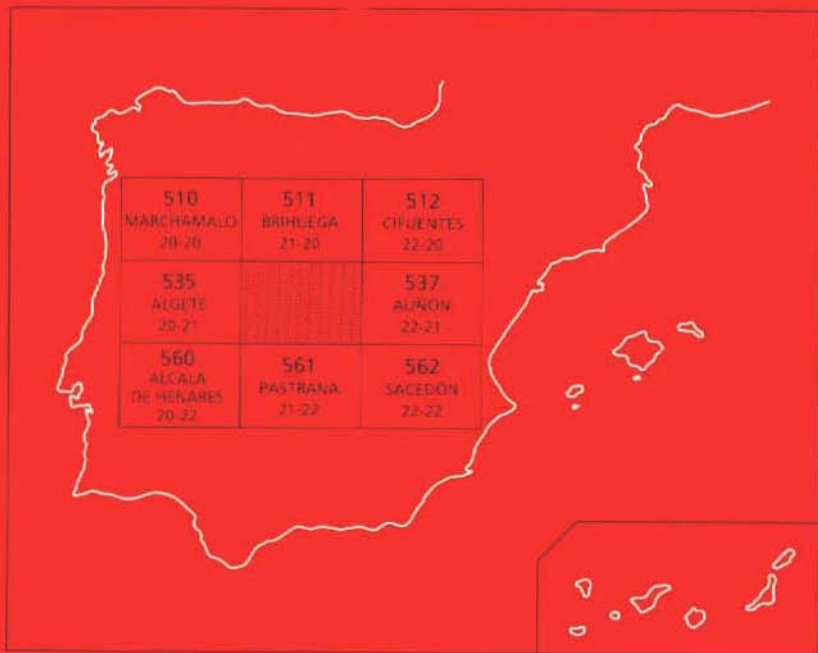




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



GUADALAJARA

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D. 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

GUADALAJARA

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1990

Fotocomposición: GEOTEM, S.A.
Imprime: Gráficas Loureiro, S.L.
Depósito legal: M-10381-1991
NIPO: 232-91-001-4

HAN INTERVENIDO:

Cartografía	L.I. Ortega (CGS), G. Portero (CGS) y J.M. Portero (CGS)
Secciones estratigráficas y Sedimentología	M. Díaz Molina (UNIV. MADRID), J.M. Portero, L.I. Ortega y G. Portero.
Geomorfología:	L.I. Ortega, G. Portero, J.M. Portero y A. Pérez González. (ITGE)
Edafología:	J. Gallardo (INST. EDAFOLOGIA) y A. Pérez González.
Petrografía:	M.J. Aguilar (CGS)
Micropaleontología:	M.C. Leal (CGS)
Micromamíferos:	N. López (UNIV. MADRID)
Macrovertebrados:	M. Alberdi (CSIC)
Sedimentología de Laboratorio:	Laboratorios de CGS y Estratigrafía de Madrid.
Memoria:	L.I. Ortega, G. Portero, J.M. Portero, M. Díaz Molina, A. Pérez González, J. Gallardo y M.J. Aguilar
Coordinación y dirección	J.M. Portero y A. Pérez González

0. INTRODUCCION

La Hoja de Guadalajara se sitúa en el sector nororiental de la Cuenca del Tajo o Cuenca de Madrid. Administrativamente pertenece en su totalidad a la provincia de Guadalajara.

El relieve es moderadamente accidentado, destacando la extensa altiplanicie del Páramo de la Alcarria que se desarrolla entre las cotas de 1020 y 890 metros. En ella se encaja profundamente la red fluvial, dando lugar a valles relativamente angostos, con anchuras entre uno y cuatro kilómetros y profundidad entre cien y doscientos veinte metros (Ríos Tajuña, Ungría, Matayeguas, San Andrés, Peñón etc.). En el extremo noroeste de la Hoja se sitúa la margen izquierda del ancho valle del río Henares, encajado trescientos metros en la superficie del Páramo; su cauce discurre sobre las cotas de 640 metros.

La densidad de población es elevada en el valle del Henares, en donde se sitúa la capital de la provincia: Guadalajara, con importante actividad comercial e industrial.

En el resto de la zona destacan las poblaciones de Horche, Tendilla y Peñalver. Los recursos son fundamentalmente agrícolas (cultivos de secano dominantes y hortofruticultura en las vegas de ríos y arroyos) y ganaderos (ovino).

Desde el punto de vista geológico de la Hoja de Guadalajara se sitúa en la cuenca Meso-Terciaria del Tajo o Cuenca de Madrid, en la zona de transición de las facies continentales neógenas del borde al centro de la cuenca.

El borde en esta región está constituido por las estribaciones meridionales del sector nororiental del Sistema Central, por la Sierra de Altomira y por las alineaciones noroccidentales de la Cadena Ibérica.

En el Sector del Sistema Central situado al Este de la Sierra de Gredos pueden diferenciarse tres dominios, en virtud de las características litológicas, estructurales e intensidad del metamorfismo de los materiales aflorantes (BELLIDO *et al* 1981): El Dominio Oriental, que afecta fundamentalmente a la zona en estudio, se sitúa al Este de la Falla de la Berzosa-Riaza y se caracteriza por el predominio de series ordovícicas, existencia de un metamorfismo de grado bajo, presencia de sedimentos pérmicos y ausencia total de manifestaciones plutónicas granitoides tardihercínicas en superficie.

El Mesozoico presenta características semejantes al pie del Sistema Central y Cadena Ibérica con afloramientos del Triásico en Facies Germánica, Jurásico marino carbonatado muy desmantelado presente hacia el Este en la región de Sigüenza-Atienza y Cretácico en facies transicionales arenosas y marinas carbonáticas. En la Sierra de Altomira afloran materiales jurásicos, erosionados durante las fases neokimméricas y aústricas, recubiertos por Cretácico. El Paleógeno y Neógeno se depositan en cuencas continentales intramontañosas y presentan gran variedad de facies.

El Sistema Central tiene una estructura fundamentalmente hercínica generada a partir de varias fases de plegamiento, si bien existe evidencia de movimientos tectónicos prehercínicos (Asinticos y Sárdicos). Los movimientos de fracturación tardihercínicos controlan la sedimentación del Pérmico del Dominio Oriental, la intrusión de los granitoides tardíos y el emplazamiento de diques de variada naturaleza. La Cuenca Meso-Terciaria del Tajo se caracteriza por

el predominio de las estructuras alpinas. La reactivación sucesiva de las fracturas tardihercínicas controla en gran parte la sedimentación del Mesozoico y es la responsable del desmantelamiento del Jurásico hacia el Oeste del sector de Sigüenza-Atienza (Movimientos neokimmericos y austrícos).

El Mesozoico y Paleógeno están afectados por varias fases de plegamiento apareciendo como fundamentales la directriz Guadarrama (NE-SO) la directriz Altomira (N-S) y la Ibérica (NO-SE). El Neógeno se presenta subhorizontal o levemente inclinado en los bordes. Hay evidencias de actividad Neotectónica reciente que afecta a todo el conjunto del Sistema Central y Cuenca Meso-Terciaria del Tajo.

Desde el punto de vista geomorfológico general destacan los siguientes elementos: Las altiplanicies de los Páramos calcáreos; los valles encajados en los que se desarrolla un extenso modelado a base de glaciación actualmente disectados y relieves en graderío debidos a las terrazas de los ríos (Henares y Tajuña).

Se ha partido de una información cartográfica de gran calidad (CAPOTE y CARRO, 1971) que abarca la totalidad de la Hoja.

1. ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Guadalajara afloran fundamentalmente sedimentos de origen continental y edad neógena. El Cuaternario ocupa menores extensiones presentando una gran variedad de depósitos de diferente génesis.

1.1. 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 y 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 arcóscas 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 realizan sobre la evolución geotectónica de la Cuenca establecen 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 arcóscos 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), Iberomanchega 1 (al final del Plioceno inferior o intra-Rusciniense) e Iberomanchega 2 (en el Plioceno superior o intra-Villafranquiense). 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 (1978) 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 inferior y superior 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 las Rañas. GARRIDO MEGIAS *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 y PORTERO (1984) y PORTERO y OLIVE (1983) determinan las características petrográficas y relaciones laterales de las zonas proximales de los abanicos aluviales terciarios al pie del Guadarrama y Somosierra. PORTERO y AZNAR (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 correspondiente a las diferentes composiciones de las áreas fuente y a 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 modernas y discordantes sobre dicha unidad (Piedemontes de Somosierra).

Como se ha observado en zonas próximas de borde, hojas 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 de 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 (oo.cc.), 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. 1), 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.).

La relación entre nuestras unidades cartográficas y las unidades tectosedimentarias existentes en la Cuenca puede resumirse como sigue:

Los fangos y arcosas de Guadalajara (1) se correlacionan con la **Formación detrítica noroeste** (Fd₃).

Las lutitas y margas yesíferas de Tendilla (2) y sus intercalaciones de yesos (3), calizas (4), margas calcáreas (5) y areniscas y conglomerados (6) representan el tránsito lateral entre la **Formación detrítica noroeste** (Fd₃) y las facies de centro de Cuenca o **Facies Blanca** (Fb).

En estas dos unidades no ha sido posible detectar la ruptura sedimentaria que separa las

CUATERNARIO				Q.		Q _{Al.}		Q.	
TERCIARIO	NEOGENO	PLIOCENO		Pl.				Q _{Al.} Cuaternario aluvial	
		MIOCENO	VALLE-SIENSE	Unidad Supr.	Cp.				Pl. Plioceno
			ARAGONIENSE	Unidad Intrm.	Fb.				Cp. Calizas del Páramo
		Unidad Infr.			Fv.				Dp. Detríticos del Páramo
				PALEOGENO			Yb.		
			Ab.				Am. Arenas micáceas		
CRETACICO			C.				Fv. Formación verde		
							Fd ₁ Formación detrítica noroeste		
							Fd ₂ Formación detrítica sur		

Q. Cuaternario indiferenciado

Q_{Al.} 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

Q. Cuaternario indiferenciado

Q_{Al.} 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

Unidades inferior e intermedia de CALVO y JUNCO (oo.cc.), debido a la homogeneidad vertical de las litofacies.

Las unidades cartográficas 7, 8 y 9 de margas, margas yesíferas y calizas equivalen a la **Formación blanca** (Fb).

