablan de su relación con llanuras arcillosas salinas.

- Los yesos tienen espesores muy variables desde capas decimétricas hasta 30 metros. Los niveles potentes están groseramente estratificados. Presentan facies nodulosa, laminar, alabastrina y macrocristalina. La nodulosa proviene de la sustitución de anhidrita primaria y se forma en los márgenes de los lagos-playa. La laminar es más interna y se forma bajo una lámina de agua pudiendo ser considerada como una facies de *salt-pan*. Ambas litofacies pueden alternar en sentido vertical lo cual implica expansiones y retracciones consecutivas de los márgenes de los lagos salinos.

- Los terrígenos gruesos están compuestos fundamentalmente por yeso detrítico y por clastos de caliza/dolomía, cuarzo, cuarcita y granito. Los yesos detríticos, cuarzo y cuarcita tienen normalmente tamaños comprendidos en la fracción arena mientras que los de los carbonatos y granito lo están en la fracción grava.

Al microscopio la fracción arena está compuesta por granos de cuarzo (20 %-30 %), feldespato potásico (10 %), plagioclasa (10 %), micas (5 %), dominando la moscovita sobre la biotita y clorita, fragmentos de rocas dolomíticas (10 %-15 %) y yeso normalmente recristalizado (30 %-55 %). El yeso es originalmente detrítico y ha sido recristalizado durante la diagénesis teniendo aspecto de cemento en las láminas.

Desde el punto de vista geométrico pueden distinguirse facies no canalizadas y facies canalizadas.

Las facies no canalizadas tienen espesor decimétrico y alternan con lutitas en tramos de hasta 33 metros de potencia. Tienen geometría normalmente tabular aunque a veces se acuñan y amalgaman, hay algún cuerpo lenticular de base plana y techo convexo. Los cuerpos tabulares pueden ser homogéneos con cantos flotando en la matriz o concentrados en la parte media, estar rellenos por una sola estructura (estratificación gradada negativa o positiva, laminación paralela, laminación cruzada de pequeña escala, *climbing ripples*) o por varias siendo lo más frecuente una sucesión de laminación paralela y estratificación cruzada de pequeña y gran escala y menos estratificación gradada (*ripples* o bien asociaciones de cosets de *ripples* o laminación paralela separados por cicatrices con depósitos de carga residual, fig. 1). Los mecanismos de transporte son pues corrientes tractivas y en menor proporción *debris flow* y corrientes de turbidez.

Otros aspectos en relación con los cuerpos tabulares es un paso lateral a limos y la presencia de nódulos de yeso y ocasionalmente señales de raíces y *burrows* que indican que lateralmente están asociados a lagos-playa salinos.

Como se ha indicado hay algún cuerpo de base plana y techo convexo que presenta en la base un depósito de carga residual y con estructura interna no identificable que podría indicarnos que los límites distales de los cuerpos tabulares fueron en planta lobulados.

Los terrígenos canalizados tienen espesores entre 0,5 y 4 metros y están englobados en lutitas ocupando intervalos de hasta 60 metros, alternando en sentido vertical con otros de yeso o de sucesión de cuerpos tabulares. La mayor parte de estos canales tienen relleno masivo con cantos flotando o acumulados a techo encontrándose a veces en contacto, a veces hay cantos dispersos en la base. Se interpretan como depósitos de transporte en masa (*debris flow*). Otros canales presentan estructuras tractivas y están relacionados con las facies masivas (fig. 2) o bien dichas estructuras constituyen todos el relleno del canal: depósitos de carga residual (raro), laminación paralela de alto régimen de flujo y estratificación cruzada de gran y pequeña escala. La mayor parte de estos canales está rellena por un solo evento deposicional y tienen techo plano y base cóncava y algunos presentan alguna cicatriz interna por lo que se consideran como canales rectos y efímeros, siendo algo más persistentes y con posible configuración *braided* los que presentan cicatrices internas.

Para la interpretación de conjunto de este tramo superior caben dos hipótesis:

La primera de ellas es que los canales de baja sinuosidad sean integrantes de un sistema distribuidor en el que los canales desaparecen rápidamente en sentido distal dando lugar a

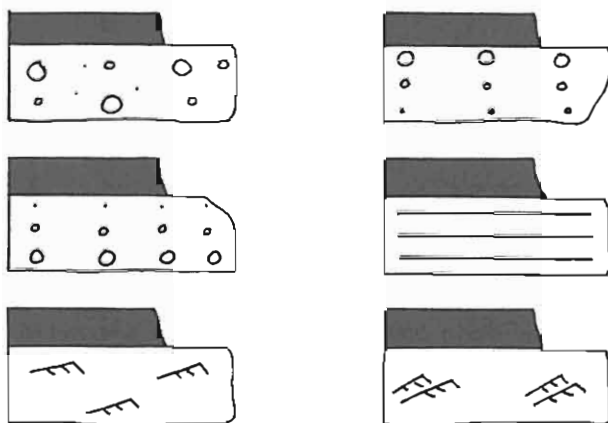


Fig. 1.- Geometría de los cuerpos tabulares no canalizados (Unidad 1).



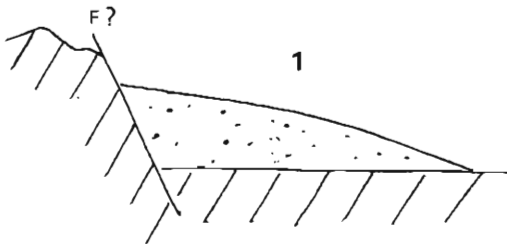
Fig. 2.- Geometría de los cuerpos terrígenos canalizados (Unidad 2).



Etapa de sedimentación de los cuerpos tabulares



Etapa de incisión y de progradación relativa



Perfiles

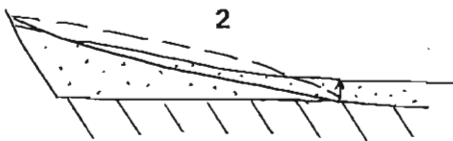


Fig. 3.

lóbulos deposicionales de geometría tabular. En sentido distal el sistema estaría relacionado con lagos-playa salinos, que también ocuparía áreas más proximales dentro de la llanura de inundación. Para que se produzca un cambio tan notable en la geometría de los detríticos gruesos es necesaria la existencia de una ruptura brusca de pendiente cuyo origen es problemático (tectónico ?, etc.).

Otra posibilidad es considerar que los intervalos de cuerpos tabulares y los que contienen canales no están relacionados espacialmente sino que se corresponden a distintas etapas de desarrollo del sistema que se repiten cíclicamente. Los cuerpos tabulares representarían la sedimentación en capas o *sheets* típicas de estos sistemas en relación distal con lagos-playa.

El cambio de sedimentación a canales distribuidores puede deberse a cambios en el nivel de base que condicione la sucesión de canales o a oscilaciones climáticas o movimientos tectónicos. En las llanuras de inundación entre canales se desarrollarían también lagos-playa salinos (fig. 3).

Apoya esta última hipótesis el hecho de que los cuerpos tabulares no forman secuencias que se puedan atribuir a la progradación de canales, ni hay relación directa observada entre ambas facies.

Este tramo se data como Eoceno medio (Rhenaniense) por situarse sobre términos datados como Rhenaniense basal y bajo unidades de edad Eoceno superior (Headoniense).

1.2. NEOGENO

Durante el Neógeno el relleno de la Cuenca del Tajo se realiza en condiciones endorreicas, estableciéndose un sistema de aportes alimentado en los bordes por abanicos aluviales que se continúan en unas facies complejas de transición que pasan hacia el centro de la cuenca a evaporitas lacustres, culminadas a techo por la serie detrítico-calcárea de los Páramos.

Los trabajos de interés que se ocupan del estudio y descripción de los sedimentos neógenos que rellenan la Cuenca del Tajo son numerosos. Destacan los trabajos de ROYO GOMEZ (1922, 1926, 1928) en los que se establecen las bases para el conocimiento del Terciario de la submeseta meridional. RIBA (1957) y BENAYAS *et al.*, (1960) ponen de manifiesto la existencia de cambios laterales y definen diferentes facies en base a los datos de campo y a la composición mineralógica de las mismas: ALIA (1960) atribuye las facies arcólicas al Plioceno y establece la relación entre los diferentes rellenos y la tectónica profunda del zócalo que a su vez condiciona los cambios laterales de facies. CAPOTE *et al.*, (1968) detectan la presencia de sedimentos fluviales, ampliamente extendidos, bajo las calizas de los Páramos. ALIA *et al.*, (1973) en los estudios que realiza sobre la evolución geotectónica de la Cuenca, establece cinco discontinuidades mayores en los depósitos Neógenos. MARTIN ESCORZA y HERNANDEZ ENRILE (1973) y MARTIN ESCORZA (1974) hacen nuevas aportaciones para el conocimiento del Neógeno y Paleógeno arcólicas aflorantes al oeste y suroeste de Madrid y en el norte de la provincia de Toledo. PEREZ GONZALEZ *et al.*, (1971) estudian las series continentales al Este de la Sierra de Altomira definiendo por primera vez la fase Castellana que sitúan en el Oligoceno superior. AGUIRRE *et al.*, (1976) sintetizan los datos faunísticos y

eventos tectónicos de la Cuenca estableciendo, aparte de la Castellana, la existencia de las fases Neocastellana (al final del Mioceno inferior-principios del medio) y las Iberomanchegas 1 y 2, en el Plioceno superior. MARTIN ESCORZA (1976) confirma la actividad tectónica de las fracturas del basamento durante el Neógeno precisando las discontinuidades definidas por ALIA *et al.*, (op. cit.). Establece cinco unidades litoestratigráficas mayores que abarcan el Mioceno y parte del Plioceno separadas por discordancias. DIAZ MOLINA (1987) y DIAZ MOLINA *et al.*, (1979) dividen el Terciario continental de la depresión intermedia entre Altomira y la Serranía de Cuenca en cuatro unidades litoestratigráficas mayores separadas por discordancias: Unidad basal (Cretácico terminal a Eoceno medio), Unidad detrítica inferior (Eoceno medio a Oligoceno superior), Unidad detrítica superior (Oligoceno superior a Mioceno inferior) y Unidad terminal culminada por las calizas de los Páramos (Mioceno medio-Plioceno inferior). MARTIN ESCORZA (1979) señala la existencia de una discordancia o ruptura intramiocena que separa las unidades inferiores y superiores de la Facies Alcalá. PEREZ GONZALEZ (1979) estudia los problemas del límite plio-pleistoceno, estableciendo que la colmatación de las cuencas terciarias del centro de España coincide con las génesis de costras laminares bandeadas hace 2,5 millones de años previamente a la instalación de la Raña. GARRIDO MEJIAS *et al.*, (1980, 1981 y 1982) dividen el relleno de la cuenca en cuatro unidades tectosedimentarias separadas por rupturas de orden mayor y establecen las características sedimentológicas y paleogeográficas de la unidad superior. PEREZ GONZALEZ (1982) estudia el Terciario de la Llanura Manchega y establece la correlación entre las unidades del Mioceno superior y Plioceno de dicha zona con la Cuenca del Tajo. ALBERDI *et al.*, (1983) relacionan antiguos y nuevos yacimientos de vertebrados confirmando la existencia de la Fase Neocastellana en el centro de la Cuenca. JUNCO y CALVO (1983) establecen las grandes unidades tectosedimentarias del Mioceno de la Cuenca de Madrid en base a su estudio sedimentológico, cartográfico y a la interpretación de sondeos. AGUILAR *et al.*, (1984) y PORTERO *et al.*, (1983) determinan las características petrográficas y relaciones laterales de las zonas proximales de los abanicos aluviales terciarios al pie del Guadarrama y Somosierra. PORTERO *et al.*, (1984) proponen un modelo de evolución morfotectónica del Sistema Central desde finales del Cretácico en base a los datos estratigráficos y sedimentológicos de los materiales aflorantes en los bordes de las Cuencas del Duero y Tajo.