La ruptura sedimentaria que se sitúa en la base de la **Unidad superior** viene dada por la paraconformidad existente en la base de la **Red fluvial intramiocena** de CAPOTE y CARRO (1968). La unidad cartográfica 10 equivale pues a los **Detríticos del Páramo** (Dp) y nuestras calizas 11 a las **Calizas del Páramo** (Cp), incluyendo estas últimas a las **Costras laminares** del Plioceno.

1.1.1. Lutitas y fangos pardos-rojizos. Arenas arcósicas y conglomerados. Niveles de areniscas y calizas (1). Unidad de Guadalajara (Orleaniense-Astaraciense).

Afloran en el ángulo noroeste de la Hoja, en la margen izquierda del río Henares. Tienen sobreimpuesta una morfología de glacis, fuertemente disectados por barrancos y arroyos.

El espesor aflorante es del orden de 200 metros. Se trata de una alternancia irregular de arenas arcósicas, conglomerados cuarcíticos con matriz arcósica, fangos arcilloso-limosos o lutitas con arena dispersa de tonos pardo-rojizos. Se intercalan algunos niveles de areniscas calcáreas y calizas arenosas de espesor decimétrico, y origen palustre-edáfico.

En la base de la unidad son abundantes los niveles con granulometría más gruesa (conglomerados) en los que dominan los cantos de cuarcita y cuarzo y en menor proporción los de esquistos y rocas graníticas.

Las arenas son normalmente gruesas a medias y ocasionalmente muy gruesas, subangulosas, conteniendo entre 6 y 20% de limo-arcilla. Están formadas por cuarzo (25-50%), feldespato potásico (5-40%), plagioclasa (0-20%), fragmentos de rocas cuarcíticas y de esquistos (10-45%), biotita (0-5%), matriz sericítica (0-20%) y matriz clorítica (0-10%). En ocasiones aparece cemento carbonatado. La composición más frecuente de los granos es: cuarzo (40-50%), feldespato potásico (15-25%), plagioclasa (10%) y fragmentos de rocas (15-20%), siendo el resto micas y matriz. Se clasifican como arcosas líficas o litarcosas.

El análisis mineralógico de la fracción pesada ha revelado la siguiente composición: estauroлита (45-82%), granate (9-31%), turmalina (2-11%), distena (1-7%), apatito (0-4%), sillimanita, andalucita, circón, brookita y titanita.

La fracción arcillosa de los fangos está formada por illita hasta un 90% y caolinita (10%).

Las intercalaciones de calizas arenosas contienen: cuarzo (15%), feldespatos (5%), fragmentos de esquistos (0-5%), arcillas (0-20%) y carbonatos variados según las muestras estudiadas: dolomicrita (80%), esparita (60%) y micrita (80%).

En la columna de El Sotillo se han estudiado los 100 metros superiores de la unidad.

Se reconoce un tramo inferior de unos 20 metros de espesor con ritmos decimétricos formados por arcilla limosa en la base a la que siguen limos gruesos frecuentemente carbonatados a techo. Tienen geometría de *sheets* que se interpretan como lóbulos distales relacionados con la desembocadura de canales.

Siguen 50 metros que se caracterizan por la aparición de cuerpos canalizados, a veces imbricados y la presencia de limos gruesos, relativamente potentes, con horizontes de carbonatación o nódulos de carbonatos. Los niveles de limos podrían haberse formado por la superposición e imbricación de *sheets*, aunque en la actualidad no se identifican los límites de estas capas.

En los 30 metros superiores desaparecen los limos gruesos, predominan los limos arcillosos, todavía con algún nivel carbonatado, y los canales tienen un espesor menor que en el tramo anterior, lo que puede representar la superposición de facies más distales. La evolución a cuerpos canalizados más someros puede considerarse como un reflejo de la disminución hacia aguas abajo, o lateralmente, de la profundidad de los canales.

En conjunto la parte superior de la Unidad de Guadalajara puede interpretarse como un ciclo relacionado con la progradación-retrogradación de un abanico aluvial húmedo, de procedencia Norte y Nornoroeste.

Hacia el Sur y Suroeste, en la vecina Hoja de Algete (20-21) y Alcalá de Henares (20-22) se pasa progresivamente a los fangos y arenas de la Unidad Alcalá de Henares en la que pueden distinguirse dos subunidades. En la inferior predominan, entre los fangos, los cuerpos de geometría tabular, que en Algete son de arena fina a gruesa, existiendo algunos niveles canalizados. En Alcalá los fangos son muy arcillosos y los *sheets* de arenas finas micáceas presentan secuencias de estructuras típicas de la desaceleración de una corriente tractiva, que se interpretan como lóbulos deposicionales relacionados con la desembocadura de canales en un ambiente de orla de lago playa. En la parte superior dominan en ambas Hojas las facies canalizadas que evolucionan rápidamente, en la vertical, hacia facies de transición a lagos playa salinos y carbonatados. En estas Hojas se detecta una ruptura sedimentaria relacionada con la progradación de facies más terrígenas y más proximales sobre facies más finas y distales. Esta ruptura, hacia el norte, en la Hoja de Guadalajara, es difícil de identificar, ya que en toda la serie dominan los terrígenos relativamente gruesos con varios ciclos de progradación retrogradación.

La edad de esta unidad cartográfica se establece a partir de los yacimientos de Guadalajara, y Henares 1 y 2. Estos últimos se sitúan en la Hoja 20-21 (Algete).

En Guadalajara se han encontrado numerosos restos del mastodonte *Gomphotherium angustidens* y algunos micromamíferos como *Pseudodryomys robustus*, *Megacricetodon minor* cf. *primitivus*, *Galerix* sp., y *Lagopsis* sp. que se atribuyen a la zona 4a de MEIN o la zona C de DAAMS, situadas en el Aragoniense medio (Orleaniense medio-superior).

El yacimiento de Henares 2 contiene restos de Mastodon indeterminado, *Cainotherium* sp., *Armantomys* sp., *Megacricetodon collongensis*, *Heteroxerus* sp., *Lagopsis* cf. *peñai*, *Galerix* sp. y *Prolaguss* sp. La edad de esta asociación corresponde al Mioceno medio como lo demuestra la

asociación Mastodonte-Armantomys que solo es posible en el Aragoniense medio superior. El hamster *M. collongensis* se encuentra sobre todo en la parte alta del Aragoniense medio (zonas MN4 o MN5).

El yacimiento de Henares 1 se sitúa estratigráficamente unos metros por encima de Henares 2. Se ha reconocido la presencia de reptiles como *Testudo* (*Geochelone*) *bolivari* y mamíferos: *Soricidae* indet., *Lagopsis* sp., *Megacricetodon* sp., de gran talla. El gran *Megacricetodon* sugiere una edad Aragoniense superior (Astaraciense), pero el material es muy escaso y podría tratarse de un ejemplar grande en una población de *M. collongensis* propia del Orleaniense.

La unidad tiene en conjunto una edad Mioceno medio: Aragoniense medio y superior o lo que es igual Orleaniense medio-superior-Astaraciense.

1.1.2. Lutitas y margas yesíferas pardo-rojizas. Yesos, calizas, margas, areniscas y conglomera-dos (2). Unidad de Tendilla. Niveles de yeso (3). Niveles de caliza (4). Niveles de margas y margas calcáreas (5). Niveles de areniscas y conglomerados (6). Orleaniense-Astaraciense.

Afloran en las laderas de los angostos valles excavados en las plataformas de los Páramos de la Alcarria, que tienen una morfología fuertemente disectada por barrancos, arroyos y cárcavas. Localmente tienen sobreimpuestos glacia-s y terrazas recortados por la erosión. Algunos niveles duros de calizas dan lugar a resaltes estructurales.

Esta unidad ha sido estudiada en las columnas de Río Tajuña, El Sotillo e Irueste y mediante numerosas observaciones aisladas. Tiene un espesor máximo observado del orden de 200 metros.

Cambia lateralmente hacia el Oeste a la Unidad de Guadalajara, antes descrita. Sus términos superiores son equivalentes de la Facies Blanca, con mayor profusión de litologías con yeso y carbonatos.

La masa fundamental, que constituye el soporte de las intercalaciones cartografiadas, está formada por yesos, margas yesíferas, margas, arcillas, arcillas con yeso, areniscas con cemento de yeso y areniscas de yeso. Tienen en conjunto tonalidades pardo-rojizas, asalmonadas y blanquecinas y constituyen la unidad cartografiada 2. Presenta además intercalaciones potentes de orden métrico de yesos (3), calizas-dolomías (4), margas y margas calcáreas (5) y de areniscas y conglomerados (6).

Las arcillas contienen, aparte de filosilicatos, proporciones variables de yeso, dolomita, cuarzo y feldespatos. Están constituidas por illita (35-65%), esmectitas (15-55%) y caolinita (0-20%).

Las margas están formadas por dolomita y calcita y filosilicatos en una proporción entre el 20 y 40%. Normalmente predominan la illita (50-60%) y palygorskita (40-50%), algunas muestras están formadas por esmectitas (85%) e illita (15%).

Las areniscas pueden tener cemento de yeso diagenético y estar formadas por cuarzo (20%), feldespatos (0-10%), micas (0-5%), dolomicrita (0-25%) y yeso (50-75%) que puede presentarse en grumos o ser detrítico.

Las areniscas en ocasiones están sin cementar. Se componen de cuarzo (40-80%), feldespato potásico (5-10%), fragmentos de esquistos cuarcita y pizarras (10-20%), fragmentos de esquistos cuarcita y pizarras (10-20%), fragmentos de chert (0-5%), matriz sericitica (0-15%) y cantos blandos arcillosos. Cuando se presentan cementadas el estudio microscópico revela una composición de cuarzo (35-55%), feldespato potásico (5-10%), fragmentos de rocas metamórficas esquistosas, pizarrosas y cuarcíticas (trazas 10%), fragmentos de chert (0-5%), fragmentos de calizas mesozoicas (trazas 20%) y cemento calizo y/o dolomítico (30-50%). La mineralogía de pesados revela que la estauroлита es mayoritaria seguida del granate. También están presentes turmalina, distena, epidota, anatasa, sillimanita, brookita y circón.

Las areniscas pueden llegar a formar bancos potentes de 10 metros de espesor con hiladas de conglomerados cuarcíticos con algunos clastos calcáreos, o formar sucesiones de 10-15 metros alternando con fangos más o menos arcillosos. Las intercalaciones más potentes se han señalado en la cartografía (6).

Las calizas son micritas o micritas recrystalizadas y dismicritas. En ocasiones están totalmente recrystalizadas y presentan trazas de cuarzo autigénico. Tienen un espesor variable habiéndose resaltado en la cartografía dos bancos (4) con espesores del orden de 10-15 metros que lateralmente pasan a margas calcáreas (5).