El Neógeno que rellena la Cuenca del Tajo, tiene una gran variabilidad litológica, correspondiendo a las diferentes composiciones de las áreas fuente y de la distinta ubicación de sistemas deposicionales que normalmente son múltiples. Las facies de borde (abanicos aluviales) de carácter detrítico, son en parte correlacionables cartográficamente con la **Unidad terminal** de DIAZ MOLINA (oo.cc.), o son incluso más modernos y discordantes sobre dicha unidad (Piedemontes de Somosierra).

Como se ha observado en zonas próximas, de borde, Hoja de Valdepeñas de la Sierra (20-19) y Jadraque (21-19), los términos inferiores de la **Unidad terminal** reposan mediante discordancia angular sobre la unidad basal margo yesífera. Los términos superiores a la Unidad terminal o Piedemontes de Somosierra son más extensivos hacia los bordes y se sitúan indiferentemente sobre dichos términos inferiores y sobre las **Unidades detrítica superior, detrítica inferior, y basal**, o sobre Cretácico, Pérmico, Triásico o Paleozoico, a partir de una discordancia que, en esta situación marginal de la cuenca, tiene carácter angular, mientras

que, hacia el centro de la misma, se resuelve en interrupción y paraconformidad (Hojas de Marchamalo 20-20 y Algete 20-21).

JUNCO y CALVO (*o.c.*), apoyándose en criterios de autores anteriores y datos propios, establecen la existencia de una serie de rupturas sedimentarias, a nivel de cuenca, que delimitan tres unidades tectosedimentarias en el Mioceno (fig. 4) y coinciden bastante con las definidas por GARRIDO *et al.*, (*oo.cc.*). Estas unidades abarcan la totalidad de la Unidad Terminal de DIAZ MOLINA (*oo.cc.*).

Las unidades cartográficas terciarias distinguidas en la Hoja se corresponderían, en el esquema de JUNCO y CALVO de la siguiente forma:

Los tramos 1 y 2 serían P, y 3 y 4 serían Fd₁.

Las unidades 5, 6, 7, 8 y 9 se sitúan discordantemente sobre las anteriores. Dado que en un equivalente lateral de 1 (Paracuellos en la Hoja de Algete) se ha datado del Aragoniense medio, su muro sería como mínimo supra-aragoniense, pero en zonas apicales, equivalentes de estas unidades se sitúan discordantemente sobre términos del Vallesiense terminal (yacimiento de Arbancón, en la Hoja de Jadraque, 21-19), pudiendo también estar relacionado con el yacimiento Vientiense del Karst de Algora. En función de estos datos hemos asignado a este conjunto de unidades una edad Tuoliense-plioceno inferior, interpretándolas como un relleno, procedente del borde N y NE, de un surco, seguramente generado por una flexura hacia los bordes de los sedimentos centrales de cuenca. Estos depósitos han sido denominados en otras Hojas del bloque como piedemontes del Guadarrama y Somosierra.

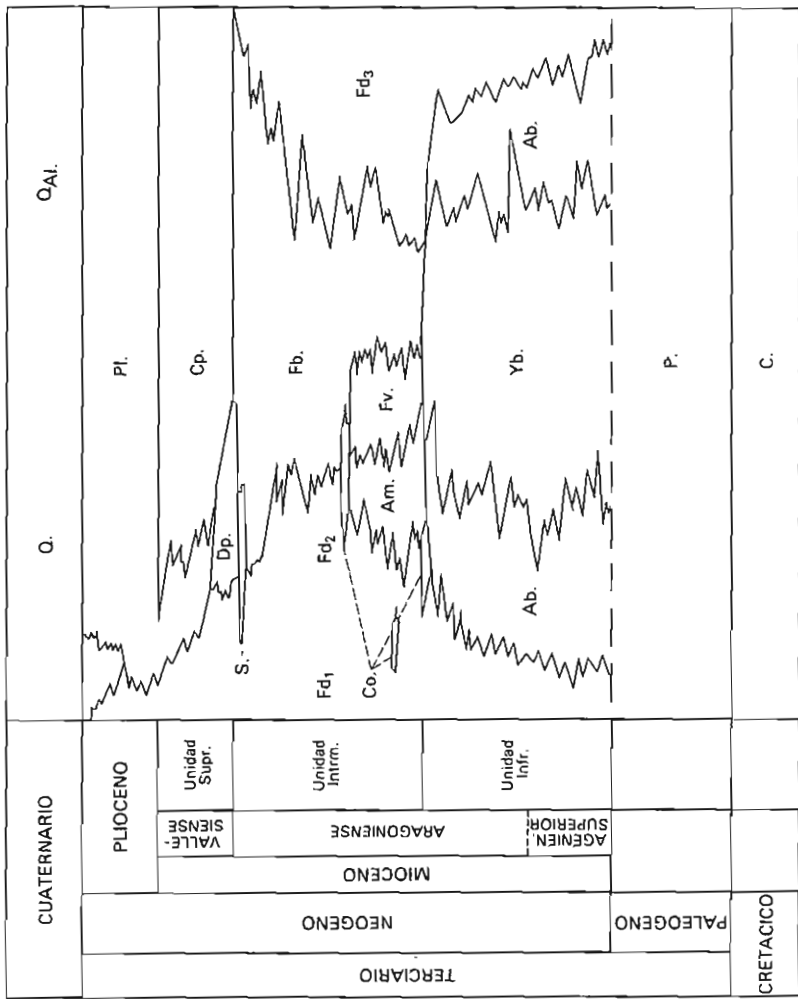
1.2.1. **Arcosas y fangos arcósicos (4). Conglomerados y bloques poligénicos (3). Aragoniense**

Se sitúan discordantemente sobre materiales paleógenos en la zona nor-occidental de la Hoja y afloran en la margen izquierda del río Jarama, en los bordes del Torote en la parte meridional del centro de la Hoja y en la esquina sur-oriental.

Representan los términos inferiores de la **Unidad Terminal** y se sitúan entre dos discordancias, la ya citada sobre el Paleógeno y otra, a techo, bajo las unidades Tuolienses-plioceno inferior que se describirán más adelante.

Está constituida por una alternancia irregular de arcosas sueltas blanquecinas y fangos rojizos arcósicos en capas de orden métrico. Las arcosas tienen tamaño de arena media a gruesa y microconglomerática y contienen gravas de cuarcita, esquistos, gneises y pizarra así como calizas y dolomías. Se trataría de depósitos de abanico aluvial en facies medias y con direcciones de aporte dominantes hacia el SO. La presentación de cantos carbonatados es especialmente significativa en la zona nor-occidental de la Hoja donde se localizan unos depósitos de grandes paleocanales superpuestos que contienen abundantes fragmentos de calizas y dolomías, además de granitos, etc. que pueden alcanzar el tamaño bloque (3). Esto se relaciona con una zona de entrada de aportes a la cuenca por un mecanismo de abanico aluvial en facies proximales. En este área las direcciones de aportes de los sedimentos indican

- Q. Cuaternario indiferenciado
- QAl. Cuaternario aluvial
- Pl. Plioceno
- Cp. Calizas del Páramo
- Dp. Detríticos del Páramo
- Fb. Formación blanca (S silex)
- Am. Arenas micáceas
- Fv. Formación verde
- Fd₁ Formación detrítica noroeste
- Fd₂ Formación detrítica sur
- Fd₃ Formación detrítica noreste
- Co. Costras
- Ab. Arcillas basales
- Yb. Yesos basales
- P. Paleógeno indiferenciado
- C. Cretácico indiferenciado



un sentido hacia el SSE constituyendo, por tanto, un aporte lateral a la dirección dominante hacia el SO.

Al microscopio están compuestas por cuarzo (40 %), feldespatos (25 %) (principalmente potásico), micas (5 %-10 %), fragmentos de rocas metamórficas o carbonatadas, en la zona NO, (20 %) y, con frecuencia, epimatriz sericitica. Como accesorios hay turmalina, granate y estauroлита.

Se presentan en cuerpos potentes y extensos, con base poco erosiva y abundantes cicatrices internas, con depósitos de carga residual y estratificación cruzada de gran escala, interpretándose como canales distribuidores de baja sinuosidad de un aparato deposicional de tipo abanico aluvial. Como ya hemos indicado, localmente se diferencian depósitos de paleocanales soldados con grandes bloques que corresponden a una zona proximal de un aporte lateral al abanico principal. En la parte meridional de la Hoja es frecuente la presencia de procesos de carbonatación de origen edáfico a techo de los canales en la parte más alta de la unidad.

La atribución cronológica de esta unidad se ha efectuado por correlación cartográfica con niveles equivalentes que, más al sur (Hoja 21-21. Madrid), contienen en su techo el yacimiento de Paracuellos del Jarama datado como zona MN-6 de la zonación de MEIN, es decir, Astaraciense inferior (parte inferior del Aragoniense superior).

1.2.2. Arcosas con cantos y bloques (5). Fangos arcósicos con intercalaciones arenosas (6). Arcosas (7). Unidad Arcosas naranjas. Mioceno superior a Plioceno inferior

Aflora ampliamente en el ámbito de la Hoja, discordante sobre sedimentos del Paleógeno y de la unidad miocena descrita en el apartado anterior. Normalmente se encuentra recubierta por depósitos pliocenos de Raña y terrazas cuaternarias. Las diferentes condiciones de afloramiento no han permitido el levantamiento de una columna completa de detalle pudiendo estimarse para el conjunto una potencia superior a los 150 m.

La facies más generalizada de esta unidad está formada por arcosas con un típico color anaranjado que presentan intercalados niveles con cantos en cuerpos más o menos canalizados (7).

Se trata de areniscas de grano grueso a microconglomeráticas de granos angulosos de cuarzo (30 %-45 %), feldespato potásico (20 %-30 %), plagioclasas muy alteradas (0 %-5 %) y fragmentos de rocas (5 %-20 %) que son generalmente rocas metamórficas (esquistos, granitos, gneiss ?) cuyo metamorfismo está en la zona de estauroлита, silimanita, cianita, andalucita (son los minerales pesados más frecuentes junto con la turmalina). Estos materiales tienen una importante matriz arcillosa, de carácter micáceo que proviene de la diagénesis de feldespatos, micas, fragmentos lábiles, etc. Son rocas derivadas de un área madre metamórfica con gneis y granitos.

Como ya hemos indicado se trata de una alternancia de fangos arcósicos y cuerpos canalizados, que son de dos tipos: los que en su interior permiten identificar estructuras primarias y

los que son aparentemente masivos. Los primeros pueden interpretarse como depositados por una red fluvial con un modelo *braided*, mientras que los segundos, que están rellenos por una facies de arena gruesa, masiva, con gravas sostenidas dentro de esa matriz y con posibles procesos edáficos a techo, corresponderían posiblemente a depósitos de canales trenzados con intermitencias en su funcionamiento que propiciarían la implantación en los sedimentos de procesos de carácter edáfico. Las direcciones de aporte son, en todos los casos, hacia SSE.

En la zona nor-occidental de la Hoja se localizan unas facies proximales de la unidad precedente (7) constituidas por abundantes canales con relleno de gravas y bloques fundamentalmente graníticos (5) que, distalmente se van haciendo menos numerosos hasta pasar lateralmente a las arcosas descritas anteriormente. El relleno de estos canales suele ser complejo, con cicatrices internas y facies tractivas asociadas. Un aspecto observado en la base de uno de estos canales es la presencia de inyecciones de masas de lutitas que deforman la geometría del canal. En ocasiones, estas penetraciones han quedado estranguladas y podrían ser confundidas con cantos blandos. Esta deformación plástica debe haberse producido al tiempo del relleno del canal por compactación del substrato. Se interpretan como zonas proximales de un depósito de abanico que penetra lateralmente en la cuenca con dirección hacia el SE.

En la misma zona se ha cartografiado otra unidad (6) relacionada lateralmente con las anteriores y que ha sido estudiada en la sección de Arroyo de Valtejado. Su característica distintiva es la existencia de canales con una alta relación anchura/profundidad. Su espesor oscila entre 1 y 9 m, siendo la potencia más frecuente unos 4 m. Están constituidas por terrígenos arcósicos de tamaño arena gruesa con cantos de pizarra y granitos, que en la parte inferior de la unidad pueden alcanzar tamaño bloque en relación con el paso lateral a la unidad 5 ya descrita.

Al microscopio están compuestas por cuarzo (20 %-30 %), feldespato potásico (15 %-35 %), fragmentos de rocas metamórficas (15 %-30 %) y micas (5 %-10 %) apareciendo en ocasiones epimatriz sericítica de hasta un 40 %. Los minerales pesados más frecuentes son la estaurolita y turmalina.

Las estructuras observadas en el interior de alguno de estos canales son depósitos de carga residual, *cut and fill*, estratificación cruzada planar en gravas, laminación paralela y estratificación cruzada de gran escala de tipo surco, no habiéndose observado ninguna tendencia secuencial, ni textural ni estructural. En conjunto puede interpretarse como una asociación de facies propia de los ríos *braided*.

La atribución cronológica de estas unidades se ha hecho, como ya se ha indicado en la introducción del capítulo, en base a que, en zonas apicales, términos equivalentes se sitúan discordantemente sobre sedimentos del Vallesense terminal (yacimiento de Arbancón en la Hoja de Jdraque, 21-19).

1.2.3. Abanico pizarroso. Conglomerados sueltos de pizarra y lutitas rojas (8). Mioceno superior a Plioceno inferior

Afloran en el ángulo noroccidental de la Hoja, discordantes sobre sedimentos del Paleógeno

y en cambio lateral con las unidades descritas en el apartado anterior.

Se han estudiado a partir de la columna de Arroyo de Valdegomar donde alcanzan una potencia de 40-70 m.

Desde el punto de vista litológico predominan las gravas y la arena gruesa formando el relleno de cuerpos de base erosiva relativamente potentes, con intercalaciones de facies más finas de arcillas limosas con arenas.

Petrologicamente están constituídas por cuarzo (20 %-25 %), feldespato potásico (20 %), feldespatos calco-sódicos (10 %) y fragmentos de rocas predominantemente metamórficas (30 %). Es frecuente la matriz sericítica y se ha observado cemento de micas ferruginosas (chamosita). El mineral pesado más frecuente es la estauroлита, habiéndose también determinado turmalina, esfena, granate y andalucita.

Entre los cuerpos de base erosiva pueden diferenciarse los de carga exclusivamente pizarrosa de los de contenido mixto.

Los primeros predominan en la parte inferior de la columna y en ellos se observan estructuras de cantos imbricados y *cut and fill*. En los segundos, de composición heterogénea formada por cantos de cuarzo, feldespato, cuarcita y pizarra se observan, además depósitos de carga residual y estratificación cruzada de gran escala. Corresponderían ambos a depósitos de ríos *braided* formando parte de un sistema deposicional de abanico aluvial.

Los términos finos están exclusivamente formados por lutitas con alto contenido en arena dispersa, y se interpretan como depositados por un mecanismo de transporte en masa de tipo *debris-flow (mud flow)*.

Se ha asignado a esta unidad una edad Mioceno superior a Plioceno inferior por sus relaciones laterales con las descritas en el apartado anterior.

1.2.4. Lutitas ocreas, arenas y conglomerados sueltos de cuarcita (9). Plioceno inferior

Afloran exclusivamente en el borde nor-oriental de la Hoja, por encima y en cambio lateral con la unidad 7 descrita anteriormente.

Se ha estudiado a partir de la columna de Málaga donde se han medido 60 m de materiales con una gran variedad litológica, conglomerados, areniscas, lutitas y niveles carbonatados.

Petrográficamente están constituídas por cuarzo (20 %-45 %), feldespato potásico (10 %-40 %), fragmentos de rocas metamórficas (5 %-45 %) y micas (5 %). Como minerales accesorios se han determinado estauroлита, granate y turmalina.

En el conjunto de la unidad pueden distinguirse canales con estructuras primarias, canales que no conservan las estructuras, lutitas y niveles carbonatados.

Los primeros sólo están presentes en la base de la sección y se pueden observar depósitos de

carga residual, gravas con laminación inclinada, *cut and fill*, estratificación cruzada de gran escala de surco y planar y estratificación cruzada de pequeña escala. En los canales en que no se observan las estructuras coexisten todos los tamaños comprendidos entre gravas y arenas finas, y mientras que en algunos casos el tamaño de los clastos permanece en todo el relleno del canal, en otros se observa una disminución hacia el techo.

Las facies volumétricamente más importantes son las lutitas que pueden llegar a alcanzar los 10 m de espesor. Generalmente están cementadas por carbonato.

Los niveles carbonatados tienen potencias variables desde escala decimétrica hasta más de 3 m. Cuando alcanzan los mayores espesores también tienen mayor continuidad lateral. Su techo es horizontal y su contacto superior neto mientras su base es irregular. Podría tratarse de edafizaciones y carbonataciones a favor de sedimentos más permeables ya depositados.

Los niveles canalizados se interpretan como depósitos de ríos de baja sinuosidad y se podría relacionar con facies muy distales de abanicos de procedencia norte que admitirían la edafización por llegar a estadios de dinámica cero (facies terminales).

Su atribución cronológica se hace por posición stratigráfica.

1.2.5. Ortoconglomerados silíceos (10, 11 y 12). Raña. Plioceno superior.

Morfológicamente el piedemonte de la Raña de la Cuenca de Madrid, muy bien expuesto en esta Hoja de Marchamalo, está estructurado en diferentes plataformas aluviales que se encajan unos pocos de metros entre sí. Desde un punto de vista de las litofacies que constituyen los distintos niveles de este piedemonte no se han observado diferencias apreciables, aunque sí en su composición mineralógica. La Raña es un depósito de grano soportado y los sets arenosos, cuando aparecen, ocupan la parte inferior de las secuencias. En la composición litológica de las gravas (LAZARO OCHAITA y ASENSIO AMOR, 1978), predominan las cuarcitas (75 % al 85 %), sobre los pórfidos (2 %) y cuarzos (13 % al 23 %). También se pueden contabilizar pizarras, a veces alteradas, en tamaños inferiores por lo general a los 3 ó 4 cm. El espectro granulométrico tiene dos máximos, uno de 40-60 mm (27 % al 35 %) y otro en la clase 80-120 mm (15 %-29 %). El centilo oscila entre 17 cm y 50 cm, estando la mediana de grano en 50-74 mm.

Las facies principales, en las gravas (MIALL, 1978) son de código Gp (barras) y Gt (paleocanales rellenos) y en menor medida Gm (depósitos de fondo de canal). Las arenas medias a gruesas y moderadamente clasificadas, son del tipo Sp (dunas). En algunos cortes se han observado en la zona de contacto con el sustrato surcos de corriente (*scour channels*), rellenos de grava y arena.

La Raña de la Cuenca de Madrid representa entonces un tipo de llanura aluvial de piedemonte, con facies de canales entrelazados de una cierta sinuosidad, siendo su espesor máximo de 7-8 m.

Los criterios de individualización de las diferentes plataformas aluviales de la Raña, además de los geomorfológicos, pueden apoyarse en la composición mineralógica de las arenas y en

los suelos (VAUDOUR, 1979; ESPEJO, 1985; GALLARDO *et al.*, 1987; PEREZ-GONZALEZ y GALLARDO, 1987).

Hay materiales que provienen de dirección Sorbe (Plataformas de Loma Nariz, Fuentelahiguera de Albatages y El Curato) que tienen una asociación mineralógica de: estaurólita (15 %-88 %) - turmalina (8 %-36 %) - circón (2 %-34 %).

Los sedimentos de la Raña cuyo origen es de dirección Jarama (Plataformas de Villaseca de Uceda-El Casar de Talamanca y el Cubillo de Uceda), tienen como mineral índice la sillimanita (13 %-30 %) que es mineral que forma parte de la asociación junto con la estaurólita (40 %-71 %), que es el principal, y la turmalina (9 %-22 %). El circón que es un mineral con relativos alto porcentajes en la asociación anterior, en ésta está ausente o apenas alcanza el 2 %.

En los ligeros también se aprecian diferencias, en el primer caso el cuarzo es dominante con un 60 %-70 %, acompañado por los accesorios feldespatos (1 %-8 %) y micas (1 %-15 %). En el segundo la asociación es de cuarzo (60 %-82 %) con presencia a veces destacada de feldespatos (4 %-32 %) y micas (6 %-24 %).

En los suelos hay, igualmente, una distinta evolución que se establece de las plataformas más altas a las más bajas y de cabecera de pie (PEREZ-GONZALEZ y GALLARDO, *o.c.*), de tal manera que se puede establecer la siguiente secuencia: suelo pardo fersialítico con horizonte Bg carbonatado secundariamente en los segmentos inferiores de Villaseca de Uceda-El Casar de Talamanca y el Cubillo de Uceda; suelo fersialítico ácido hidromorfo en Fuentelahiguera de Albatages y suelo ferruginoso hidromorfo en El Curato.

La edad de la Raña de la Cuenca de Madrid es problemática y parece abarcar un cierto espacio cronológico si se consideran la evolución de los suelos en la vertical. Una opinión posible es que la Raña es del Villafranquiense medio, es decir que se ha originado en algún momento del lapso de tiempo comprendido entre 2,5 m.a. y 1,8 m.a. Otra, es considerar que la Raña representa el límite plio-pleistoceno, luego estaría alrededor de los 1,8 m.a.-1,6 m.a.

1.3. CUATERNARIO

Las formaciones superficiales más recientes están caracterizadas por los depósitos fluviales, llanuras aluviales y terrazas de los ríos Jarama, Henares, arroyo de las Dueñas y Torote que son los más importantes que drenan la Hoja y por conos y abanicos aluviales que reposan sobre las terrazas más modernas o los fondos de valle aluviales. Otros depósitos de fondos endorreicos, coluviones o de pie de talud son menos significativos tanto por su espesor como por su representación en la Hoja.

1.3.1. Gravas poligénicas, arenas y arenas limo arcillosas (13 a 32). Terrazas. Pleistoceno

El río Jarama al igual que el Henares ha construido a lo largo del Cuaternario un gran número de terrazas (VAUDOUR, 1969; ALEIXANDRE *et al.*, 1974; LOPEZ VERA y PEDRAZA, 1976;

CABRA *et al.*, 1983), no inferior a 15 en el segmento del valle comprendido en la Hoja, con cotas relativas de + 6 m a + 190 m. En el sector oriental de la Hoja se han cartografiado también un gran número de terrazas medias y altas que corresponden al valle del Henares. El arroyo de las Dueñas, Torote y otros arroyos tributarios tienen menos terrazas construidas, ya que su génesis es más moderna.

Una característica común de todos los depósitos de estos cursos fluviales es que dominan las gravas sobre las arenas. Las gravas son de naturaleza poligénica, con cuarcitas y cuarzos mayoritarios, pero en el Jarama, sobre todo aguas arriba, pueden encontrarse porcentajes significativos y a veces dominantes de pizarras, acompañados de granitoides, mientras que en el Henares aparecen las calizas desde las terrazas bajas a las medias superiores.

Por tamaños, el grano se agrupa en más de 80 % en las clases por debajo de los 12 cm, estando el centilo muy a menudo en la fracción bloque, medido en su eje mayor. Se han reconocido litofacies (MIALL, 1978) del tipo Gp (de estratificación cruzada planar) y Gt de estratificación cruzada de surco, a veces a gran escala. No son infrecuentes las Gm, de imbricación de cantos.

Las arenas son de texturas gruesas a muy gruesas o medias a gruesas, pobre o moderadamente clasificadas, con limo-arcillas por debajo del 6 %-7 %. Son dunas arenosas de código Sp.

Suelen conservarse en la parte superior de los cortes, términos de llanura de inundación (litofacies Fi) con arena fina o fina media, moderadamente clasificada y altos porcentajes de limo-arcilla (> 40 %). El espesor total de todas estas litofacies puede alcanzar los 6 ó 7 m.