Los yesos pueden estar formados por acumulación de numerosos cristales entre fangos o formar bancos de yeso masivo, alabastrino o especular con mayor o menor proporción de arcilla. A veces están carbonatados y formados por dolomicrita (30-50%) y yeso (50-70%). Algunos niveles de yesos alcanzan espesores de 10-20 metros y se han señalado en el mapa (3).

Las facies litológicas de yesos, margas yesíferas, margas, arcillas con yeso, areniscas con cemento de yeso y areniscas de yeso están organizadas en secuencias positivas constituidas por dos o tres términos. Las secuencias formadas por dos términos son muy frecuentes. Estos dos términos son generalmente arcilla con cristales de yeso y margas yesíferas, o bien arcillas con cristales o a yesos. Las secuencias formadas por tres términos comienzan con un nivel de detríticos cementados en yeso, en los que pueden haber crecido cristales de hábito lenticular, individuales o formando rosas del desierto; algunos de estos niveles parecen estar formados por yeso detrítico. Los dos términos superiores de estas secuencias son semejantes a los que caracterizan a las secuencias de dos términos.

Esta asociación de litologías puede considerarse propia de una sedimentación en un ambiente de lago-playa. Las secuencias descritas anteriormente pueden reflejar la expansión de las facies internas del lago playa sobre sus márgenes, así como desplazamientos laterales.

Las facies litológicas de arcillas y margas y calizas alternantes en capas finas se interpretan como el resultado de una sedimentación mixta aluvial y lacustre. Las arcillas corresponden a los depósitos de inundación del sistema aluvial y las margas y calizas serían las facies de ambiente palustre-lacustre.

A diferentes niveles pero sobre todo en la mitad superior de la serie aparecen niveles potentes de calizas y margas calcáreas lacustres depositadas en los bordes del sistema deposicional

correspondiente a la unidad de Guadalajara, en la zona de indentación de estas facies con otros provenientes del noreste, y que se relacionan con las etapas de retrogradación de los sistemas aluviales.

Las areniscas, microconglomerados y conglomerados rellenan canales que se presentan aislados o amalgamados entre arcillas, limos y arenas de llanura de inundación. En el sector nororiental dominan los canales de baja sinuosidad es decir de base erosiva cóncava y techo horizontal.

En el resto de la Hoja también aparecen canales aislados, con un solo evento de relleno en el que se pueden observar depósitos de carga residual y estratificación cruzada de gran escala. Sin embargo son más frecuentes los canales amalgamados: barras, estratificación cruzada de gran y pequeña escala y a veces relleno de limos gruesos. La heterogeneidad de relleno es propia de los sistemas *braided*. Las paleocorrientes indican procedencia del NNE y NE.

Solo ocasionalmente aparecen *sheets* arenosos de espesor variable entre 40 cm. y 1 m., que se encuentran aislados, superpuestos o bien forman secuencias en las que constituyen el término inferior seguido de otro limoso y otro calcáreo con porosidad móldica de cristales de sal.

Las facies canalizadas existentes en la mitad oriental de la Hoja no presentan pasos graduales, sino bruscos, a las facies de lagos-playa por lo que deben corresponder a sistemas deposicionales diferentes, lo que viene corroborado por las paleocorrientes medidas que indican procedencias de NNE-NE. Sin embargo en la mitad occidental se reconocen facies canalizadas, rellenas por dunas arenosas longitudinales y niveles de *sheets* arenosas (interpretados como lóbulos de desembocadura de los canales en ambiente de lago playa) que son relacionables con los conglomerados, arenas y fangos de la unidad de Guadalajara. El tránsito entre facies canalizadas, *sheets* y facies de playa-lake en este caso es gradual.

En conjunto la unidad debe interpretarse como perteneciente a una zona distal o lateral de un sistema aluvial húmedo procedente del N y NNE en la zona de coalescencia con otro sistema deposicional de características semejantes proveniente del NE.

Predominan las facies de tránsito y marginales de lagos-playa salinos y carbonatados. Las expansiones de los lagos-playa dan lugar a la aparición de niveles más continuos de yesos y carbonatos. Los aportes del NE estarían representados por las facies canalizadas poco sinuosas o con geometría *braided* y depósitos de llanura de inundación asociados que hemos descrito anteriormente.

La edad de esta unidad cartográfica se establece en base a sus relaciones laterales con la Unidad de Guadalajara, cuya cronología ha quedado especificada en el apartado anterior.

1.1.3. Calizas, margas y margas yesíferas blancas (7). Calizas, margas, margas yesíferas blancas alternantes con lutitas y margas yesíferas pardo-rojizas (8). Facies blanca (Astaraciense superior-Vallesiense inferior).

Afloran exclusivamente en la mitad occidental de la Hoja. Se sitúan en las partes altas de las

vertientes de los Páramos calizos, bajo los resaltes estructurales originados por las calizas que coronan la unidad.

Se ha estudiado en la columna de El Sotillo en donde afloran 25 metros de margas, calizas, margas yesíferas, con intercalaciones de arcillas con cristales de yeso y areniscas. El conjunto se estratifica en capas de orden decimétrico.

Las calizas están normalmente recrystalizadas y presentan señales de posible epigénesis de sulfatos en calcita. Algunos niveles tienen apariencia estromatolítica y contienen Algas Ciano-fíceas. Otros están compuestos por esparita (70%) y yeso (30%), estando el yeso bien cristalizado.

La fracción arcillosa de los fangos y margas está formada mayoritariamente por sepiolita (70%) en algunas muestras, la illita y esmectitas están siempre presentes.

En la zona de El Sotillo hay intercalados algunos niveles de 2-3 metros de espesor de arenas que en la base tienen cemento de yeso y hacia techo cemento calcáreo. Microscópicamente se distinguen cuarzo (35%), feldespato potásico (5%), fragmentos de cuarcitas y esquistos (20%), micas y cemento calcáreo. En la fracción pesada dominan la estaurólita (80%) y granate (8%), estando también presentes turmalina, circón, andalucita, sillimanita, distena y apatito.

En la cartografía se han diferenciado con el número 8, las zonas de transición a la unidad de Tendilla (2) en donde, entre las margas, margas yesíferas y calizas blancas, se intercalan niveles de lutitas y margas yesíferas pardo rojizas y asalmonadas. Esta unidad está casi siempre presente, con espesores no cartografiables, bajo las calizas con sílex (9) que se superponen a la Facies blanca.

Se interpretan como sedimentos de lagos-playa que evolucionan en la vertical de salinos a carbonatados. En este ambiente desembocarían canales fluviales que pueden formar parte, a su vez, de un sistema múltiple relacionado con la parte superior de la Unidad de Guadalajara.

La sedimentación de la Facies Blanca es expansiva hacia los bordes norte y noreste, por degradación del relieve y falta de actividad tectónica en los marcos montañosos de esa zona de la Cuenca.

La edad de esta unidad cartográfica se atribuye por correlación cartográfica con facies equivalentes que en la Hoja 21-19 (Jadraque) que se datan como Aragoniense superior (Astaraciense inferior) Vallesiense basal en los yacimientos de macro y microvertebrados de Cendejas de la Torre y Jadraque.

1.1.4. Calizas, calizas con sílex (9). Astaraciense superior-Vallesiense basal.

Aflora extensamente en todo el ámbito de la Hoja, situándose normalmente sobre los términos superiores de la Facies Blanca, de cuyo techo es cambio lateral en el suroeste de la Hoja, o sobre los términos superiores de la Unidad de Tendilla. Da lugar a resaltes estructurales con importante ruptura de pendiente.

A techo la unidad está limitada por una disconformidad de orden mayor representada en todo el ámbito de la Cuenca, cuya base está constituida por la de la **Red fluvial intramiocena** de CAPOTE y CARRO (1968). Esta superficie de discontinuidad está afectada por procesos de karstificación-disolución que se desarrollan sobre las calizas. Dicha superficie de erosión está exhumada por los procesos erosivos del Plioceno y Cuaternario y da lugar a la **Superficie de los Páramos** de grandes sectores del noreste de la Cuenca del Tajo: (Hojas 21-21: Guadalajara, 21-20: Brihuega y 21-19: Jadraque).

Presenta espesores comprendidos entre 15 y 60 metros. En la columna de El Sotillo, en las cercanías de Guadalajara se han medido 22 metros de calizas dolomíticas con texturas de sustitución de evaporitas por carbonatos y nódulos de sílex, calizas tobáceas y calizas microcristalinas; hacia el techo existen canales con relleno de oncolitos.

Las calizas son dismicritas y dismicritas algales con Ostrácodos y Algas Cianofíceas. Ocasionalmente contienen además Algas Clorofíceas, Gasterópodos y Moluscos. Están formadas por micrita (70-90%) y esparita (10-25%) y fósiles (0-5%). En algunas muestras predominan los restos orgánicos con 60% de fósiles y 40% de micrita. La textura suele estar modificada por acción algácea, siendo frecuentes los pisolitos. En algunas muestras hay pseudomorfosis de yeso.

El relleno de los canales es de conglomerados y microconglomerados de calizas oncolíticas con Algas Cianofíceas y Gasterópodos.

Hacia el noreste aumenta espectacularmente el espesor de estas calizas alcanzándose los 60 metros de potencia en el sector de Balconete y Peñalver. En la base dominan las calizas oncolíticas y calizas tobáceas. Los 25-30 metros superiores son calizas microcristalinas lacustres.

La sedimentación de esta unidad es netamente expansiva hacia los bordes norte, noreste y este de la cuenca por disminución de la actividad tectónica y degradación de relieve en los marcos montuosos de estos sectores de la Cuenca. Se trata de materiales depositados en un ambiente lacustre, más o menos generalizado en esta zona, reconociéndose facies de zonas pantanosas (calizas tobáceas), litoral lacustre (calizas oncolíticas y canales con oncolitos), de medios subacuáticos tranquilos y lacustres (micritas). Representan el final del ciclo sedimentario correspondiente a la Unidad intermedia de JUNCO y CALVO (1983) o UTS 2 de GARRIDO MEJIAS et al (1980).

Su edad es Aragoniense superior (Astaraciense superior)-Vallesiense inferior, establecida en base a la perfecta correlación cartográfica de esta unidad con las calizas que constituyen los páramos de Jadraque y Torija (Hojas 21-19 y 21-20).