Mineralógicamente, las terrazas del valle del río Jarama en la Hoja, tienen una asociación (ALEIXANDRE *et al.*, 1977 y datos de este trabajo) de estaurolita (22 %-46 %) -granate (10 %-45 %) - sillimanita (7 %-23 %) -turmalina (7 %-15 %), en los ligeros el cuarzo es dominante (52 %-69 %), seguido por los feldespatos (23 %-36 %) y las micas (%-10 %). En el Henares la asociación de minerales pesados es de: estaurolita (23 % al 67 %) -turmalina (4 %-28 %) y granate (1 % al 22 %). En los ligeros el cuarzo es mayoritario (60 %-84 %) y los feldespatos oscilan entre el 9 %-28 % y las micas del 1 % al 7 %.

En cuanto a los suelos, las terrazas más recientes soportan suelos pardos fersialíticos y las medias más altas suelos rojos fersialíticos con pseudogley y suelo rojo fersialítico con horizonte cálcico, especialmente en las terrazas del valle del Henares.

En Talamanca de Jarama, Ruiz Reig localizó en la terraza de + 12 m (31) un fragmento basal de asta izquierda con pedículo, clasificado por Alberdi, Morales y Soto como perteneciente a un *Cervus elaphus* L., que comprende desde el Pleistoceno medio a la actualidad.

1.3.2. Gravav poligénicas o monogénicas, arenas y arenas limo arcillosas. (33, 38 y 39). Conos aluviales, coluviones y depósitos de pie de talud. Pleistoceno a Holoceno

Los conos o abanicos aluviales de mayores dimensiones se encuentran en el valle del río Jarama sobre las terrazas bajas (niveles 28, 27 y 26). Sus radios mayores pueden alcanzar casi

los 2 km. Todos los conos de esta generación de Pleistoceno medio-superior tienen un carácter de gravas poligénicas a excepción de los que provienen del macizo paleozoico de la Sierra, que son eminentemente pizarrosos. Estos últimos conos tienen sus segmentos más distales situados en el ángulo noroeste de la Hoja. Estos conos soportan un suelo del tipo pardo fersialítico.

Los conos actuales (Holoceno) o de deyección, son de dimensiones más reducidas y a veces tienen texturas más arenosas o areno-limo-arcillosas, particularmente cuando sus cuencas de recepción se encuentran en los materiales terciarios. Suelen ocupar las topografías deprimidas de los fondos de valle.

Los depósitos de pie de talud y los coluviones son formaciones superficiales que se han cartografiado en ámbitos muy restringidos, aunque bien es verdad que los coluviones pueden tapizar los relieves que enlazan las formas siempre con un débil espesor. Textural y litológicamente estos sedimentos dependen de sus áreas de origen.

Las potencias de todas estas unidades, dada su génesis, es muy irregular, quizás puedan alcanzar un máximo de 3-4 m, en las zonas de ápice de los conos más antiguos.

1.3.3. **Gravas poligénicas, arenas y arenas limoarcillosas (35, 36 y 39). Llanuras de inundación, fondos de valle, lecho de canales y barras aluviales. Holoceno**

Todos estos depósitos están ligados a la actividad más actual u holocena de los cursos fluviales y arroyos. Depósitos de llanura de inundación se han separado en el valle del río Jarama; están constituidos, a techo, por unos 2 m de arena fina a muy fina con porcentajes de hasta el 60 % de limo-arcillas que cubren barras de gravas con estratificación cruzada de surco o planar, con cantos imbricados. En los términos finos superiores se han encontrado numerosas piezas en conexión anatómica de un *Bos taurus* doméstico (en el Puente de Algete, fuera de la Hoja) que por su talla y grado de mineralización de los restos puede datarse como de una época comprendida entre la Edad media y los tiempos modernos, según Alberdi, Morales y Soto.

Las barras y formas de lecho de canal del río Jarama están formadas por gravas de cuarcita, cuarzos, granitoides y pórfidos, y a veces abundantísimas pizarras; son por lo general poli-modales, estando las modas principales comprendidas en la fracción de 6 a 16 cm y casi siempre el centilo está en la fracción bloque. Las arenas tienen textura de arena media o gruesa, moderadamente bien clasificada con fracción limo-arcillosa por debajo del 6 %. Mineralógicamente la asociación dominante es de estauroлита (30 %) - biotita (22 %), con los acompañantes turmalina (14 %) y granate (12 %). En los ligeros, el cuarzo es mayoritario (67 %), seguido por las micas (19 %) y los feldespatos (13 %).

Otros fondos de valle y lecho de canales de los arroyos y torrenteras que discurren por la Hoja, tienen granulometrías muy diversas en función de las áreas que drenan. En general, están formados por gravas poligénicas con escasa arena debido que los aportes provienen de la Raña o de las terrazas que disectan.

1.3.4. Arenas limo-arcillosas con cantos dispersos (40). Fondos endorreicos. Holoceno.

Estos sedimentos ocupan los fondos de depresiones establecidas en la Raña y ocupan zonas también deprimidas por coalescencia de conos aluviales, como sucede en el valle del río Jarama, al este de Tamanca.

Los suelos de estos fondos, dado el carácter estacional del encharcamiento, están sujetos a procesos de hidromorfía con la formación y concentración de nodulizaciones de Fe-Mn.

Los espesores de estos depósitos son, en cualquier caso, muy reducidos, inferiores a 0,50 m ó 1 m.

2. TECTONICA

La Hoja de Marchamalo se encuentra en una posición próxima a los marcos montañosos de la Cuenca Terciaria del Tajo no existiendo en ella evidencias de deformaciones anteriores a las correspondientes a la orogenia Alpina. Sin embargo, en zonas próximas, afloran sedimentos paleozoicos del Ordovícico y Carbonífero-Pérmico afectados por una tectónica hercínica. Igualmente existen una serie de materiales del Jurásico y Cretácico inferior influenciados por los movimientos neokimméricos y austríacos con importantes repercusiones paleogeográficas.

Ya en el ámbito de la Hoja, y en su zona NO, afloran una serie de sedimentos finicretácicos y paleógenos estructurados por las fases alpinas. La zona presenta una tectónica de revestimiento, adaptándose a los pliegues de fondo y fracturas del zócalo hercínico, debido a la ausencia de niveles de despegue importantes. Solamente los depósitos citados dan origen a disarmonías locales acentuando las deformaciones debidas a las diferentes etapas de fracturación/plegamiento. En conjunto los sedimentos del Cretácico y Paleógeno se hundieron monoclinamente hacia el SE con buzamientos entre 20° y 30°. CORCHON (1974) detecta en esta zona la existencia de fallas de salto apreciable, con bloque levantado al Norte, quedando fosilizadas por el Terciario más moderno y Cuaternario.

Por otra parte, la deposición de los sedimentos mio-pliocenos de la unidad Arcosas naranjas (7) y asociadas se relaciona con una flexura de los sedimentos de centro de cuenca del Mioceno inferior y medio generada en una etapa muy terminal de la orogenia Alpina, que propiciaría la existencia de un surco o depresión preferentemente rellenado por dichas facies.

Durante el Plioceno final y el Cuaternario la región ha estado sujeta a un lento ajuste de bloques y a un levantamiento y basculamiento hacia el SSO, que ha condicionado, respectivamente, las direcciones de fluencia hídrica, la construcción de las terrazas y los distintos niveles de la Raña y, asimismo, la disimetría de los valles fluviales.

3. GEOMORFOLOGIA

En la Hoja de Marchamalo pueden establecerse dos dominios morfoestructurales aunque con representación areal, muy desigual. Por un lado, relieves de materiales del mesozoico-paleógeno de cobertera exhumados que se encuentran en el ángulo noroccidental de la Hoja y, por otro la Depresión que está constituida por diferentes unidades sedimentarias terciarias postectónicas de piedemonte sujetas a una activa morfogénesis desde el final del Plioceno a la actualidad.

De la unidad morfológica de cobertera poco puede decirse por su casi nula representación en la Hoja, si acaso que forma un contrafuerte natural en la margen derecha del río Jarama, con taludes y rápidas vertientes que en su parte superior soportan terrazas colgadas a + 60 m y + 80 m sobre el río.

En la Depresión dos unidades mayores son fácilmente distinguibles: la Raña y los valles fluviales.

El dominio de la *Raña* ocupa un amplio interfluvio que separa los valles del Jarama, al oeste, y del Henares, al este. La Raña de este sector de la cuenca NE de Madrid, tiene la particularidad de que se estructura en diversas plataformas aluviales escalonadas (PEREZ-GONZALEZ y GALLARDO, 1987). Las plataformas RS₁, RS₂ y RS₃ de estos autores tienen el origen de sus depósitos de dirección Sorbe; las RJ₁ y RJ₂ de dirección Jarama. Ambos conjuntos de superficies aluviales se distribuyen a uno y otro lado de un eje meridiano formado por el río Torote. El significado de este escalonamiento hay que buscarlo en los distintos niveles de base de las arterias fluviales que irrumpían en la Depresión desde esas dos distintas direcciones y en los movimientos relativos verticales Sierra/Depresión.

Este piedemonte de la Raña está inclinado hacia el SSW, con una pendiente media inferior al 1 %.

En el dominio de los *valles fluviales*, un hecho relevante es el gran número de terrazas construidas durante el Pleistoceno, al menos 15 en el valle del Jarama que atraviesa la Hoja y en el valle del Henares se han cartografiado 16, faltando algunas de ellas que se encuentran en las contiguas Hojas de Brihuega y Algete. El arroyo Torote por ser de evolución más reciente tan sólo tiene las comprendidas entre + 7-9 m. y + 90 m, al igual que el Arroyo de las Dueñas.

Estas terrazas se disponen escalonadamente formando las más inferiores las terrazas de campiña en el Jarama, Torote y Henares, con morfologías preservadas muy distintas a las que se observan para las terrazas medias y altas que están siempre en esos valles en relieve invertido.

La disimetría en sección transversal es otro suceso principal. En el Jarama la ladera larga y con terrazas escalonadas están en su margen izquierda, mientras que en el resto de los ríos que drenan la Hoja, arroyos de Valdemora, Torote, de las Dueñas y río Henares, la asimetría es de signo contrario, con una ladera izquierda de caída rápida y una vertiente derecha más tendida y con mayor número de terrazas. El origen de estas disimetrías ha sido discutido por VAUDOUR (1979), haciendo intervenir la estructura, el clima y la tectónica. En todos los ríos

que drenan la Hoja de Marchamalo el control debe ser tectónico por rejuogo de los accidentes profundos que desnivelan los bloques (ALIA, 1960), provocando basculamientos, adaptaciones de los sedimentos terciarios suprayacentes y migraciones en superficie de los cursos fluviales en sentidos determinados. El eje submeridiano del Torote parece delimitar dos regiones con basculamientos en sentidos divergentes, de tal manera que el río Jarama migra hacia occidente y el resto de los ríos y arroyos a oriente. La inclinación regional al SSO es otro factor que hay que considerar, en especial considerando la disposición espacial de las terrazas del río Henares, en esta Hoja y en la de Algete.

La reorganización de la red fluvial durante el Pleistoceno por fenómenos de captura es un mecanismo relativamente importante en este territorio. Se han señalado en la cartografía geomorfológica diversos casos, siendo el más espectacular la captura del Camarmilla por el Torote (ROYO GOMEZ y MENENDEZ PUGET, 1929; LAZARO OCHAITA y ASENSIO AMOR, 1978; VAUDOUR, 1979) en el momento de deposición o inmediatamente después de la terraza de + 18-20 m (29). Los arroyos de Albatajar y de Valdelalobera, también han sufrido capturas en los segmentos altos de sus valles por el Arroyo de las Dueñas o sus tributarios, aunque la captura de Valdelalobera es más antigua y bien pudiera ser del Pleistoceno medio.

La morfogénesis cuaternaria se manifiesta también por la construcción de formas erosivo-deposicionales de tipo conoide. Los abanicos aluviales de radio mayor se disponen sobre las Terrazas de la Campiña del Henares y del Jarama y son de edad Pleistoceno superior y medio.

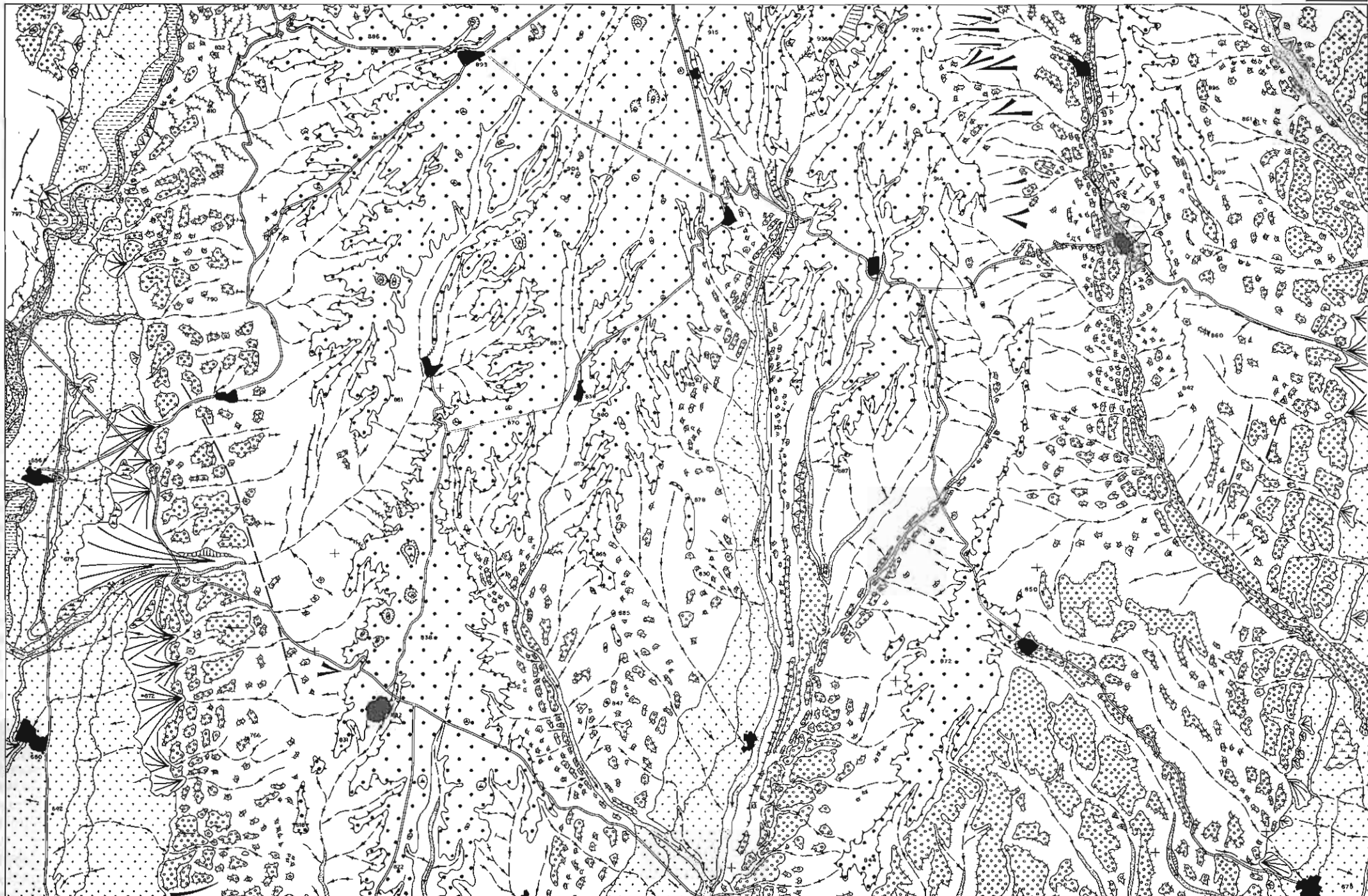
En cuanto a la actividad morfodinámica actual hay que decir que el territorio de la Hoja está sujeto a una erosión activa fluvial, a excepción de las relativas estables plataformas de la Raña, en las cuales hay procesos de lavado, vertical y lateral, de los horizontes A superficiales, fenómenos de hidromorfía por encharcamiento temporal y procesos de decantación en los numerosos navajos o lagunas que salpican a esta superficie. El origen de estas pequeñas depresiones muy someras puede haber estado favorecido por la acción eólica que barrería fácilmente los horizontes arenosos superiores.

La densidad de *bad-lands* es bastante menor que, por ejemplo, en la Hoja vecina de Valdepeñas de la Sierra, pero no así la de barrancos y arroyos que inciden enérgicamente las terrazas y las arcosas terciarias. Los ríos de cauce permanente, como el Jarama, o semipermanente, Torote y Arroyo de las Dueñas, transforman las formas de sus lechos y socaban lateralmente los bancos externos en las ondas de meandro.

Algunos conos de deyección son activos, sobre todo cuando están asociados a vertientes cortas y rápidas tan comunes en el sector centro-oriental de la Hoja.

MARCHAMALO

510
20-20



ESCALA GRAFICA
0 1 2 3 4 5 6 7 8 Km

AUTORES: A. Perez González
A. Olivé Davo
J. Gallardo



LEYENDA

TOPOGRAFIA E HIDROGRAFIA

- Altitud en metros
- Canales con flujo permanente o semipermanente, temporal o esporádico
- Divisorio de aguas

FORMAS FLUVIALES

- Fondos de valle o vaguada
- Llanuras aluviales
- Conos aluviales
- Terrazas
- Terrazas de la Campiña
- Piedemonte. Niveles de Raña
- Captura

FORMAS ANTROPICAS

- Nucleo urbano
- Carretera
- Cantera

MORFODINAMICA

- Lecho y talud de los canales con flujo permanente o semipermanente. Barras de gravas
- Barrancos, arroyos, con o sin cauces definidos
- Cárcavas
- Sacavamiento lateral
- Zonas, endorreicas o semiendorreicas

FORMAS Y SIGNOS GEOMORFOLOGICOS DIVERSOS

- Glacis
 - Coluviones y depósitos de pie de talud
 - Cresta
 - Alineación morfológica
 - Estratificación horizontal o subhorizontal
 - 20-120 m.
 - < 20 m
- } Taludes o escarpes de los valles disimétricos, entre niveles de raña y de las terrazas
- Pendiente < 5%
 - Pendiente 5 - 40%

4. HISTORIA GEOLOGICA

Por los datos obtenidos en los bordes norte y este de la Cuenca del Tajo o Cuenca de Madrid y por la información de subsuelo existente en la región, se deduce que hubo sedimentación durante el Cretácico medio y superior, que localmente ha sido desmantelada por procesos erosivos pre-neógenos. En su base se sitúan los materiales continentales o transicionales del Fm. Utrillas a las que siguen depósitos heterolíticos y carbonatados de plataforma somera de edad Cenomaniense-Campaniense en los que pueden reconocerse dos ciclos transgresivo-regresivos.

Los primeros movimientos alpinos de finales del Cretácico y principios del Paleoceno provocan la retirada definitiva del mar.

La actuación de dichas fases da lugar a la creación de umbrales anticlinales que separan amplias cubetas sinclinales relativamente aisladas en las que hubo sedimentación continental y/o transicional. Durante el Cretácico terminal-Paleoceno hasta Eoceno medio se depositan en la región potentes niveles de evaporitas en relación lateral hacia el norte y oeste con sistemas deposicionales de tipo abanico aluvial, que incorporan detríticos gruesos provenientes del desmantelamiento del Cretácico, Paleozoico epimetamórfico, gneises y granitoides, (Unidad paleógena de Uceda). Esto implica la existencia de áreas relativamente elevadas en el sector de Buitrago-Somosierra, en las que el Cretácico fué erosionado en su mayor parte (PORTERO y OLIVE 1983). La abundancia de yesos, que incluso se presenta en forma detrítica en los abanicos, supone una sobresaturación del medio en sales probablemente debida a la erosión de Triásico superior e incluso de Cretácico terminal evaporítico subyacente.

Durante el Eoceno superior y en relación con una fase tectónica compresiva, relacionable con la Fase Pirenaica se inicia el levantamiento relativo macizo central cuenca a partir de fallas que tienen una dirección dominante N60E, con ligero plegamiento e importante arrasamiento, de la unidad evaporítica, que da lugar a una discordancia cartográfica. Para estos tiempo comienza a configurarse el Sistema Central, de forma algo parecida a la actual (PORTERO y OLIVE, 1983, PORTERO Y AZNAR, 1984). El relieve que se va creando es erosionado rellenándose la cuenca, fuertemente subsidente, mediante sistemas deposicionales de abanicos aluviales, playas carbonatadas dando a un espesor de sedimentos del orden de 1000 metros, durante el Eoceno más superior y Oligoceno que sólo afloran en las Hojas 20-19 (Valdepeñas de la Sierra) y 21-19 (Jadraque). El clima tropical reinante a finales del Eoceno se aridifica progresivamente a partir del Oligoceno inferior (ARRIBAS *et al.*, 1983).

A finales del Oligoceno se produce la compresión NNE-SSO (Fase Castellana de PEREZ GONZALEZ *et al.*, 1971). La cobertera mesoterciaria se adapta a las fallas del zócalo dando lugar a una clara tectónica de revestimiento a partir de las fallas tardihercínicas. El Sistema Central comienza a manifestarse como un *Rhomb horst* complejo, generándose pliegues en el Mesozoico y Paleógeno, con ejes fuertemente inclinados en las zonas de relevo de los accidentes de zócalo.

Desde el Oligoceno superior hasta el Mioceno inferior continúa el depósito de series continentales a partir de sistemas abanicos/playas con menor espesor que en la etapa anterior. Los procesos erosivos intramiocenos hacen que las unidades correspondientes a estos tiempos

se encuentren muy dismanteladas y no aparezcan en los bordes septentrionales de la Cuenca.

La Fase Neocastellana (AGUIRRE *et al.*, 1976) viene definida por una compresión ENE-OSO que gira progresivamente E-O. En estas condiciones las fallas tardihercínicas N6OE se reactivan como fallas normales a las que se adapta la cobertera y dando lugar a desnivelaciones macizo/cuenca. Se produce el plegamiento fundamental de la Sierra de Altomira.

La configuración adquirida por el Sistema Central es muy parecida a la actual. Adquiere gran significado paleogeográfico la alineación estructural del Jarama que parece ser prolongación de la falla de la Berzosa-Riaza. Al oeste de la misma se depositan potentes niveles de arcosas a partir de abanicos aluviales coalescentes, en una climatología muy parecida a la actual. Al este de la citada alineación estructural existen diversos aparatos deposicionales, que a su vez son múltiples. Se reconocen desde facies proximales de abanicos a otras formadas por canales distribuidores extensos o por canales de pauta anastomozada, en sentido lateral y distal existen procesos pedogenéticos interlóbulos e intercanales y se pasa a facies evaporíticas sedimentadas en lagos estables o en ambientes de lago-playa, precedidos por sedimentos arcillosos de la Unidad Alcalá inferior.

Un momento de reactivación tectónica intraaragoniense (anterior a la zona MN6 de Paracuellos) es detectable por la penetración y solapamiento hacia el interior de la facies detríticas más groseras. Estos movimientos se reflejan en la Cuenca por discordancias suavemente angulares y progresivas.