Los yacimientos de micromamíferos de Cendejas (Hoja 21-19) se sitúan en el techo de la unidad infrayacente o Facies Blanca pertenecen al Aragoniense terminal (Astaraciense superior) y quizás al Vallesiense basal. El yacimiento de Torija (Hoja 21-20) se ubica en los materiales suprayacentes de la **Red Fluvial intramiocena** y contiene *Protictytherium crassum*, taxón

característico del Aragoniense y Vallesiense que no ha sido hallado nunca en el Vallesiense superior.

1.1.5. Conglomerados cuarcíticos, areniscas arcóscicas y arcillas. Calizas arenosas. Localmente lutitas grises y calizas (10). Red fluvial intramiocena. (Vallesiense inferior).

Afloran normalmente bajo las calizas sobre las que se desarrolla la superficie multipoligénica del Páramo de la Alcarria de Guadalajara. En otras ocasiones la superficie está desmantelada y los conglomerados y arenas dan lugar a altiplanicies muy suavemente alomadas (Valfermoso, Valdeavellano, sur de Romanones, oeste de Horche etc.).

Constituyen la denominada **Red fluvial intramiocena** de CAPOTE y CARRO (1968).

En su base se sitúa una importante ruptura sedimentaria de significado cuencial que limita la Unidad superior de JUNCO y CALVO (oo.cc.) o UTS 3 de G. MEJIAS *et al* (oo.cc.).

Regionalmente ha sido estudiada con anterioridad por CAPOTE y CARRO (oo.cc.) y A. AMOR y G. MARTIN (1977). Estos autores señalan la existencia de dos bandas de conglomerados: una occidental que pasa por Alcalá de Henares y Arganda en dirección a Chinchón y otra oriental que se puede seguir desde Alhóndiga hasta las inmediaciones de Brea de Tajo.

En los alrededores de Arganda se presentan estos conglomerados con un espesor de 30-35 mts, en una matriz de arenas arcóscicas, a veces con estratificación cruzada, y algunos cantos de caliza hacia la base, en general poco seleccionadas y con un aspecto claramente fluvial.

Al S., en Chinchón, están los conglomerados bien representados mientras que en el borde Norte de la Mesa de Ocaña predominan arenas arcóscicas de poco espesor y hacia Villarrubia de Santiago pasan a ser areniscas y conglomerados.

Hacia el Este se encuentran bajo las calizas de los Páramos arenas arcóscicas y arenas micáceas con intercalaciones de arcillas; localmente existen zonas donde la serie se hace algo más compleja. Así, en Villarejo de Salvanés, aparecen en la base intercalaciones de arcillas y nivelillos finos de calizas con abundantes Gasterópodos con un espesor global que no supera los 10 mts.

En cuanto a su aspecto exterior, los conglomerados pueden presentar cantos consolidados por un cemento calcáreo, cantos en disposición caótica envueltos en una matriz arcillosa de tonalidad más o menos rojiza con ausencia o débil presencia de carbonatos, o bien cantos envueltos en una matriz fundamentalmente arenosa sin ninguna cementación.

Los estudios realizados por A. AMOR y G. MARTIN (1977) en las dos bandas de conglomerados revelan una composición litológica global bastante homogénea. Predominan los materiales síliceos (cuarcita y cuarzo) y en la banda oriental se incluyen además calizas (calizas oolíticas del Jurásico según CAPOTE y CARRO 1968). Como diferencia fundamental, en los afloramientos más occidentales, también existen cantos de granito de hasta 6 cms. y pizarras. Sus aspectos litológicos muestran que los elementos superiores a 6 cms. están constituidos

principalmente por cuarcitas y las calizas son relativamente raras y solo están presentes en los tamaños gravas. Análogamente les ocurre a los cuarzos aunque se presentan con más frecuencia.

En los estudios granulométricos que realizan estos autores las dos bandas de conglomerados presentan una homometría más o menos marcada con altos porcentajes en las fracciones menores a 6 cms., rareza de cantos superiores a los 8 cms. y relativo débil grosor de los materiales detríticos.

En cuanto a la dinámica de los cantos presentan desgastes relativamente altos y disimetría débil que indican accionamiento fluvial intenso, no torrencial, sin fragmentaciones en el curso del transporte, regimen hidrodinámico elevado y continuo sin grandes contrastes.

Los análisis morfométricos de cantos pertenecientes a estas dos acumulaciones manifiestan también la formación de depósitos en medio fluvial sin fuertes contrastes sobre un material probablemente seleccionado en el transcurso del transporte y con apenas modificaciones posteriores a la formación de los depósitos.

En cuanto a la fracción arena las curvas acumulativas de ambos depósitos muestran una mediana selección del material y es relativamente abundante la presencia de arenas muy finas y fracciones menores.

Estas bandas de conglomerados parecen sistemas fluviales con numerosos paleocauces, de edad miocena. Después de la sedimentación de la Facies Blanca se produjo un período erosivo durante el cual se instaló una red fluvial bien definida que desaguaba hacia el Sur (CAPOTE y CARRO 1968). La arteria principal procede de Somosierra a la vista de la abundancia de cantos de cuarcita y la presencia de pizarras en algunos de sus afluentes. Esta arteria serviría en parte también de desagüe a la Sierra de Guadarrama como lo indica el carácter arcósico de las arenas y la presencia de cantos de granito. Los cantos de calizas mesozoicas indican la existencia de algunos afluentes procedentes la Sierra de Altomira. Los paleocauces presentes en las inmediaciones de la localidad de Huerta de Valdecarábanos indican que también existen afluentes procedentes de los Montes de Toledo.

En la Hoja de Guadalajara se ha estudiado en la columna de El Sotillo y mediante observaciones puntuales. En la citada columna tiene un espesor de 35 metros y se reconocen dos tramos fundamentales. El inferior con 15 metros de espesor está formado por arenas arcósicas con hiladas de gravas cuarcíticas que rellenan paleocanales imbricados originando niveles de hasta 8 metros de espesor, separados por fangos pardo-rojizos. El superior de 20 metros de potencia está constituido por fangos arenosos pardo-rojizos carbonatados y calizas arenosas de origen palustre edáfico.

En el borde suroeste de la Hoja, entre Pozo de Guadalajara y Aranzueque, los paleocanales imbricados, rellenos por arcosas con hiladas de gravas, pueden alcanzar espesores próximos a los 10 metros.

La composición de las gravas es fundamentalmente cuarcita y cuarzo, estando presentes muy

minoritariamente esquistos y pizarras. Las arenas son medias a gruesas y están formadas por cuarzo (40-50%), feldespato potásico (10-25%), plagioclasas (0-5%), fragmentos de cuarcitas y rocas esquistosas (trazas-10%), biotita (10%). Ocasionalmente tienen matriz micáceo ferruginosa y matriz clorítica en proporciones que pueden alcanzar el 40%. Entre los minerales pesados dominan la estauroлита (47-85%), turmalina (7-28%), granate (2-24%) y sillimanita (2-11%) existiendo además circón, rutilo, anatasa, titanita, andalucita y distena.

Las arcillas contienen proporciones de cuarzo de hasta el 20% reconociéndose illita (70%), esmectitas (25%) y caolinita (5%).

Las calizas arenosas palustre-edáficas contienen cuarzo (10-15%), micrita (55-65%), esparita (10-20%), arcillas (10-15%), grumos algáceos, grumos de arcilla ferruginosa y recristalizaciones de calcita.

En el interior de los canales amalgamados se distinguen depósitos de *lag*, barras de gravas, cantos imbricados, estratificación cruzada de dunas, estratificación cruzada de *ripples* y limos. Los canales no solamente están rellenos por diferentes facies, asociadas a diferentes granulometrías, sino que son de distinta profundidad. Esta heterogeneidad en el tamaño de los canales y en su relleno reflejaría su relación con un sistema trenzado. Canales de este tipo se han encontrado, en la misma unidad, en la Hoja de Alcalá de Henares y se interpretan como canales de tipo *braided* que no han alcanzado o se han conectado con el área fuente. Las direcciones de paleocorrientes medidas en los canales oscilan entre 170° y 210° hacia el Sur. Los niveles de calizas palustre-edáficas hacen pensar que además de un sistema fluvial bien definido en la base debió existir en estas regiones un régimen de encharcamiento local, cada vez más generalizado hacia el techo, hasta pasar el régimen lacustre de depósito de las calizas de los Páramos.

Entre Peñalver e Irueste aparecen facies de gravas predominantemente cuarcíticas y cuarzosas con matriz de arena gruesa, en las que pueden reconocerse estructuras de barras, relleno de canales *lags* de cantos gruesos, *cut and fill* etc. Son asimilables a depósitos de las arterias principales del sistema trenzado de la **Red fluvial intramiocena**. En esta zona las calizas de los páramos han sido desmanteladas por procesos erosivos del Plioceno superior y Cuaternario y sobre las gravas se desarrollan potentes suelos rojos fersialíticos.

Al oeste de Horche no aparecen facies canalizadas sino fango pardo-rojizos, con arena dispersa, entre los que se intercalan areniscas limolíticas calcáreas de base plana, relleno de pequeños canales. Son frecuentes las intercalaciones de calizas arenoso-limolíticas palustre edáficas y las nodulaciones de carbonatos. También existen potentes niveles de fangos húmicos grises oscuros, con fragmentos de conchas de gasterópodos, que pueden considerarse depósitos de ciénagas. Este conjunto de facies representa los depósitos de llanura de inundación de los márgenes de los sistemas fluviales trenzados principales, señalados por CAPOTE y CARRO.

La edad de la unidad está limitada en su base por la de los yacimientos de la Facies Blanca (Cendejas en la Hoja 21-19: Jadraque) que pertenecen al Astaraciense superior-Vallesiense basal. Se ha encontrado un molar de *Proctiptytherium crassum* en las facies de llanura de

inundación de la Red Fluvial, en Torija (Hoja 21-20: Brihuega). Este hiénido es característico del Aragoniense, estando también presente en el Vallesiense aunque no ha sido citado nunca en el Vallesiense superior y Turolense. De acuerdo con estos datos debemos concluir que los sedimentos de la Red Fluvial tienen una edad Vallesiense inferior (Zona MN9 de MEIN o zona H de DAAMS).

1.1.6. Calizas. Calizas de los Páramos (y costras pliocenas) (11). Vallesiense-Turolense? (Plioceno)

Afloran extensamente en todo el ámbito de la Hoja. Sobre ellas se desarrolla una superficie de erosión acumulación poligénica que, localmente, está tapizada por costras laminares.

Da lugar a gran parte de las altiplanicies más elevadas del Páramo de la Alcarria de Guadalajara.

Representan el final del ciclo sedimentario de la Unidad superior de CALVO y JUNCO (1983) o UTS 3 de GARRIDO *et al* (1980).

Numerosos autores se han ocupado de las características y ambiente de sedimentación de las Calizas de los Páramos, en esta zona H. PACHECO, F. (1924) y ROYO GOMEZ (1929) consideraban que la caliza del Páramo se había formado en un ambiente lacustre, CAPOTE y CARRO (1971) sostienen la misma opinión y SANJOSE (1975) indica que se habría formado en interfluvios pantanosos teniendo naturaleza lacustre y tobácea. PEREZ GONZALEZ (1979, 1982) establece la sucesión de eventos sedimentarios, kársticos y erosivos que suceden el depósito de las Calizas de los Páramos.

BUSTILLO (1980) hace un estudio detallado de las diferentes facies que posee la Caliza del Páramo, en el sector situado al sur en la zona de Alcalá de Henares y Camporreal. Distingue calizas homogéneas (micritas, microesparitas o pseudoesparitas), calizas grumerales (calizas con textura grumelar debida a *gravels* micríticos), calizas fosilíferas (biomicritas con algas, gasterópodos y ostrácodos), calizas brechoideas (con clastos de otros tipos de calizas), calizas oncolíticas, calizas tobáceas (con facies estromatolíticas y de musgos) y calizas karstificadas. Estas facies se depositan en medios subacuáticos tranquilos, lacustres, zonas pantanosas en desecación, medios palustres con brechificación litoral-lacustre y zonas pantanosas, respectivamente.

Todas estas facies están presentes en la Hoja, aunque no puede establecerse una evolución lateral y/o vertical, dada la variabilidad de las mismas.

En el sector de Guadalajara (El Sotillo) y Chiloeches afloran de 5 a 8 metros de calizas microcristalinas con zonas brechoideas debidas a antiguos procesos kársticos. Estas calizas están fosilizadas por costras laminares bandeadas.

Al microscopio son micritas más o menos recrystalizadas, con Ostrácodos y Algas Cianofíceas y dismicritas arenosas. Contienen cuarzo en proporciones variables (0-10%), micrita (80-95%) y esparita (0-20%), observándose fenómenos de recrystalización kárstica y rellenos de arcilla

ferruginosa y cuarzo. Esta karstificación da origen a grietas vermiformes de paredes mamelonas que se rellenan en parte con arcillas rojas decalcificadas (*Terra Rossa*), siguiendo un proceso de recristalización de calcita en grandes cristales, que rellena las grietas y afecta también a la *terra rossa*.

Las calizas están también afectadas por una karstificación más reciente con importantes rellenos de *terras rossas* que no se encuentran consolidadas ni recristalizadas.

PEREZ GONZALEZ (1982) realiza el perfil de la cantera de los Santos de la Humosa, situado en la Hoja colindante al oeste de Algete (20-21), muy próximo al límite con la Hoja de Guadalajara.

Sobre la caliza del Páramo deformada en suaves pliegues se desarrolla un proceso de karstificación con relleno de *Terra Rossa*, que está fosilizada en las depresiones sinclinales por costras clásticas rojas, de un espesor máximo de 6 metros, con conductos y huecos rellenos por *Terra rossa* de una segunda generación.

Erosivamente sobre cualquiera de los términos anteriores se sitúa una costra caliza laminar bandeada de hasta 1 metro de espesor máximo. Tiene una estructura gruesa con láminas de 3 a 10 cms. y consistencia dura a ligeramente dura. Internamente tiene una alternancia bandeada de limos carbonatados rocosos con clásticos calcáreos y carbonatos blancos. Ambos contienen restos procedentes de la erosión de la *Terra rossa* inferior.

En Chiloeches la costra laminar se sitúa directamente sobre las **Calizas del Páramo**. Las muestras estudiadas revelan que están formadas por cuarzo (5%), micrita (60%) y esparita (35%). La micrita está orientada por acción vegetal-edáfica. Pueden clasificarse como dismicritas y dismicritas estromatolíticas con Algas Cianofíceas.

La edad de las calizas de los Páramos está limitada a muro por la del yacimiento de Torija (Vallesiense probablemente inferior) y a techo por la del karst de Algorta (Turolense superior o Vientiense, zona MN 13). Su edad es pues Vallesiense-Turolense. Las costras laminares fosilizan todos los depósitos sedimentarios y productos de alteración kárstica del Ruscinense y Villafranquense inferior en toda la submeseta meridional y tienen una edad próxima a los 2,5 millones de años.

Así las calizas lacustres pertenecen al Mioceno superior, mientras que las *terras rossas* y costras tienen una edad Pliocena.

1.2. CUATERNARIO

Las formaciones superficiales cuaternarias mejor representadas corresponden a los depósitos aluviales de los ríos Henares, Uregía, Tajuña, San Andrés y arroyos afluentes. La secuencia de terrazas del Henares se extiende hacia el oeste, fuera de los límites de la Hoja, en la que sólo aparecen sus niveles más bajos del Pleistoceno superior. De los restantes ríos, tan sólo el Tajuña presenta niveles aluviales colgados con relativa continuidad. En todos los valles son frecuentes los materiales asociados a formas de glaciares, alcanzando gran extensión en la margen izquierda

del río Henares. Los conos de deyección y depósitos coluviales de reducidas dimensiones son muy numerosos situándose, preferentemente, en las partes bajas de las vertientes de los valles fluviales. Sobre el páramo calizo de la Alcarria se han cartografiado depósitos arcillosos localizados en los fondos de dolinas y uvalas. Esporádicamente, aparecen materiales tobáceos en relación con manantiales existentes en las laderas de los arroyos afluentes del Tajuña.

1.2.1. Gravas, cantos y bloques de caliza y cuarcita. Arenas y Arenas limo-arcillosas. Glacis. (12). Pleistoceno.

Estos depósitos con morfología de glacis en superficie, tienen su mejor representación y desarrollo sobre la **cuesta** de la margen izquierda del río Henares, en los alrededores de Guadalajara. Son también abundantes, aunque con extensión superficial reducida y mayor pendiente, en las laderas de los restantes ríos y arroyos. Normalmente, se presentan fuertemente disectados y erosionados, con importantes variaciones en cuanto a composición textural, en función de la posición de los cortes observados con respecto a su situación proximal, media o distal sobre cada forma individual. Los espesores son también muy variables, llegando a alcanzarse potencias del orden de 10 metros.

En las partes altas de la **cuesta**, o en los restos próximos al escarpe del Páramo calizo, los materiales están poco o nada estratificados, predominando los gruesos cantos y hasta bloques calizos con ejes mayores del orden de 1 metro. Se trata de depósitos desorganizados, tipo *debris*, típicos de las zonas apicales.

En las partes medias y distales los elementos calizos son también los más abundantes. Se trata de cantos polimodales, subangulosos a subredondeados, mientras que los clastos procedentes de la erosión del Mioceno subyacente, constituidos por cuarcitas, cuarzos, pizarras, etc., presentan mayores índices de redondez y menor tamaño. Predominan las facies de tipo G y S de Miall, apareciendo localmente facies de tipo G_t , con estratificación cruzada de surco de relleno de canal. Las facies S se encuentran normalmente en las partes distales. Se trata de arenas que contienen importantes proporciones de limo-arcillas, con estructuras de estratificación cruzada planar de bajo ángulo. A techo pueden encontrarse litofacies F de naturaleza limo-arcillosa, con arena fina y tonalidades de color pardo o rosado.

Son frecuentes las concentraciones profundas y continuas de carbonatos que cementan los depósitos, confiriéndoles una gran dureza y resistencia a la erosión.

Estos materiales soportan suelos pardo calizos que no son indicativos de la edad de los mismos, por la continuada erosión hídrica laminar a que han estado sometidos. Por su posición morfológica se atribuyen al Pleistoceno.

1.2.2. Gravas y cantos poligénicos calizos y cuarcíticos, arenas y arcillas arenosas frecuentemente cementadas por carbonatos. Terrazas del Tajuña (13). Gravas y cantos poligénicos con arenas, arcillas arenosas, pseudomicelios, nódulos de carbonatos y costras calizas. Terrazas del Henares (14 y 15). Pleistoceno medio y superior.

En el valle del río Tajuña se han cartografiado niveles de terrazas, dispuestas en ambas

márgenes, cuya relación con el sistema principal de los grandes ríos es problemática dentro del ámbito de la zona de estudio. Sus cotas relativas sobre el nivel actual no sobrepasan los 50 metros. Presentan litofacies tipo Gm con imbricaciones de cantos, Gp con estratificación cruzada planar correspondientes a barras. Las litofacies S son escasas, con texturas de arenas medias. Los términos de llanura de inundación con limo-arcillas arenosas tienen aspecto masivo y están raramente conservados.

Las cargas son de gravas redondeadas de cuarzo y cuarcita con abundantes clastos calizos que proceden de la erosión de los conglomerados y calizas miocenas, siendo muy frecuentes los encostramientos calcáreos.

El río Henares ha construido, a lo largo del Pleistoceno, un amplio valle disimétrico con un elevado número de terrazas situadas en su margen derecha, habiéndose cartografiado 20 niveles en la vecina Hoja de Algete. En el área ocupada por la Hoja de Guadalajara están representados los dos niveles inferiores, mas modernos, correspondientes al Pleistoceno medio más alto y al Pleistoceno superior, cuyas cotas relativas sobre el nivel del río son de 7-9 m y 10-12 m.

Están constituidas, mayoritariamente, por gravas de cuarcita, cuarzo y caliza cuyo grano se agrupa, mayoritariamente, en la clase de 2 a 8 cm. Predominan las litofacies con estratificación horizontal e imbricación de cantos (G), estratificación planar (Gp), apareciendo ocasionalmente estratificación cruzada de surco (Gt) que representan los depósitos de barras, formas del lecho y relleno de paleocanales. Las litofacies arenosas son escasas, con arenas medias a gruesas y bajos contenidos en limo-arcilla, que localmente están incrementados por los procesos edáficos de iluviación. En la parte superior se concentran los términos de llanura de inundación, con litofacies Fl, constituidos por arenas finas con limo-arcilla y aspecto normalmente masivo.

En las arenas los minerales pesados dominantes son la estauroлита, turmalina y granate, acompañados por cuarzos y feldespatos potásico en la fracción ligera.

Se caracterizan por presentar suelos pardos fersialíticos. Los horizontes cálcicos, originados en las fases últimas de la pedogénesis, son muy abundantes y continuos, presentando variada morfología y consistencia, con predominio de los nódulos y costras.

1.2.3. Tobas calcáreas (16). Pleistoceno.

Aparecen en los arroyos afluentes del Tajuña.

Se trata de depósitos travertínicos, con carbonatos que engloban y sustituyen a numerosos restos vegetales (juncos, cañas, etc.), que aparecen colgados en las vertientes o sobre los cauces, dando lugar a rápidos y cascadas. Están relacionados con manantiales y regatos de aguas altamente mineralizadas por carbonatos, que brotan de los niveles calcáreos intercalados en la serie miocena.

A lo largo de los valles y sobre todo en la Hoja de Brihuega, situada al norte, están situados a

diferentes alturas, no siendo funcionales algunos de ellos en la actualidad, por lo que se les atribuye una edad pleistocena.

1.2.4. Limo-arcillas arenosas con cantos dispersos. Depósitos en superficie de los fondos de dolina (17). Holoceno.

La superficie del Páramo calizo de la Alcarria y, sobre todo, los fondos de las dolinas y uvalas existentes, están cubiertos por limo-arcillas arenosas rojizas con cantos dispersos de calizas y algún sílex. Por su extensión merecen destacarse los existentes en el fondo de la gran uvala situada al oeste de Horche.

En las formas de absorción kárstica estos depósitos recubren potentes acumulaciones de arcillas de decalcificación o *terra rossa*, originadas por los intensos procesos de karstificación y disolución que han sufrido las calizas del Mioceno superior desde los tiempos Pliocenos.

La acumulación de *terra rossa* origina condiciones de drenaje deficientes en las dolinas, por lo que han sufrido importantes transformaciones relacionadas con el establecimiento de condiciones reductores-oxidantes que las han transformado en suelos hidromorfos. Cuanto peores son las condiciones de drenaje de cada dolina, mayor es el espesor de los productos de decalcificación y de los suelos hidromorfos.

La potencia de las limo-arcillas superficiales es del orden de 1 metro, mientras que la *terra rossa* puede alcanzar varios metros de potencia.

1.2.5. Gravas y cantos poligénicos, arenas, arcillas arenosas y limo-arcillas arenosas. Coluviones (18) y Conos de deyección (19). Holoceno.

Los coluviones (18) son formaciones superficiales recientes, del Holoceno y subactuales, que tapizan los enlaces entre las diferentes formas del relieve y se acumulan al pie de los taludes de las vertientes. Son muy abundantes habiéndose cartografiado sólo los más significativos. Tienen un origen local, con escaso transporte, por lo que su litología y textura están claramente condicionadas por la de los materiales próximos del sustrato mioceno o cuaternario, de cuya erosión proceden. También se han cartografiado como coluviones las masas caóticas de materiales terciarios despegadas y transportadas en los deslizamientos de ladera, en cuyo interior pueden encontrarse bloques decamétricos de diferentes niveles litológicos del Mioceno.

Los conos de deyección (19) tienen dimensiones hectométricas, yaciendo sus materiales sobre los fondos de valle de los ríos y arroyos autóctonos (Ungría, Tajuña, San Andrés, etc.). Están relacionados con barrancos y torrenteras cuya cuenca de recepción se localiza en zonas de cárcavas o *bad lands*. Su naturaleza litológica depende de la de las áreas erosionadas, que normalmente están constituidas por arcillas, limos, arenas, areniscas, conglomerados y calizas miocenas. Lo más frecuente es que abunden arenas y limo-arcillas arenosas con cantos dispersos o en hiladas, aunque en algunos de ellos predominan las gravas y las arenas. La potencia de los conos es muy variable, desde varios metros en el ápice a escasos centímetros en las zonas distales.

1.2.6. Gravas y cantos poligénicos, arenas y arenas limo-arcillosas. Llanuras de inundación (20), Fondos de valle y lecho de canales (22). Gravas, cantos y arenas. Barras aluviales (21). Holoceno.

Estas formaciones superficiales están en relación con la actividad permanente o semipermanente de los cursos de agua principales o con el funcionamiento episódico de otros ríos, arroyos y barrancos.

En el río Henares se han diferenciado depósitos de llanura de inundación (20), barras aluviales (21) y lecho de canal (22). Los primeros están formados por arenas finas a muy finas, con abundante limo-arcilla, espesores que no sobrepasan los 2 metros, cubriendo barras de gravas poligénicas de cuarzo, cuarcitas y caliza. Soportan típicos suelos aluviales.

Las barras de gravas y depósitos asociados a formas de lecho de canal del Henares, están formadas por barras de gravas poligénicas, sin apenas matriz. Constituyen las zonas de tracción activa actual.

Los fondos de valle (34) de los restantes cursos fluviales y arroyos, se caracterizan por presentar importantes aportes laterales de las vertientes. Sus materiales suelen ser arenas finas y limo-arcilla, con abundante materia orgánica, que yacen sobre gravas poligénicas o sobre arenas limo-arcillosas con hiladas de gravas.

2. TECTONICA

La disposición general de las capas en la Hoja de Guadalajara es subhorizontal. Sin embargo, a grandes rasgos, se observa una pendiente de la superficie del Páramo entre el 0,4 y 0,5% hacia el suroeste. A menor escala aparecen pliegues que afectan a las calizas de los páramos (PEREZ GONZALEZ, 1982) y a las series miocenas.

Las rupturas sedimentarias de orden mayor, presentes en toda la cuenca, deben relacionarse con eventos tectónicos e incluso climáticos. En este sentido las discontinuidades intraaragonesa y de la base del Vallesiense son consecuencia de movimientos de elevación de los marcos montañosos o áreas fuentes.

Tras el depósito de la unidad superior del Vallesiense-Turolense y durante el Plioceno (Fases Iberomanchegas) se detecta actividad tectónica en la cuenca con creación de suaves estructuras, fracturas y pliegues de amplio radio. CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1978) describen la estructura de la región situada inmediatamente al este y sureste de la Hoja de Guadalajara, entre esta y la Sierra de Altomira. Elaboran un mapa de contornos estructurales cuyo datum es la base de la caliza lacustre del Páramo en el que se aprecia:

- Una disminución general de cota de noreste a sureste
- Una serie de depresiones sinclinales y elevaciones anticlinales de varias decenas de kilómetros de longitud que tienen direcciones dominantes noreste-suroeste y este-oeste al igual que las flexiones menores.

En esta región CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1978) y SANJOSE (1975) citan la existencia de suaves pliegues de direcciones NNE-SSO N-S y fallas gravitacionales NNE-SSO, NE-SO y NO-SE. La más importante es la falla de Mondéjar (Hoja 21-23) de dirección NE-SO con un recorrido de unos ocho Kms y salto de unos 30 metros. No se trata de una falla única, sino de un conjunto de ellas (SANJOSE, 1975) de dirección NE-SO conjugado con otro sistema ONO-ESE.

CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (oo.cc) asocian estas estructuras a deformaciones producidas en régimen distensivo en la que la cobertera se adapta a las fallas del zócalo.

En la Hoja de Guadalajara no existen elementos estructurales significativos, salvo algunos pliegues menores que afectan a las calizas de los Páramos al sur de Horche y al sur de Peñalver. Al norte de la Hoja 21-22: Pastrana, colindante al sur. CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (oo.cc) sitúan una importancia la flexión de orientación ONO-ESE, que se traduce en una brusca y rápida disminución de cota hacia el SSO de las series miocenas.

Todas estas deformaciones se deben fundamentalmente a la actuación de las fases Iberomanchegas.

El basculamiento general hacia el suroeste de la superficie de los Páramos es sincrónico y algo posterior a la génesis de las costras laminares del Plioceno superior.

Una clara actividad neotectónica regional se manifiesta por la aparición de varios niveles de rañas en el borde norte de la Cuenca y por el elevado número de terrazas (de 18 a 20) de los ríos Jarama y Henares.

3. GEOMORFOLOGIA

Dos de las unidades fisiográficas mayores, características de las zonas centrales de la Cuenca de Madrid, están representadas en la Hoja de Guadalajara: la altiplanicie del Páramo calizo de la Alcarria y el dominio de los Valles fluviales.

El Páramo calizo de la Alcarria ocupa la mayor parte de la zona estudiada destacando sobre elevado sobre los valles fluviales. Se desarrolla entre las cotas de 1016 m (Pedoncillos) y 904 (Alto Vereda), con una pendiente media de 0,4-0,5% hacia el suroeste.

Este plano sobre elevado es para SCHWENZNER (1936) una planicie de corte y denudación post-póntica que denominó *Mesetaflache* (M_2). Para VAUDOUR (1979) es una superficie de corrosión kárstica poligénica en cuya parte septentrional, más elevada, predominan los sectores denudados y en la meridional, más hundida, los procesos de agradación. PEREZ GONZALEZ (1982) interpreta esta superficie como el resultado de al menos dos procesos de erosión acumulación, ocurridos durante el Plioceno superior, siendo las costras laminares bandeadas y multiacintadas, con arenas limosas rosas o rojizas, los depósitos correlativos de la última superficie poligénica que antecede a la crisis morfogenética que va a dar lugar al inicio del vaciado de la Cuenca y al piedemonte de Raña de Somosierra.

La última superficie poligénica con costras laminares se encuentra bien conservada en el sector occidental y suroccidental de la Hoja. Este plano está afectado por numerosas dolinas y uvalas de fondo plano, poco profundas, de bordes suavizados, que pueden alcanzar varios kilómetros de longitud en sus ejes mayores y en cuyo fondo se dan importancia depósitos de arcillas y de decalcificación, que dan origen a áreas endorreicas y semiendorreicas. Hacia el noreste, los procesos de disección y disolución posteriores han exhumado una antigua superficie de erosión previa a la instalación de la **red fluvial intramiocena** del Vallesiense. El enlace entre ambas superficies está constituido por lomas y relieves residuales muy suaves instalados, normalmente, sobre los materiales detríticos vallesienses antes citados.

El dominio de los valles fluviales es la otra gran unidad geográfica característica de la Hoja de Guadalajara, con la particularidad de que en ella predominan los valles correspondientes a ríos autóctonos, cuyo origen y desarrollo se realiza en la propia Cuenca. Los ríos Ungría, Tajuña, San Andrés y arroyos afluentes se encajan profundamente en la superficie del Páramo de la Alcarria. Dan lugar a valles estrechos, con laderas muy inclinadas, sometidas a intensos procesos erosivos (cárcavas) y paleomodelado a base de glaciares con depósito y escaso desarrollo de terrazas. Suelen presentar fondo plano o en cuna que se ve alterado por abundantes formas conoides en las que se acumulan los depósitos procedentes de la erosión en las cárcavas o zonas de *bad-lands*.

El río Henares es un río alóctono, estando representado su valle y, fundamentalmente, su margen izquierda, en el extremo noroccidental de la Hoja. A nivel de cuenca, el río Henares se caracteriza por su elevado número de terrazas, más de 20, y por el marcado carácter disimétrico de su valle, apareciendo los antiguos niveles aluviales colgados exclusivamente en su margen derecha. En la Hoja tan sólo aparecen los niveles más bajos correspondientes a las terrazas de campiña.

La **cuesta** de enlace entre el curso actual del Henares y el Páramo calizo está parcialmente

cubierta por un importante complejo de glaciares con depósitos (de 5 a 7 niveles), encajados unos en otros cuyos restos más antiguos se sitúan muy próximos al escarpe del borde del Páramo calizo.

Con respecto a la actividad morfodinámica actual, hay que destacar que el área ocupada por las terrazas de Campiña y las altiplanicies del Páramo constituyen zonas relativamente estables, si bien en las proximidades del escarpe morfológico de este último se dan procesos erosivos, de caídas de bloques y deslizamientos. Son sin duda las vertientes de los valles de los ríos autóctonos y, en menor proporción, la **cuesta** de la margen izquierda del Henares, las áreas más inestables de la zona. Son importantes los fenómenos de incisión lineal de barrancos, el desarrollo de cárcavas y *bad lands* y las caídas de bloques. Algunos conos de deyección y deslizamientos son activos en el valle del Tajuña y ríos o arroyos afluentes.

GUADALAJARA

536
21-21

MAPA GEOMORFOLOGICO

LEYENDA

TOPOGRAFIA E HIDROGRAFIA

- Altitud en metros
- Canales con flujo permanente, semipermanente, temporal o esporádico
- Divisoria de agua (Heros, Tajuña)

FORMAS FLUVIALES

- Fondos de valle o waguada
- Llanuras aluviales Heros, Tajuña
- Conos aluviales, conos de deyección
- Glacis de acumulación
- Terrozos
- Terrozos de la campiña
- Talos (Normalmente de cascada)

FORMAS POLIGENICAS

- Valles colgados
- Deslizamientos de ladera
- Superficie de erosión-acumulación del Páramo de la Alcarria de Guadalajara
- Superficie de erosión intramocena exhumada
- Lamos y relieves residuales

FORMAS ESTRUCTURALES Y TECTONICA

- Relano en calizas
- Resalte estructural en calizas
- Estratificación horizontal o subhorizontal
- Pliegues
- Alineación morfológica

FORMAS ANTROPICAS

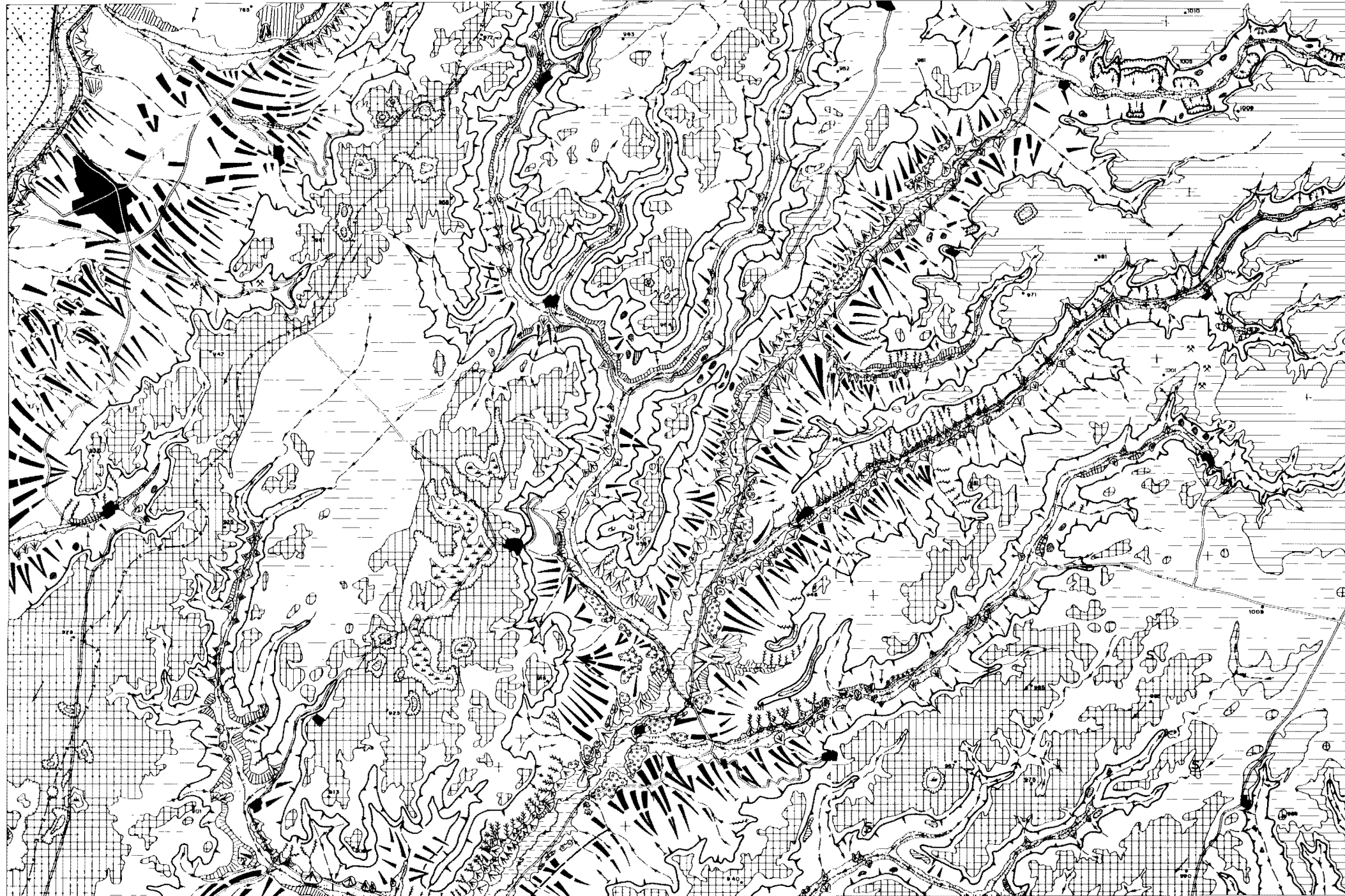
- Carretera
- Ferrocarril
- Núcleo urbano
- Cantera

MORFODINAMICA

- Lecho y talud de los canales con flujo permanente Barras de gravas
- Barrancos, arroyos con o sin cauces definidos
- Cárcavas
- Conos activos
- Zona endorréica o semiendorréica
- Caja de bloques

FORMAS Y SIGNOS GEOMORFOLOGICOS DIVERSOS

- Dolina, uvala
- Coluvión
- Relano
- > 100 m Taludes o escarpes del Páramo de la Alcarria de Guadalajara, de la superficie de erosión intramocena, de los resaltes estructurales, de los glacis y de los terrozos
- < 100 m
- Pendiente < 5°
- Pendiente 5-40°
- Pendiente > 40°



ESCALA GRAFICA

0 500m 1 2 3 4 5 6 7 8Km

AUTORES: J.M. Portero Garcia

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 dismantelada por procesos erosivos pre-neógenos. En su base se sitúan los materiales continentales o transicionales de la Fm. Utrillas a los 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 el 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 dismantelamiento de Cretácico, Paleozoico epimetamórfico, gneises y granitoides. (Unidad paleógeno 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 tiempos 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 y playas carbonatadas dando lugar a un espesor de sedimentos del orden de 1000 metros, durante el Eoceno más superior y Oligoceno, que solo 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 dismantelados 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, y 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 anastomosada. El 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 intraaragonesa (anterior a la zona MN6 de Paracuellos) es detectable por la penetración y solapamiento hacia el interior de facies detríticas más groseras. Estos movimientos se reflejan en la Cuenca por discordancias suavemente angulares y progresivas.

El ciclo sedimentario Orleanense superior a Vallesense 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 arcóscos de la Facies Madrid (Arcosas de Paracuellos, Hoja 20-21: Algete) proceden de noroeste. Las arcosas blanquecinas del Jarama (Hojas 20-20: Marchamalo, 20-21: Algete y 20-22 Alcalá) proceden del NNO (Macizos metamórficos: con granitoides de El Vellón, La Cabrera). Las litarcosas de Miralrío-Guadalupe tienen sus áreas fuentes en el norte, en las series epimetamórficas ordovícias de Somosierra y en las formaciones gneísicas de Hiedraencina y Angón (Hojas 21-19: Jadraque; 21-20: Brihuega; 21-21: Guadalajara; 20-21: Algete; y 20-22: Alcalá de Henares). En las Hojas de Brihuega 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 Aragonense superior la sedimentación de facies palustres-lacustre (Facies Blanca) (Hojas 21-19: Jadraque; 21-20: Brihuega; 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 pierden su importancia relativa a causa de 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 Brihuega (21-20) y Guadalajara (21-21), así como a los cerros de cumbre plana de la región de Madrid (Telégrafo etc.).

El ciclo sedimentario del Mioceno superior comienza con una fase de karstificación sobre los carbonatos con sílex del ciclo anterior, a la que sigue 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 Brihuega y Guadalajara y en las de 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 valleses (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 Vallesiense terminal. La edad Ventiense (Turolense superior zona MN13) del yacimiento kárstico de Algorta, debe limitar cronológicamente los depósitos lacustres de la Caliza de los Páramos (s.s.).

Así a finales del Mioceno superior o comienzos del Plioceno inferior se producen 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 del Valles, 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 Alcarría siguió siendo zona de erosión, mientras se depositaban los abanicos fluviales de los Piedemontes de Somosierra al Norte.

Al depósito de las series rojas sigue una segunda fase de karstificación y erosión cuyos depósitos correlativos sobre los páramos son las costras laminares, bandeadas y multitudinadas con arenas limosas rojas 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 ligeramente 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 las Rañas 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 (20 o más) que presentan los ríos Henares y Jarama.

La evolución cuaternaria sigue un modelo de dismantelamiento progresivo del territorio por descenso 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 Henares, Jarama, Sorbe, Bornova y Cañamares son los primeros en formarse una vez sedimentados los materiales de la Raña. Los valles de los ríos Torote y Camarmilla son de génesis mas moderna, con una edad probable del Pleistoceno inferior pleno o tardío.

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

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

En la Hoja aparecen algunos indicios de arcillas uso industrial, de tipo sepiolítico, relacionados con las facies de transición entre las zonas distales de abanicos y las facies de lagos-playa. Los de mayor interés se centran en los sedimentos margo-carbonatados de la Facies Blanca (Unidades 7 y 8).

Los niveles de fangos arcillosos de la Unidad de Guadalajara (1) se han aprovechado para la fabricación de ladrillos y tejas en los alrededores de Guadalajara y en la zona de El Sotillo.

Los bancos de yesos intercalados en la Unidad de Tendilla (3) se han explotado para la obtención de yeso utilizado en la construcción y fabricación de escayolas.

Las calizas de los páramos fueron utilizadas en tiempo pasado para la obtención de bloques de sillería y áridos usados en la construcción de carreteras.

Las gravas de los aluviales del río Tajuña de las terrazas bajas del Henares y de los depósitos de glaci se han explotado como áridos para la construcción.

5.2. HIDROGEOLOGIA

Regionalmente el Mioceno se comporta como un acuífero complejo, heterogéneo y anisótropo debido a las diferentes litologías que lo componen. Los niveles lenticulares o tabulares de arenas y gravas constituyen acuíferos potenciales. Los niveles alternantes de fangos y arenas se comportan como acuitardos.

Los acuíferos de mayor interés son los contenidos en las calizas del techo de la Facies Blanca (Unidad 9), Red Fluvial (10) y Calizas de los Páramos (11). La primera de estas unidades puede alcanzar espesores del orden de 50 metros en el noreste de la Hoja, presentando una alta permeabilidad primaria y por karstificación. La **Red fluvial** se comporta como un acuitardo que conecta las formaciones calizas infra y suprayacentes.

El conjunto de estos tres niveles se comportan como un acuífero libre y colgado. La recarga procede exclusivamente de la infiltración de la lluvia y de los retornos de los riegos. La descarga se produce a través de los manantiales que bordean las mesas calizas.

En cuanto a los materiales cuaternarios los de mayor importancia hidrogeológica son los constituidos por las terrazas aluviales recientes de los principales ríos (Henares y Tajuña).

Las terrazas altas del Tajuña, se encuentran colgadas y desconectadas de los niveles de la base, y tienen escasa extensión superficial careciendo de interés hidrogeológico.

Estas formaciones de origen aluvial se pueden clasificar como acuíferos de permeabilidad primaria por porosidad intergranular. Pueden tener gran importancia sobre todo cuando están conectados hidricamente con los ríos.

La recarga procede de las precipitaciones caídas sobre ellos y también de la recarga en los valles, lateralmente y por el fondo del acuífero terciario.

6. BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M.J. y PORTERO, J.M. (1984).- Las arenitas de los abanicos aluviales terciarios del borde suroriental del Sistema Central. *I. Congreso. 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. Neog. Cuatern.* n° 5. pp. 7-29.
- ALBERDI, M.T. (1972).- El genero *Hipparion* en España. Nuevas formas de Castilla y Andalucía. Revisión e Historia evolutiva. *Trab. Neog. Cuatern.* n° 1. pp. 1-126.
- ALBERDI, M.T., HOYOS, M., JUNCO, F., LOPEZ MARTINEZ, N., MORALES, J., SESE, C. y SORIA, M.D. (1983).- Biostratigraphie et evolution sedimentaire du Neogene continental de l'aire de Madrid. *Congr. Inst. Biostr. Neog. Montpellier*.
- ALIA, M. (1960).- Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo. *Not. y Com. I.G.M.E.* n° 58. 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. n° 1-2. pp. 9-20.
- ARRIBAS, M.E., DIAZ MOLINA, M., LOPEZ MARTINEZ, N. 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, I y VAUDOUR, J. (1967).- Depósitos cuaternarios en los alrededores de Mejorada del Campo (Valle del Río Jarama). *Est. Geol.* Vol. 23, pp. 237-255.
- BELLIDO, F., CAPOTE, R., CASQUET, C., FUSTER, J.M. NAVIDAD, M., PEINADO, M. y VILLA-SECA, 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. y RIBA, O. (1960).- Asociaciones de minerales detríticos en los sedimentos de la Cuenca del Tajo. *Anales de Edafología y Agrobiología*. Dpto. Estratigrafía. Univ. Madrid. tomo 19. n° 11. pp. 635-670.
- BUSTILLO, M.A. (1980).- Petrografía y medios sedimentarios de la caliza del Páramo (prov. de Madrid). *Bol. Geol. Min. IGME*. T. 91 (3). pp. 503-514.
- CAPOTE, R. y CARRO, R. (1968).- Mapa y memoria de las hojas n°s 560 y 561: Alcala de Henares y Pastrana. Escala 1:50.000 1ª Serie. IGME.
- 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).- Mapa y memoria de la Hoja n° 536: Guadalajara e: 1:50.000. 1ª Serie. IGME.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1978).- La Tectónica Post-miocena del Sector Central de la Depresión del Tajo. *Bol. Geol. y Min.* T. 84 II. pp. 114-122.
- CASTELLS, J. y DE LA CONCHA, S. (1951).- Mapa y memoria de la Hoja n° 583. Arganda. e: 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. I.G.M.E.* n° 67 pp. 159-162.
- CONCHA, DE LA, S. y BALLESTEROS, S. (1963).- Mapa y memoria de la Hoja n° 486: Jadraque. e. 1:50.000 1ª Serie. IGME.
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1960).- El Mioceno de las Cuencas de Castilla y Cordillera Ibérica. *Not. y Com. IGME.* n° 60. pp. 127-140.
- CRUSAFONT, M. y GOLPE, J.M. (1971).- Sobre los yacimientos de Mamíferos vindobonienses en Paracuellos del Jarama (Madrid). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* T. 69. pp. 255-259.
- DANTIN, J. (1917).- Acerca de la edad Sarmatiense de los lignitos de la Alcarria. *Bol. R. Soc. Esp. 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. y LOPEZ MARTINEZ, N. (1979).- El Terciario continental de la Depresión Intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía. *Est. Geol.* 35. pp. 149-167.
- FREYTET, P. (1973).- Petrography and paleoenvironments of continental carbonate deposits, with particular reference to the upper Cretaceous and lower Eocene of Languedoc *Sedimentary Geol.* VID, n° 1. pp. 25-60.
- GARRIDO MEJIAS, A. (1982).- Introducción al análisis tectosedimentario: Aplicación al estudio dinámico de cuencas. *5º Congreso Latinoamericano de Geol. Argentina.* 1982. Actas I. pp. 385-402.
- GARRIDO MEJIAS, A., ORDOÑEZ, S. y CALVO, J.P. (1980).- Un essai de synthèse lithostratigraphique du Bassin de Madrid (Espagne). *Congr. Intern. de Geol.* Paris.
- GARRIDO MEJIAS, A., ORDOÑEZ, S. y CALVO, J.P. (1980).- Rupturas sedimentarias en series continentales: Aplicación a la cuenca de Madrid. *Actas IX. Congr. Nac. Esp. de Sedimentología.* Salamanca.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1924).- Geología de la Cuenca del Tajuña. *Mem. Asoc. Esp. Progr. Cienc.* Congreso de Salamanca. Salamanca.
- HUERTAS, F., LINARES, J. y M. VIVALDI, J.L. (1971).- Minerales fibrosos de la arcilla en cuencas sedimentarias españolas 1: Cuenca del Tajo. *Bol. Geol. Min.* T. 82. pp. 534-542.
- JORDANA, A., y SOLER, L. (1935).- Breve reseña físico-geológica de la provincia de Guadalajara. *Publ. Inst. Geol. Min. Esp.* T. 1. pp. 1-57.
- JUNCO, F. y CALVO, J.P. (1983).- Cuenca de Madrid. Libro jubilar J.M. Ríos, t II, pp. 534-543. IGME.

- 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. T. Soc. Española. Hist. Nat. (Geol)*. n° 72. pp. 144-160.
- MARTIN ESCORZA, C. (1976).- Actividad tectónica durante el Mioceno de las fracturas del basamento de la Fosa del Tajo. *Est. Geol.* Vol. 32. pp. 509-522.
- MARTIN ESCORZA, C. (1979).- Fallas y fracturas en las capas miocenas de Alcala de Henares (Madrid): Interpretación tectónica. *Est. Geol.* Vol. 35. pp. 599-604.
- MARTIN ESCORZA, C. (1979).- Discordancia angular intramiocena "Fase Complutense" (Graben de Madrid). *Tecniterrae* n° 27. pp. 1-6.
- 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.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1979).- El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trab. Neog. Cuater.* n° 9. pp. 19-32.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1982).- Terciario y Cuaternario de la Llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo. *Tesis Doctoral*. 787 pp., 179/82 Ed. de la Univ. Complutense de Madrid.
- 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.* Vol. 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. *1 Congr. His. Luso. Amer. Geol. Econom.* T. 1. Secc. 1. pp. 357-376.
- 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 IGME.
- 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).- Note sur la geologie de la province de Madrid. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 2ª serie. n° 10. 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 pp. 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 presente de marnes et de gypse paleogenes dans le haut bassin du Tage. *C.R.S. de la Soc. Geol. de France*. n° 8. pp. 71-74.
- ROYO y GOMEZ, J. (1928).- El Terciario continental de la Cuenca Alta del Tajo. *Datos para el estudio de la Geol. Prov. de Madrid*. pp. 17-89.
- ROYO y GOMEZ (1929).- Datos para el estudio de la geología de la Provincia de Madrid. Cuenca Terciaria del Alto Tajo. Mapa y Memoria de la Hoja n° 560. Alcala de Henares. 1ª serie. IGME.
- SANJOSE, M.A. (1975).- Mapa y Memoria de la Hoja n° 583: Arganda e: 1:50.000. 2ª serie MAGNA. IGME.
- SANJOSE, M.A. (1975).- Mapa y Memoria de la Hoja n° 584: Mondejar e: 1:50.000. 2ª serie MAGNA. IGME.
- SCHWENZNER, J.E. (1936).- Zur Morphologie das Zentral spanischen Hochlandes. *Geogr. Abhandl*, 3, vol. 10, 128 pp. Stuttgart (Trad. Vidal Box, 1943. *Bol. R. Soc. Española. Hist. Nat.*, 41, pp. 121-148).
- VAUDOUR, J. (1979) *La région de Madrid*, pp. 5-390. Ed. Ophrys.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España