El ciclo sedimentario (Orleaniense superior a Vallesiense basal), como en el anterior y el que le sucede tiene un marcado carácter de megasecuencia positiva en un modelo de sedimentación con evolución de facies proximales a distales desde los bordes al centro de la Cuenca y en la vertical; es decir centrípeto y endorreico (JUNCO y CALVO, 1983). Los sistemas deposicionales son múltiples y con procedencias variadas. Los sedimentos arcósicos de la Facies Madrid (Arcosas de Paracuellos, Hoja 20-21: Algete) proceden del noroeste. Las arcosas blanquecinas del Jarama (Hojas 20-20: Marchamalo, 20-21: Algete y 20-22: Alcalá de Henares). En las Hojas de Brighuega y Guadalajara la Facies de Guadalajara pasa bruscamente hacia el este a materiales procedentes del NNE y NE que evolucionan rápidamente a facies de playas carbonatadas y playas salinas. Hacia el centro de la Cuenca la Unidad de Guadalajara pasa a facies de lagos-playa salinos y lagos-playa carbonatados de la Unidad Facies Blanca a través de las secuencias de delta lacustre de la Unidad Alcalá superior y de la Facies Anchuelo (Hoja 20-22: Alcalá de Henares). Durante el Aragoniense superior la sedimentación de facies palustres-lacustre (Facies Blanca) (Hojas 21-19: Jadraque; 21-20: Brighuega; 21-21: Guadalajara; 20-21: Algete y 20-22: Alcalá) es expansiva hacia los bordes N y NE de la cuenca debido a que dichos bordes miden su importancia relativa debido a la degradación del relieve y a un cierto cambio climático hacia condiciones más áridas. El ciclo termina en la región con un depósito generalizado de calizas dolomíticas con sílex que coronan la Facies Blanca, sedimentadas en un ambiente palustre-lacustre de tipo mixto evaporítico-carbonatado. Este nivel carbonático da lugar a los **Páramos** o altiplanicies existentes en la Hoja de Jadraque (21-19) y a gran parte de ellos en las Hojas de Brighuega (21-20) y Guadalajara (21-21), así como a los cerros de cumbre plana de la región de Madrid (Telégrado etc.).

El ciclo sedimentario del Mioceno superior comienza con una fase de karstificación sobre los carbonatos con sílex del ciclo anterior, a la que siguen el depósito de las series detríticas de la **Red fluvial intramiocena** de procedencia norte que evolucionan hacia ambientes palustre-lacustres de agua dulce de la Caliza de los Páramos (s.s.). Estas unidades solo aparecen en parte de las Hojas de Brighuega y Guadalajara y en las Algete y Alcalá de Henares. Este ciclo es el resultado de una reactivación tectónica que afecta fundamentalmente al Sistema Central y en menor medida a la Sierra de Altomira. Las condiciones climáticas son más húmedas que en el techo del ciclo anterior.

Evidencias de actividad neotectónica existen en todo el borde meridional del Sistema Central y Somosierra. Las arcosas del Mioceno medio (y quizás superior en áreas más occidentales) se presentan cabalgadas por el granito y gneis a partir de fallas inversas al norte, noroeste y oeste de Madrid. Los materiales aragoneses y vallesianos (serie de los Páramos incluida, se encuentran plegados al pie del macizo Paleozoico-Mesozoico según directrices ENE-OSO y E-O en el área de Cendejas de la Torre-Matillas y Arbancón (Hojas 21-19 y 22-19, Jadraque y Ledanca). Todo ello nos habla de una fase de deformación, posterior a la edad del yacimiento de Arbancón (Hoja de Jadraque) que representa al Vallesiano terminal. La edad Ventiense (Turoliense superior, zona MN13) del yacimiento kárstico de Algora, debe limitar cronológicamente los depósitos lacustres de la Caliza de los Páramos (s.s.).

Así a finales del Vallesiano se producen deformaciones tectónicas en los bordes de Somosierra con amplias depresiones sinclinales, acompañadas de hundimiento de un amplio sector de la Cuenca, limitado al oeste y sureste por las alineaciones morfoestructurales del Jarama y Henares.

En la depresión así creada se depositan las series que hemos denominado Piedemontes de Somosierra (arcosas anaranjadas de Uceda, conglomerados de la Puebla de Vallés, de La Mierla, de Cogolludo, etc.) durante el Plioceno inferior-medio y quizás durante los últimos tiempos del Mioceno. Los aparatos deposicionales son abanicos fluviales que en ocasiones adquieren gran extensión (arcosas de Uceda, conglomerados de La Mierla-Cogolludo).

Durante estos tiempos la superficie de los Páramos es una superficie al aire sometida a procesos erosivos y de karstificación.

Según PEREZ-GONZALEZ (1979) las Calizas de los Páramos, deformadas, se ven sometidas a una fase de karstificación que origina un relieve de corrosión bajo un clima alternante mediterráneo más cálido y húmedo que el actual. Este relieve es barrido durante la construcción de la primera superficie poligénica del Páramo de la Alcarria, cuyos depósitos correlativos son las costras clásticas rojas.

Después de este período de erosión la Cuenca del Tajo tiende a ser colmatada por depósitos de edad Pliocena en algunos sectores (Series rojas de la Mesa de Ocaña).

Probablemente durante estos tiempos el Páramo de la Alcarria siguió siendo zona de erosión, mientras se depositaban los abanicos fluviales de los Piedemontes de Somosierra al norte.

A las Series rojas de la Mesa de Ocaña sigue una segunda fase de karstificación y erosión cuyos depósitos correlativos sobre los páramos son las costras laminares bandeadas y multicintadas, con arenas limosas rosas o rojizas.

Sucesivos impulsos tectónicos durante el Plioceno superior y límite plio-pleistoceno preceden a la instalación de los niveles de la Raña existentes en las Hojas de Valdepeñas de la Sierra (20-19), Marchamalo (20-20) y Algete (20-21) que se encajan en los Piedemontes de Somosierra. Son depósitos de llanuras fluviales de piedemonte generados en un clima contrastado con estación seca y húmeda, más cálida que la actual.

La existencia del bloque deprimido, limitado por el frente meridional de Somosierra y las alineaciones Jarama-Henares, justifica la localización, al parecer por ahora exclusiva, de la Raña en este sector del norte de la Cuenca de Madrid y condiciona la instalación de la red fluvial cuaternaria.

La actividad neotectónica cuaternaria, con desplazamientos verticales de grandes bloques, se patentiza por el elevado número de terrazas que presentan los ríos Henares, Jarama y Sorbe. De esta manera la evolución cuaternaria sigue un modelo de desmantelamiento progresivo del territorio por el descenso continuado de los niveles de base regionales, interrumpido por períodos de relativa estabilidad durante los cuales se forman los niveles de terrazas aluviales. Los valles de los ríos Jarama, Henares y Sorbe son los primeros en formarse una vez sedimentados los materiales de la raña. Los valles de los arroyos Torote, Camarmilla, de las Dueñas, son de génesis más moderna, con una edad probable del Pleistoceno inferior pleno o tardío.

La influencia de las alternancias climáticas en la construcción del paisaje de los valles es algo que todavía falta por dilucidar. Los suelos reflejan un grado de evolución y alteración decreciente en las toposecuencias de terrazas estudiadas que indican una aridificación climática desde el Pleistoceno inferior a nuestros días, pero es necesario encontrar un modelo preciso de influencia de ese cambio climático en el modelado del relieve de los valles fluviales.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

En la Hoja de Marchamalo no existe actividad minera de ningún tipo.

Sin llegar a ser objeto de una explotación intensiva existen canteras en los materiales del Mioceno superior-Plioceno inferior como áridos de relleno, existiendo igualmente alguna cantera intermitente que beneficia tramos más arenosos de dicha unidad (zona de Málaga), con destino a materiales de construcción.

También hay que reseñar la existencia, en el ámbito de la Hoja, de alguna gravera que explota las gravas existentes en los aluviales y terrazas de los ríos (Arroyos Torote y Galga).

5.2. HIDROGEOLOGIA

La variabilidad litológica indicada para los materiales terciarios condiciona claramente sus posibilidades hidrogeológicas. Así los niveles constituidos por gravas y arenas intercaladas en la serie funcionarían como acuíferos confinados por los fangos arcósicos alternantes con ellos que actuarían como acuitardos. De cualquier modo, el espesor de los niveles potencialmente acuíferos no propicia la posibilidad de captación de importantes caudales subterráneos, debiendo más bien recurrir a la suma de varios de estos acuíferos para conseguir cifras de caudal apreciables.

En cuanto a los materiales cuaternarios las mayores posibilidades en cuanto a rendimiento se concentran en los depósitos de terrazas más recientes en función de su gran extensión (Terrazas de la Campiña). En el caso de las terrazas altas, al encontrarse colgadas y ser generalmente de escasa extensión sus posibilidades acuíferas son escasas. La acumulación de arcillas en los horizontes texturales hace que funcionen como acuitardos y presentan en ocasiones un nivel inferior impermeable dando lugar a pequeños acuíferos en las gravas limitadas a muro por dichos horizontes texturales. Este dispositivo hidrogeológico de las altas terrazas es semejante al de la Raña, por lo que su interés es muy escaso.

6. BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M.J. y PORTERO, J.M. (1984).- Las arenitas de los abanicos aluviales terciarios del borde suroriental del Sistema Central. *I. Congr. Esp. Geol. Segovia*. T. 3, pp. 147-158.
- AGUIRRE, E., DIAZ MOLINA, M., PEREZ GONZALEZ, A. (1976).- Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española. *Trab. Neóg. Cuatern.* nº5. pp. 7-29.
- ALBERDI, M.T. (1972).- El género *Hipparion* en España. Nuevas formas de Castilla y Andalucía. Revisión e Historia evolutiva. *Trab. Neóg. Cuatern.* nº1. pp. 1-126.
- ALBERDI, M.T., HOYOS, M., JUNCO, F., LOPEZ MARTINEZ, N., MORALES, J., SESE, D. y SORIA, M.D. (1983).- biostratigraphie et evolution sedimentaire du Neogene continental de l'aire de Madrid. *Congr. Int. Biostr. Neog Montpellier*.
- ALEXANDRE, T.; GALLARDO, J. ALDOZA, A.; PEREZ-GONZALEZ, A. y PINILLA, A. (1974).- Guías de las Excursiones: A.- Valle alto del Jarama. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, nº2, pp. 215-22. C.S.I.C. Madrid.
- ALEXANDRE, T.; PEREZ-GONZALEZ, A.; PINILLA, A. y GALLARDO, J. (1977).- Características mineralógicas del sistema fluvial Jarama-Henares. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, nº6, pp. 9-17. C.S.I.C. Madrid.
- ALIA, M. (1960).- Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo. *Not. y Com. I.G.M.E.* nº58. pp. 125-162.
- ALIA, M., MARTIN ESCORZA, C. y PORTERO, J.M. (1973).- Evolución geotectónica de la Región de Ocaña (Toledo) durante el Neógeno y Cuaternario. *Bol. R. Soc. Española. Hist. Nat.* Tomo 71. nº1-2. pp. 9-20.
- ALONSO, A. (1981).- el Cretácico de la provincia de Segovia (borde Norte del Sistema Central). *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías. 7.* Ed. de la Univ. Complutense de Madrid.
- ALONSO, A., FLOQUET, M., MELENDEZ, A. y SOLOMON, J. (1982).- El Cretácico de Cameros-Castilla. En: *El Cretácico de España*. Ed. de la Univ. Complutense de Madrid. pp. 345-456.
- ALONSO, A. y MAS, J.R. (1982).- Correlación y evolución pelogeográfica del Cretácico al norte y al sur del Sistema Central. *Cuad. de Geología Iber.* 8. pp. 145-166.
- APARICIO, A., GARCIA CACHO, L. y PEINADO, M. (1977).- Sobre la petrogénesis de las formaciones glandulares del Sistema Central. *Bol. Geol. Min.* nº82. pp. 416-427.
- ARANZAZU, J.M. (1877).- Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. *Bol. Com. Mapa Geol. España.* nº4. pp. 1. 1-47.
- ARCHE, A., CAMARA, P. y DURANTEZ, O. (1977).- Consideraciones sobre las series ordovícicas y ante-ordovícicas de la región de la Sierra del Alto Rey y Sierra de la Bodera (Sistema Central de España). *Bol. Geol. Min.* nº88. pp. 501-507.
- ARCHE, A. (1982).- Coarse-grained meander lobe deposits in the Jarama River, Madrid, Spain. *Spec. Publ. int. Ass. Sediments.* 6, 7 pp.

- ARIAS, C. (1969).- Estudio estratigráfico y Sedimentología. Cretácico de los alrededores de Guadalix de la Sierra (Madrid). *Cuad. Geol. Iber.* 1. pp. 309-3939.
- ARRIBAS, M.E. (1981).- Petrología y Sedimentología de las facies carbonáticas del Paleógeno de la Alcarria (Sector NW). *Tesis de Licenciatura*. Facultad de Ciencias Geológicas. Univ. Compl. Madrid. 183 pp.
- ARRIBAS, M.E. (1982).- Petrología y Sedimentología de las facies carbonáticas del Paleógeno de la Alcarria (sector SW). *Est. Geol.* Vol. 38. pp. 27-41.
- ARRIBAS, M.E., DIAZ MOLINA, M., LOPEZ MARTINEZ, M. y PORTERO, J.M. (1983).- El abanico aluvial paleógeno de Beleña de Sorbe (Cuenca del Tajo) Facies, relaciones espaciales y evolución. *Comunicaciones X Congreso Nacional de Sedimentología Menorca*. pp. 34-37.
- ASENSIO AMOR, I. y VAUDOUR, J. (1967).- Depósitos cuaternarios en los alrededores de Mejorada del Campo (Valle del río Jarama). *Estudios Geológicos*, vol. 23, pp. 237-255.
- BARD, J.P., CAPDEVILA, R., MATTE, PH. (1970).- Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama. (Espagne Central). *C.R. Acad. Sc. Paris*. n° 270. pp. 2630-2633.
- BARD, J.P., CAPDEVILA, R., MATTE, PH. (1971).- Sobre el tipo de metamorfismo regional progresivo hercínico en el Guadarrama oriental (Sistema Central Español). *Acta Geol. Hisp.* 6. pp. 46-48.
- BASCONES, L., LODEIRO, G. y MARTINEZ ALVAREZ, F. (1978).- Mapa y memoria de la Hoja n° 460: Hiendelaencina. Escala 1:50.000 MAGNA-IGME.
- BELLIDO, F., CAPOTE, R., CASQUET, C., FUSTER, J.M., NAVIDAD, M., PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1981).- Caracteres generales del Cinturón Hercínico en el Sector Oriental del Sistema Central español. *Cuad. Geol. Iber.* Vol. 7. pp. 15-51.
- BENAYAS, J., PEREZ MATEOS, J., RIBA, O. (1960).- Asociaciones de minerales detríticos en los sedimentos de la Cuenca del Tajo. *Anales de Edafología y Agrobiología*. Dpto. Estratigrafía Univer. Madrid. Tomo 19. n° 11. pp. 635-670.
- BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954).- *Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central Española*, 87 pp. Inst. J. Sebastián Elcano. C.S.I.C.
- BISCHOFF, L., GURSKY, H.J. y WILLNER, A.P. (1980).- Tidal sedimentation in the transgressive cycle of the Lower Ordovician in the Eastern Sierra de Guadarrama (Central Spain). *Est. Geol.* n° 36. pp. 221-229.
- BISCHOFF, L., SCHAFER, G., SCHMIDT, K. y WALTER, R. (1973).- Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentral spanien). *Münster Forsch. Geol. Paleont.* n° 28. pp. 27.
- CABRA, P.; GOY, J.L.; HOYOS, M. y ZAZO, M. (1983).- Estudio geomorfológico del Cuaternario y de las formaciones superficiales del sector meridional de la Sierra Cabrera. *Tecniterrae*, n° 51, pp. 32-42.
- CABRA, P.; DIAZ DE NEIRA, A.; ENRILE, A. y LOPEZ OLMEDO, F. (1988). Memoria de la Hoja n° 717: Quintanar del Rey. Escala 1:50.000, 2ª serie. *IGME*.

- CALDERON, S. (1874).- Reseña geológica de la provincia de Guadalajara. *Rev. Univ. Madrid*.
- CAPOTE, R. y CARRO, S. (1968).- Existencia de una red fluvial intramiocena en la Depresión del Tajo. *Est. Geol.* Vol. 24. pp. 91-95.
- CAPOTE, R. y CARRO, S. (1971).- Hoja y memoria de las Hojas nº536. Guadalajara, escala 1:50.000. 1ª Serie. IGME.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1975).- Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Bol. Geol. y Min.* T. 86, pp. 581-596.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1978).- La tectónica Postmiocena del Sector Central de la Depresión del Tajo. *Bol. Geol. y Min.* T. II. pp. 114-112.
- CAPOTE, R., FERNANDEZ CASALS, M.J., CONZALEZ LODEIRO, F. e IGLESIAS, M. (1977).- El límite entre las zonas Astur Occidental Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central. *Bol. Geol. y Min.* T. 88. pp. 517-520.
- CARRILLO, L. y ARCHE, A. (1981).- Los depósitos de grano grueso del río Jarama al S de Velilla de San Antonio. *IX Congreso Español de Sedimentología*. Salamanca.
- CASTELL, C. (1881).- Descripción geológica de la provincia de Guadalajara. *Bol. Com. Map. Geol. de España*. 8. pp. 157-264.
- CONCHA DE LA, S. (1958).- Mapa y memoria de la Hoja nº 485: Valdepeñas de la Sierra, escala 1:50.000. 1ª serie IGME.
- CONCHA DE LA, S. (1962).- Nuevos yacimientos fosilíferos del Oligoceno lacustre de la provincia de Guadalajara. *Not. y Com. IGME*. nº 67. pp. 159-162.
- CONCHA DE LA, S. y BALLESTEROS, C. (1963).- Mapa y memoria de la Hoja nº 486: Jadraque, escala 1:50.000. IGME.
- CORCHON, F. (1976).- Estudio hidrogeológico del Cretácico de los alrededores de Torrelaguna (Madrid y Guadalajara). *Bol. del Servicio Geológico* nº 40. 189 pp.
- DANTIN, J. (1917).- Acerca de la edad Sarmatiense de los lignitos de la Alcarria. *Bol. R. Soc. Española de Hist. Nat.* T. 17. pp. 170-173.
- DIAZ MOLINA, M. (1974).- Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca). *Est. Geol.* Vol. 30. pp. 63-67.
- DIAZ MOLINA, M. (1978).- Bioestratigrafía y paleogeografía del Terciario al E de la Sierra de Altomira. *Tesis Doctoral Dpto. de Paleontología de la Fac. de Ciencias Geológicas*. Univ. Complutense de Madrid. Tomo 1. pp. 370. Inédita.
- DIAZ MOLINA, M. (1979).- Descripción del frente distal de un abanico fluvial húmedo en el Terciario continental situado al E de la Sierra de Altomira. *Est. Geol.* Vol. 35. pp. 119-129.
- DIAZ MOLINA, M. y LOPEZ MARTINEZ, N. (1979).- El Terciario continental de la Depresión Intermedia. (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleografía. *Est. Geol.* Vol. 35. pp. 149-167.
- ESPEJO, R. (1985).- The ages and soils of two levels of Raña surfaces in Central Spain. *Geoderma*, 35, pp. 223-239.

- EUGSTER, H.P., HARDIE, L.A., SMOTT, J.P. (1978).- Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. *Spec. Publ. inst. Ass. Sedim.* 2. pp. 7-41.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1856).- Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España. *Mem. R. Acad. Cienc. Madrid.* 4 pp. 1-398.
- FERNANDEZ CASALS, M.J. (1976).- Estudio macro y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico-metamórfico de Somosierra (Sistema Central Español). *Tesis. Fac. Ciencias Geológicas. Univ. Complutense Madrid.* 305 pp.
- FERNANDEZ CASALS, M.J. (1979).- Las deformaciones Hercínicas en Somosierra Guadarrama. (Sistema Central). *Est. Geol.* Vol. 35. pp. 169-191.
- FERNANDEZ NAVARRO, (1903).- Presencia del Eoceno en El Molar (Madrid). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.* n° 3. pp. 126.
- FLOQUET, M., ALONSO, A. y MELENDEZ, A. (1982).- El Cretácico superior de Cameros-Castilla en: *El Cretácico de España.* Ed. Univ. Complutense. Madrid. pp. 387-453.
- FREYET, P. (1973).- Petrography and paleoenvironments of continental carbonates with particular reference to the Upper Cretaceous and lower Eocene of Languedoc. *Sedimentary Geology* n° 10. pp. 25-60.
- FUSTER, J.M., FEBREL, T. (1959).- Mapa y memoria de la Hoja n° 509: Torrelaguna. Escala 1:50.000. 1ª Serie. IGME.
- GALLARDO, J.; PEREZ-GONZALEZ, A. y BENAYAS, J. (1987).- Paleosuelos de los piedemonte villafranquienses y de las terrazas pleistocenas de la región del valle del Henares-Alto Jarama. *Boletín Geológico y Minero*, 98, pp. 27-39.
- GARCIA CACHO, L. (1973).- Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central español. *Tesis Fac. Ciencias Univ. Complutense de Madrid.* 319. pp. (Inédita).
- GARRIDO MEJIAS, A. (1982).- Introducción al análisis tectosedimentarios: Aplicación al estudio dinámico de cuencas. *5º Congr. Latinoamericano de Geol. Argentina.* 1982. Actas 7. pp. 385-402.
- GARRIDO MEJIAS, A., ORDOÑEZ, S. y CALVO, V.P. (1980).- Un essai de synthèse lithostratigraphique du Bassin de Madrid (Espagne). *Congr. Intern de Geol. París.*
- GARRIDO MEJIAS, A., ORDOÑEZ, A. y CALVO, J.P., (1980).- Rupturas sedimentarias en series continentales: Aplicación a la cuenca de Madrid *Actas IX Congr. Nac. Esp. de Sedimentología.* Salamanca 9 pags.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1980).- Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). *Tesis Univ. de Salamanca.* 334 pp.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981).- Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación. *Cuad. de Lab. Xeolóxica de Laxe.* n° 2. pp. 125-134.
- GOZALEZ LODEIRO, F. (1981).- La estructura anticlinorio del **Olló de Sapo** en la región de Hiendelaencia (Extremo oriental del Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Ibérica.* n° 7. pp. 535-547.

- GONZALEZ LODEIRO, F. (1983).- La estructura del Antiforme del Olló de Sapo. *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España. T.I.* pp. 408-42.
- GONZALEZ MARTIN, J.A. y ASENSIO AMOR, I. (1979).- Glacis detríticos en el valle del Henares (Guadalajara-Alcalá de Henares). *Actas de la III Reunión Nacional. Grupo Español de Trabajo del Cuaternario.* Zaragoza 19-24 Septiembre 1977. Instituto de Geografía Aplicada, pp. 135-138. C.S.I.C. Madrid.
- GONZALEZ MARTIN, J.A. y ASENSIO AMOR, I. (1985).- Evolución geomorfológica de los valles de Anchuelo y Pantueña, al sur de Alcalá de Henares (Madrid). *Rev. Mat. Proc. Geol.*, vol. 7, pp. 125-145.
- HAMMAN, W. y SCHMIDT, K. (1972).- Eine Llandeilo-Fauna aus der ostlichen Sierra de Guadarrama (Spanien). *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.* 5. pp. 294-299.
- HEIM, R.C. (1952).- Metamorphism in the Sierra de Guadarrama *Tesis Univ. Utrecht.* 69 p.
- HERNANDO, S. (1977).- Pérmico y Triásico de la región de Ayllón-Atienza (Provincias de Segovia-Soria y Guadalajara). Tesis Doctoral. Univ. Complutense Madrid. *Seminarios de Estratigrafía.* Serie Monografías. 2. pp. 1-408.
- JORDANA, A. y SOLER, L. (1935).- Breve reseña físico-geológica de la provincia de Guadalajara. *Publ. Inst. Geol. y Min. de España.* pp. 1-57.
- JULIVERT, M., FONTOBOTE, J.M., RIBERO, A. y CONDE, L. (1972).- Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:100.000. *IGME.*
- JULIVERT, M. y FONTOBOTE, J.M. (1977).- Memoria y Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *IGME.* 113 pp.
- JUNCO, F. y CALVO, J.P. (1983).- Cuenca de Madrid. *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España. T. II,* 534-543.
- LAZARO OCHAITA, I. y ASENSIO AMOR, I. (1978).- La raña, glacis encajados y terrazas al NE de Madrid (Estudio Geomorfológico). *Estudio Geológicos*, vol. 34, pp. 45-51.
- LOPEZ VERA, F. y PEDRAZA, J. (1976).- Síntesis geomorfológica de la cuenca del río Jarama en los alrededores de Madrid. *Estudios Geológicos*, vol. 32, pp. 499-508.
- LOTZE, F. (1929).- Stratigraphie and tektonik des keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Ab.d. Ges. d. Wiss Gottingen. M. Phys. K. N.F.* 14 (3) pp. 1-320.
- LOTZE, F. (1945).- Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.* nº6 pp. 1. 1-12.
- MALLADA, L. (1895).- Explicación del Mapa Geológico de España hipogénicas y Sistemas Estratocristalino. *Mem. Com. Map. Geol. de España.* 558 pp.
- MALLADA, L. (1986).- Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas Cambriano y Siluriano. *Mem. Com. Mapa Geol. de España.* 515 pp.
- MALLADA, L. (1898).- Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas Devoniano y Carbonífero. *Mem. Com. Map. Geol. de España.* 405 pp.

- MARTIN DONAYRE, F. (1874).- Datos geológicos-mineros recogidos en la provincia de Guadalajara y en el término de Valdesotos. *Bol. Com. Map. Geol. España*. n° 1. pp. 267-270.
- MARTIN ESCORZA, C. (1974).- Sobre la existencia de materiales paleógenos en los depósitos terciarios de la Fosa del Tajo en los alrededores de Talavera de la Reina-Escalona (prov. de Toledo). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. Vol. 72*. pp. 141-160.
- MARTIN ESCORZA, C. (1976).- Actividad tectónica durante el Mioceno de las fracturas del basamento de la Fosa del Tajo. *Est. Geol. Vol. 32*. n° 5. pp. 509-522.
- MARTIN ESCORZA, C. (1979).- Fallas y fracturas en las capas miocenas de Alcalá de Henares (Madrid): Interpretación tectónica. *Est. Geol.* 35 pp. 599-604.
- MARTIN ESCORZA, C. y HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1972).- Contribución al conocimiento de la Geología del Terciario occidental de la Fosa del Tajo. *Bol. R. Soc. Española de Hist. Nat. Vol. 70*. pp. 171-190.
- MATTE, Ph. (1968).- La structure de la Virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Rev. Geologie Alpine* n° 44. pp. 157-280.
- MIALL, A.D. (1978).- Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: A.D. Miall (Editor), *Fluvial sedimentology*. Can. Soc. Petrol. eol. Mem., 5, pp. 597-604.
- NODAL, M.T. y AGUEDA, J.A. (1976).- Características de la sedimentación cretácico-terciaria en el borde septentrional de la cuenca del Tajo. *Est. Geol. Vol. 32*. pp. 115-120.
- PARGA, R., PONDAL, MATTE, Ph., CAPDEVILA, R. (1964).- Introduction a la Geologie de l'Olló de Sapo, formation ante silurienne du NW de l'Espagne. *Not. Com. IGME*. n° 76. pp. 119-154.
- PEDRAZA, J. (1976).- Algunos procesos morfogenéticos recientes en el valle del río Alberche (Sistema Central Español). La depresión de Aldea del Fresno-Almorox. *Boletín Geológico y Minero*, 87, pp. 1-12.
- PEREZ DE COSSIO, L. (1920).- El terreno Carbonífero de Tamajón, Retiendas y Valdesotos, en la provincia de Guadalajara. *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*. Vol. 41. pp. 311-383.
- PEREZ DE COSSIO, L. (1921).- Estudio de los criaderos de Tamajón, Retiendas y Valdesotos (Guadalajara). *Bol. Of. Min. y Metal*. Madrid. n° 44 pp. 1-39.
- PEREZ ESTAUN, A. (1978).- Estratigrafía y estructura de la Rama S. de la zona Asturoccidental Leonesa. *Mem. Inst. Geol. y Min. de España*. n° 92. pp. 149.
- PEREZ-GONZALEZ, A. (1969). Un cambio en la geografía de los alrededores de Madrid. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol)*, 67, pp. 369-372.
- PEREZ-GONZALEZ, A. (1971).- Estudio de los procesos de hundimiento en el valle del río Jarama y sus terrazas (nota preliminar). *Estudios Geológicos*, vol. 37, pp. 317-324.
- PEREZ-GONZALEZ, A. (1979).- El límite Plioceno-Pleistoceno en la Submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trab. Neog. Cuatern*. n° 9. pp. 19-32.

- PEREZ-GONZALEZ, A. (1980).- Geología y estratigrafía de los yacimientos de Aridos en la llanura aluvial de Arganda (Madrid), pp. 49-61. En, *Ocupaciones achelenses en el valle del Jarama*. Dipu. Prov. de Madrid.
- PEREZ-GONZALEZ, A. (1982).- *Neógeno y Cuaternario de la Llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*, 787 pp., 179/82. Ed. de la Univ. Complutense. Madrid.
- PEREZ-GONZALEZ, A. y ASENSIO AMOR, I. (1973).- Rasgos sedimentológicos y geomorfológicos del sistema de terrazas del río Henares, en la zona de Alcalá-Azuqueca. *Bol. Geol. y Minero*, 84, pp. 15-22.
- PEREZ-GONZALEZ, A. y GALLARDO, J. (1987).- La Raña al sur de la Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio. *Geogaceta*, 2, pp. 29-32.
- PEREZ GONZALEZ, A. y VILAS, L. (1971).- Contribución al conocimiento de las series continentales de la Mesa Manchega (Cuenca). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.* 69. pp. 103-114.
- PEREZ GONZALEZ, A., VILAS, L., BRELL, J.M. y BERTOLIN, M. (1971).- Las series continentales al este de la Sierra de Altomira. *I. Congr. Hisp. Luso. Amer. Geol. Econom.* T. 1. Secc. 1 pp. 357-376.
- PEREZ MATEOS, J. y BENAYAS, J. (1963).- Contribución al estudio de la mineralogía de las terrazas del Manzanares, Jarama y Henares. *An. Edaf. y Agrob.*, T. 22, pp. 453-463.
- PEREZ REGODON, V. (1970).- Guía Geológica y Minera de la provincia de Madrid. *Mem. Inst. Geol. y Minero de España*. nº74.
- PORTERO, J.M. y OLIVE, A. (1983).- El Terciario del borde meridional de Guadarrama y Somosierra. *Libro Jubilar J.M. Ríos* t. II, pp. 527-534. I.G.M.E.
- PORTERO, J.M. y AZNAR, J.M. (1984).- Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y Cuencas limítrofes (Duero y Tajo). *I. Congr. Esp. Geol. Segovia*. T. 3. pp. 253-263.
- PRADO, C de (1853).- Norte sur la geologie de la province de Madrid. *Bull. Soc. Geol. Fr.* s^a serie. nº10. pp. 168-176.
- PRADO, C. de (1860).- Descripción física y geológica de la provincia de Madrid. *Junta General de Estadística*. pp. 219.
- RIBA, O. (1957).- Terraces du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid. *INQUA. V. Congress. Intern. Madrid-Barcelona* Livret guide de l'Excursion C2, 5-55.
- RIBA, O., AREVALO, P., LEIVA, A. DE (1969).- Estudio sedimentológico de calizas páramo del Terciario de la cubeta del Tajo. *Bol. Geol. y Min.* T. 30. VI.
- ROYO y GOMEZ, J. (1922).- El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica. *Mem. 30, Com. Invest. Paleont. y Prehist.* Madrid. Junta Ampl. Est.
- ROYO y GOMEZ, J. (1926).- Sur la presence de marnes et de gypse paleogenes dans le haut bassin du Tage. *C.R. S. de la Soc. Geol. de France*. nº 8. pp. 71-74.

- ROYO y GOMEZ, J. (1928).- El Terciario continental de la Cuenca Alta de Tajo. *Datos para el estudio de la Geol. Prov. de Madrid*. pp. 17-89.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L., y AGUEDA, J.A. (1970).- Paleogeografía del Triásico en el Sector Oriental de la Cordillera Ibérica. *Est. Geol.* n°26. pp. 423-430.
- SANTONJA, M. y QUEROL, M.A. (1977).- La gravera cuaternaria de las Acacias en el río Jarama. *Actas XIV Congr. Nacional de Arqueología*, pp. 49-56. Vitoria, 1975.
- SANTONJA, M.; LOPEZ MARTINEZ, N. y PEREZ-GONZALEZ, A. (1980).- Ocupaciones ache-lenses en el valle del Jarama (Arganda, Madrid). *Arqueología y Paleoecología*, vol. 1, pp. 8-352. Dip. Prov. de Madrid.
- SCHAFFER, G. (1969).- Geologie und Petrographie imostlichen kastilischen Hamptscheidetirge (Sierra del Guadarrama. Spanien). *Münster Forsch. Geol. Palaont.* n° 10. pp. 207.
- SCHRODER, E. (1930).- Die Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen ketten (Zentral Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Gottingen Math. Phys. K.* N°16,3. Berlin 1930.
- SCHWENZNER, J.E. (1936).- Zur Morphologie das Zentralspanischen Hochlandes. *Geogr. Abhandl.* 3, vol. 10, 128 pp. Stuttgart. (Trad. Vidal Box, 1943. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 41, pp. 121-148).
- SILVA, P.; GOY, J.L. y ZAZO, C. (1988).- Neotectónica del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid. *Estudios Geol.*, 44, pp. 415-427.
- SOERS, E. (1972).- Stratigraphie et Geologie Structural de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne centrale). *Studia Geologica* n° 4. pp. 7-49.
- SOPEÑA, A. (1973).- Estratigrafía del Borde Mesozoico en el sector de Tamajón-Pinilla de Jadraque. *Tesis de Licenciatura*. Univ. Complutense de Madrid.
- SOPEÑA, A., DOUBINGER, J. y VIRGILI, C. (1974).- El Pérmico inferior de Tamajón, Retiendas, Valdesotos y Tortuero (Borde S. del Sistema Central. *Tecniterrae* n° 1. pp. 9-16).
- SOPEÑA, A., FEYS, R., RAMOS, A. y VIRGILI, C. (1977).- Estheriatenella en el Pérmico de Pálmaces de Jadraque. *Cuad. Geol. Ibérica*, n° 4. pp. 11-34.
- SOPEÑA, A., HERNANDO, S., RAMOS, A. y VIRGILI, C. (1977).- Pérmico continental en España. *Cuad. Geol. Ibérica*. n° 4. pp. 11-34.
- SOPEÑA, A. (1979).- Estratigrafía del Pérmico y Triásico del Noroeste de la provincia de Guadalajara. *Seminarios de Estratigrafía (Serie Monografías)*, n° 5. pp. 329.
- SOPEÑA, A. (1980).- Mapas geológicos del borde sureste del Sistema Central en Cartografía del Pérmico Trías del S. Central y Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Ibérica*. n° 6. pp. 73-95.
- VERNEUIL, M. y LORIERE, M. (1854).- Aperçu d'un voyage géologique et tableau des altitudes prises en Espagne pendant l'été de 1853. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 2ª serie. n° 11. pp. 661-711.
- VIRGILI, C., HERNANDO, S., RAMOS, A. y SOPEÑA, A. (1973 a).- Nota previa sobre el pérmico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central. *Acta Geol. Hispánica*. n° 8. pp. 73-80.

VIRGILI, C., HERNANDO, S., RAMOS, A., y SOPEÑA, A. (1973 b).- La sedimentación permiana del Centro de España. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*. nº15. pp. 109-112.

VAUDOUR, J. (1979).- *La région de Madrid*, pp. 5-390. Ed. Ophrys.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID