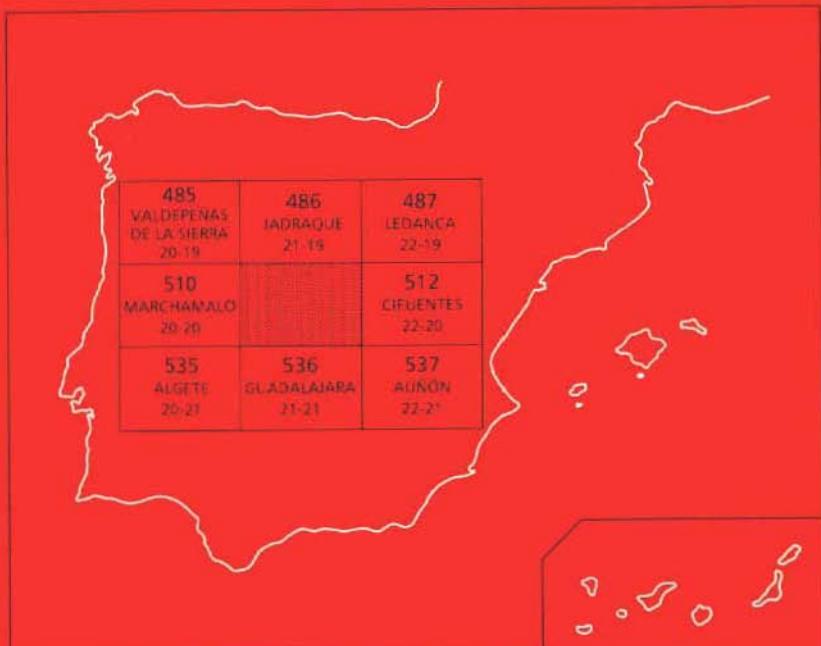




# MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



# BRIHUEGA

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

# BRIHUEGA

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1990

**Fotocomposición: GEOTEM, S.A.**

**Imprime: Gráficas Loureiro, S.L.**

**Depósito legal: M-10382-1991**

**NIPO: 232-91-001-4**

**HAN INTERVENIDO:**

Cartografía:	J.M. Aznar (CGS), J.M. Portero (CGS) y A. Pérez González (ITGE).
Secciones estratigráficas y Sedimentología:	M. Díaz Molina (UNIV. MADRID).
Geomorfología:	A. Pérez González y J.M. Portero
Edafología y Sedimentología del Cuaternario:	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:	J.M. Portero, M. Díaz Molina, A. Pérez González, J. Gallardo y M.J. Aguilar.
Coordinación y dirección:	A. Pérez González y J.M. Portero.



## **INTRODUCCION**

La Hoja de Brihuega se sitúa en le sector nororiental de la Cuenca del Tajo o Cuenca de Madrid. Pertenece en su totalidad a la provincia de Guadalajara.

El relieve es medianamente accidentado con desniveles que oscilan entre 630 y 1038 metros.

En la mitad noroccidental de la hoja predominan los relieves en graderío, debidos a las terrazas de los ríos Henares y Badiel, y los relieves alomados que, hacia el sureste, enlazan mediante fuertes rampas o **cuestas** con las altiplanicies del Páramo de Guadalajara, situado en la mitad suroccidental del mapa. En este sector, el Páramo de Guadalajara se desarrolla en alturas comprendidas entre 959 metros (Vértice de Aguilá) y 1038 m (Monte Mayor). Está disectado por profundos y angostos valles, por cuyo fondo discurren el Arroyo de la Vega y los ríos Ungría, Matayeguas y Tajuña. Estos valles tienen anchuras del orden de 1 a 3 Km y profundidades que alcanzan los 240 metros (Río Tajuña).

El núcleo de población más importante es Brihuega, situada en el extremo oriental de la Hoja. También destacan Humanes, Junquera de Henares e Hita.

Los recursos económicos de la región son fundamentalmente agrícolas, denominando los cultivos de secano en los Páramos y vertientes de los mismos y los de regadío en los valles de los ríos. Existe alguna actividad industrial en el Valle de Henares (Fontanar, Junquera y Humanes).

Desde el punto de vista geológico la Hoja de Brihuega 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 el extremo norte de 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. En los dominios central y occidental dominan los granitoides y series metamórficas.

El Mesozoico presenta características semejantes al pie del Sistema Central y Cadena Ibérica con afloramientos del Triásico en Facies Germánica, Jurásica 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 áustricas, 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 (Asínticos y Sárdicos). Los movimientos de fracturación tardihercínico 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 neokimméricos y aústricos).

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 glacis de acumulación actualmente disectados y relieves en graderío debidos a las terrazas de los ríos (Henares y Tajuña).

## 1. ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Brihuega afloran fundamentalmente sedimentos de origen continental y edad neógena. El cuaternario ocupa zonas relativamente importantes en el valle del río Henares. En el resto de la Hoja, aunque es menos extenso presenta 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 evaporitastas 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) sobre el Terciario de la Cuenca. 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 arcósicas 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 arcósicos 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-Ruscinense) 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 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 concide 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 modernos y discordantes sobre dicha unidad (**Piedemontes de Somosierra**).

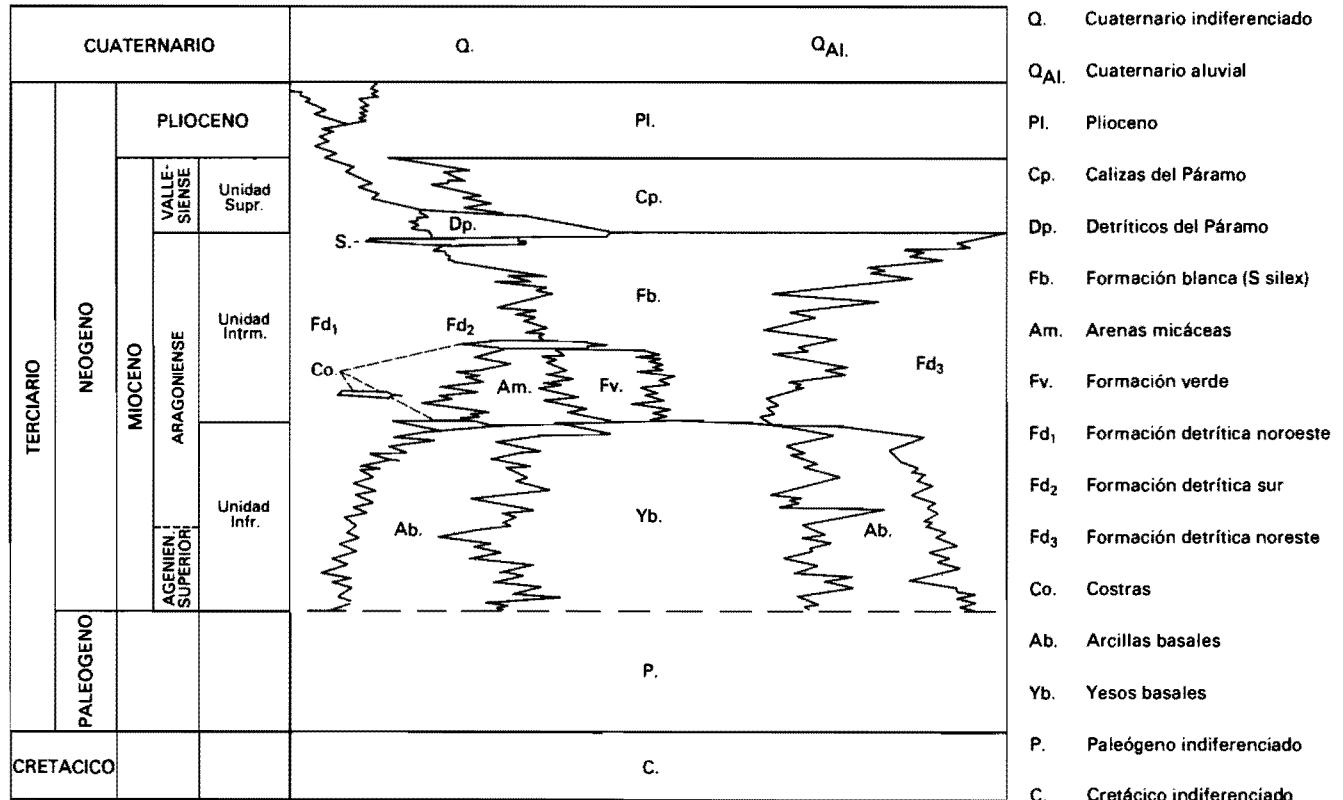
Como se ha observado en zonas próximas de borde, Hoja de Valdepeñas de la Sierra (20-19) y Jadraque (21-19), los términos inferiores de la **Unidad terminal** reposan mediante discordancia angular sobre la Unidad basal margo yersífera. Los términos superiores a la Unidad Terminal o **Piedemontes de Somosierra** son más extensivos hacia los bordes y se sitúan indiferentemente sobre dicho términos inferiores y sobre las **Unidades 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:

Las arcosas del Jarama (1) se corresponden con la **Formación detrítica noroeste** ( $Fd_1$ ). Los conglomerados y calizas (2) y los fangos y arcillas de Guadalajara (3 y 5) se correlacionan con la **Formación detrítica noreste** ( $Fd_3$ ).

Las lutitas y margas, arenas y conglomerados (7) y sus intercalaciones de calizas (8) y conglomerados (6) representan el tránsito lateral entre la **Formación detrítica noreste** ( $Fd_3$ ) 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 **Unidades inferior e intermedia** de CALVO y JUNCO (oo.cc.) debido a la homogeneidad vertical de las litofacies.

Las unidades cartográficas 9 y 10 de margas, margas yesíferas y calizas equivalen a la **Formación Blanca** (Fb).

La ruptura sedimentaria que se situa 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 11 equivale pues a los **Detríticos del Páramo** (Dp) y nuestras calizas 12 a las **Calizas de Páramo** (Cp).

#### 1.1.1. Arcosas y fangos arcósticos (1). Orleaniense-Astaraciense (Aragoniente)

Afloran en el tercio occidental de la Hoja muy recubiertas bajo las terrazas del río Henares.

En la Hoja de Marchamalo (20-20), colindante al oeste, se sitúan entre dos discontinuidades estratigráficas. Yacen discordante sobre los materiales del Paleógeno y se sitúan bajo las arcosas anaranjadas del Mioceno superior-Plioceno (13), mediante paraconformidad.

Hacia el este pasan lateralmente a las litarcosas y fangos de la Unidad de Guadalajara.

El espesor máximo deducido de la cartografía, en la Hoja de Marchamalo es del orden de los 120 metros. En la Hoja de Brihuega no deben sobrepasar los 40-50 metros visibles.

La unidad está formada por una alternancia irregular, de bancos de orden métrico a base de arcosas blancas y fangos arcósticos pardo-rojizos. Los niveles de arcosa tienen un tamaño medio de arena media a gruesa, en ocasiones microconglomerática. Son frecuentes los niveles de gravas con cantos de cuarcita, esquistos, gneises y pizarras así como de calizas y dolomías.

Desde el punto de vista petrográfico están formadas por cuarzo (40%), feldespatos dominante potásicos (25%), micas (5-10%), fragmentos de rocas metamórficas y carbonatadas (20%), siendo frecuente la epimatriz sericítica. Entre los accesorios destacan turmalina, granate y estaurolita.

Los niveles arenosos se presentan en cuerpos potentes (métricos) y extensos (decamétricos). Suelen tener la base ligeramente erosiva y abundantes cicatrices internas con depósitos de carga residual y sets de estratificación cruzada de gran escala en arena gruesa entre cicatrices.

Se interpretan como canales distribuidores, de baja sinuosidad, de aparatos deposicionales de tipo abanico aluvial. Es frecuente la presencia de carbonatos palustre edáficos a techo de los canales.

Estos materiales proceden del nor-noroeste y noreste (Área de El Vellón) situándose algunas de las zonas proximales de los abanicos en el ángulo noroeste de la Hoja 20-20 (Marchamalo).

Esta unidad se indenta con las Arcosas de Madrid que contienen las Faunas de Madrid y el Yacimiento de Paracuellos del Jarama de edades Orleaniense y Astaraciense (Aragoniente).

### 1.1.2. Calizas. Conglomerados calcáreos y limos calcáreos (2). Orleaniense Astaraciense (Aragoniente)

Aparecen muy cubiertas en el ángulo noroeste de la Hoja, en el valle del Henares y bajo los escarpes originados por el sistema de terrazas de dicho río.

Esta unidad se sitúa mediante discordancia angular sobre los materiales de la formación detrítico-carbonatada del Eoceno superior Oligoceno superior aflorantes en la Hoja situada al norte (21-19: Jadraque). Esta discordancia se puede observar perfectamente en la carretera de Humanes a Cogolludo, en la citada Hoja de Jadraque, a la altura del Km. 5, en la margen derecha del río Sorbe en las proximidades de la localidad de Razbona.

Para su estudio se ha levantado la sucesión de Cerro Alarilla (Hoja de Jadraque), donde se han medido 50 mts, aunque su espesor se estima superior a los 150-200 metros, ya que no se ha podido estudiar el muro.

En dicha columna está formada por una alternancia de limos y conglomerados. Los limos en el tercio inferior y superior de la sucesión están muy cementados por carbonato, contienen desde arenas finas hasta bloques dispersos y a veces niveles discontinuos de cantes alineados. Estos limos en parte muestran rasgos de un transporte en masa, por la presencia de terrígenos diseminados y flotando en su interior y en parte secundarios como sucede con la cementación, que llega a ser tan intensa que algunos niveles dan resaltos morfológicos, la presencia de niveles de cantes se puede interpretar como posibles remanentes de estos depósitos lavados y erosionados.

La mayor parte de los terrígenos diseminados en los limos están constituidos por arena media formada por cuarzo (15-20%), feldespato (5-7%) a fragmentos de rocas carbonatadas fundamentalmente calizas (45-50%) y algo de biotita. El cemento llega a ser hasta de un 30% y es de naturaleza carbonatada. Entre los minerales pesados dominan la turmalina (60%) y estaurolita (20%) además hay círcón, granate, rutilo, distena y apatito.

Los conglomerados están formados por fragmentos de calizas (50-55%), cuarcitas (35-45%), cuarzo (3-5%), areniscas (5-8%) y conglomerados (2-5%). Los cantes se encuentran sostenidos por una matriz de tamaños menores, limo y arcilla. A veces, localmente puede haber imbricación, pero lo normal es que estén desorientados. Algunos niveles de conglomerados tienen además granoselección negativa.

Los conglomerados en general están canalizados, las excepciones, que son escasas, tienen geometría de lóbulo, en uno de estos existen *climbing ripples* en uno de los extremos laterales de su sección transversa. Estos *climbing ripples* son de arenas finas y muestran la desaceleración y pérdida de viscosidad lateral de la corriente que transportaba los sedimentos que forman el lóbulo. Estos lóbulos solo presentan facies desorganizadas, a excepción del ejemplo que tiene *climbing ripples*.

Los canales son los que, además de tener la facies desorganizada, tienen imbricación. Esta imbricación que a veces es constante en sentido vertical puede ser el resultado de la acumulación de depósitos de *lag* en cuyo caso los canales pueden haber sido activos durante un período relativamente prolongado de tiempo.

Las facies desorganizadas las interpretamos como un transporte en masa tipo *slurry*. La coexistencia en el relleno de los canales de estas facies y la imbricación implica necesariamente la existencia de dos tipos diferente de flujo, uno tráctivo y, otro de alta viscosidad.

Al sureste de Humanes, en el cauce del río Henares, el techo de la unidad está formado por un potente paquete de calizas detríticas, con un espesor de 20-40 metros, entre las que se intercalan cuñas decimétricas a métricas de materiales terrígenos de tamaño arena. Son el equivalente lateral del tercio superior de limos carbonatados, de la sucesión de Alarilla.

Las calizas están formadas por cuarzo (10-20%), micrita (50-75%), esparita (15%) y arcillas (0-15%). Los terrígenos contienen cuarzo (20-30%), feldespato potásico (5-10%), fragmentos de esquistos y areniscas cuarcíticas (5-10%), fragmentos de rocas carbonatadas (0-40%), matriz calcárea (0-30%), matriz sericítica (0-30%) y cemento calcáreo (0-25%).

Se asimilan a depósitos de lagos-playa carbonatados muy someros.

En el techo de la unidad hay un brusco cambio en la sedimentación con entrada de terrígenos de diferente composición, que debe representar la ruptura sedimentaria intraaragoniense entre la unidad inferior y la unidad intermedia de JUNCO y CALVO (1983).

En conclusión, esta unidad en Alarilla se puede interpretar como facies relativamente proximales de un abanico aluvial. Este abanico tendría un sistema de canales distribuidores, que a partir de puntos de intersección pasarían a lóbulos (noroeste de Jadraque). El flujo sobre este abanico era muy variable, cambiando de corrientes tráctivas a corrientes viscosas (*slurry*). Los flujos viscosos también desbordarían ampliamente, lo que se refleja en los depósitos de transporte en masa que se identifican en los limos, y corresponden a las áreas entre los canales. Estos sistemas deposicionales pierden rápidamente energía hacia el techo, pasándose a facies de playas carbonatadas interlóbulos de abanicos.

Se datan como Aragoniense, probablemente Orleaniense-Astaraciense inferior.

#### 1.1.3. **Gravas, arenas, limos, arcillas y calizas (3). Conglomerados (4). Lutitas y fangos pardo-rojizos. Arenas, niveles de areniscas y calizas (5). Niveles carbonatados (6). Unidad de Miralrío-Guadalajara. Orleaniense-Astaraciense (Aragoniente)**

Todas estas litologías constituyen en conjunto la unidad de Miralrío-Guadalajara, en la que se han diferenciado las unidades cartográficas que encabezan este epígrafe.

Afloran extensamente en la mitad noroccidental de la Hoja formando las vertientes o cuestas de los Páramos calizos de la Alcarria. Suelen presentar una topografía alomada que se ve

interrumpida por resaltes estructurales de capas horizontales, cárcavas, barrancos y arroyos etc. A veces las vertientes están modeladas mediante glaciares de acumulación.

La unidad de Miralrío-Guadalajara está constituida por conglomerados, arenas, areniscas, fangos (limos y arcillas con arenas) y calizas más o menos arenosas. Tiene un espesor visible del orden de 280-300 metros.

En la cartografía se han separado diferentes unidades cartográficas.

- La unidad 3: Gravas, arenas, limos, arcillas y calizas se caracteriza por una mayor proporción relativa de los niveles detríticos sobre los fangosos y calcáreos. Aflora sobre todo en las proximidades del Henares y borde norte de la Hoja. Normalmente se sitúa por debajo de la unidad 5 a la que a su vez pasa lateralmente.

- La unidad 4: Conglomerados, se ha separado por tratarse de un nivel bastante continuo de 4 a 8 metros de espesor de conglomerados y arenas cementadas por carbonatos, que se sitúa en la margen izquierda del Henares y resalta por sus tonos blanquecinos.

- La unidad 5: Lutitas y fangos pardo-rojizos. Arenas, niveles de areniscas y calizas se diferencian de la unidad 4 por una mayor proporción relativa de los terrígenos finos y carbonatos.

- Se han separado en la cartografía los niveles carbonatos (6) formados por bancos de calizas más o menos arenosas y limosas de tonos rosados o asalmonados y blanquecinos entre los que se encuentran todos los pasos entre calizas palustre-edáficas y calizas de lagos playa carbonatadas.

Estas unidades se han estudiado en las columnas de Mduex y Ciruelos del Pinar.

La composición litológica y mineralógica es semejante en las litofacies comunes a los términos cartografiados.

Los cantos existentes en los niveles de conglomerados y depósitos de carga residual incluidos en las arenas son mayoritariamente de cuarcita y cuarzo y en menor proporción de esquistos, pizarras, rocas graníticas y calizas.

Las arenas son normalmente gruesas a medias y están compuestas por cuarzo (30-35%), feldespato potásico (10-15%), fragmentos de rocas cuarcíticas, esquistos, pizarras (5-15%), fragmentos de rocas carbonáticas (0-20%). Ocasionadamente presentan cemento calizo o dolomítico y/o matriz caolínica en proporciones de hasta el 40% y 10% respectivamente.

Entre los minerales pesados los más abundantes son: estaurolita (52-65%), granate (6-27%), turmalina (6-8%) y distena (9-12%) así como anastasa, círcón, andalucita y sillimanita.

Las arenas y gravas suelen llenar canales. Los canales suelen estar imbricados o aislados. Rara vez se distinguen estructuras como cantos imbricados o estratificación cruzada de barras o depósitos de carga residual. Se distinguen en ellos huellas de raíces y colores de hidromorfismo.

En Ciruelos del Pinar aparecen ocasionalmente *sheets* de arena fina sin estructuras.

Los fangos tienen coloraciones pardo rojizas y son dominanteamente limosos con alta proporción de arena y carbonatos. Algunas muestras de los limos más gruesos y arenosos revelan una composición a base de cuarzo (25%), biotita (10%), matriz calcárea (30%) y matriz serícítica (35%). La fracción arcillosa está formada por illita (55-60%), palygorskita (25-40%), caolinita (5-10%) y proporciones menores de clorita e incluso esmectitas.

Los fangos están normalmente muy cementados por carbonatos. Son frecuentes las huellas de raíces y los colores de hidromorfismo que se presentan en intervalos de hasta 15 metros de espesor o bien en horizontes, intercalados entre los limos no cementados.

Los carbonatos se presentan de forma de nódulos, interestratificados entre los fangos, entre arcillas o bien formando capas entre los fangos. Los niveles distinguidos en la cartografía (6) pueden alcanzar potencias del orden de 12-15 metros. Normalmente son calizas con terrígenos que se caracterizan por la ausencia de estratificación, aunque localmente aparecen lentejones decimétricos de calizas blanquecinas más puras. Suelen contener cuarzo y feldespato en tamaños de arena fina en proporciones de hasta el 30 y 10% respectivamente. Algunos niveles tienen arcillas (10-20%) y otros fragmentos de rocas dolomíticas ó esquistosas. Los carbonatos son micrita o dolomirita (60-80%) y esparita (0-20%). Hay grumos algáceos en la matriz debido a la acción de Algas Cianofíceas y en algunos niveles trazas de Ostrácodos. Se trata pues de fangos carbonatos interpretable en su mayoría como calizas palustres edáficas.

Las dos columnas levantadas, Muduex y Ciruelos del Pinar, se sitúan en posición marginal o de borde del sistema de abanicos aluviales que dió origen a estas unidades. Este carácter es más acusado en Ciruelos que en Muduex.

En conjunto la unidad de Miralrío-Guadalajara tiene una procedencia del N y NNE. En la columna de Muduex, y en apariencia, existen dos megasecuencias negativas, con tendencia a la disminución de la profundidad de los canales, aunque acompañada de un aumento en su densidad. Ambas podrían estar relacionadas con la evolución vertical de dos sistemas deposicionales de abanicos aluviales, o bien haber sido producidas por los desplazamientos laterales de las áreas de sedimentación activa.

En la columna de Ciruelos los grandes espesores de limos frente a la escasa proporción de canales podría explicarse en un contexto de posición distal o lateral de un sistema aluvial. La casi ausencia, en un intervalo de 190 m., de facies lacustres y de *sheets* que acompañen a la ausencia de canales nos inclina a interpretar estas facies como un sector lateral de un abanico más que como su frente distal, lo que se comprueba mediante la cartografía ya que inmediatamente hacia el este, estas facies pasan bruscamente a otras de procedencia NE y ENE.

Las calizas palustres edáficas y los fangos superiores deben interpretarse también en el mismo sentido, como depósitos de un sector lateral de un abanico aluvial.

En el yacimiento de 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).

En la Hoja 20-21 (Algete) el yacimiento de Henares 2 contiene resto de mastodon indeterminado, *Cainotherium* sp., *Armantomys* sp., *Megacricetodon collongensis*, *Heteroxerus* sp., *Lagopsis* cf. *peñai*, *Galerix* sp. y *Prolagus* sp. La edad de esta asociación corresponde al Mioceno medio como lo demuestra la asociación Mastodon-Armantomys que solo es posible en el Aragoniense medio superior. El hamster *M. collongensis* se encuentra sobre todo en la parte alta del Argoniense 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.

Por otra parte los yacimientos de Cendejas, situados en la Facies Blanca suprayacente, pertenecen al límite Aragoniense-Vallesiense. La edad de la Unidad de Miralrío-Guadalajara es pues Aragoniense (Orleaniense-Astaraciense).

#### 1.1.4. Lutitas y margas pardo-rojizas. Conglomerados, areniscas, calizas y yesos (7). Calizas. Calizas y margas (8). Unidad de Tendilla-Brihuega. Orleaniense-Astaraciense (Aragoniente)

Afloran en las laderas de los angostos valles de los ríos Matayeguas, Ungría y Tajuña, muy recubiertas bajo coluviones y afectadas por deslizamientos y desprendimientos. Los niveles carbonatados dan lugar a resalte estructurales cuando se trata de capas aisladas y a gargantas cuando son niveles masivos (Fuentes de la Alcarria).

Cambia lateralmente hacia el Oeste a la Unidad de Miralrío-Guadalajara. Sus términos superiores son equivalentes en parte de la Facies Blanca, con mayor profusión de carbonatos.

Esta unidad ha sido estudiada en la columna de Valdesaz.

La masa fundamental de la unidad está constituida por lutitas y margas pardo-rojizas. Frecuentemente presentan tonos asalmonados y blanquecinos.

En las partes bajas de las laderas del Valle del Río Tajuña está formada por arcillas, margas, arcillas con yeso, areniscas con cemento de yeso, areniscas, margas yesíferas y yesos. En el Valle del río Ungría y en las partes altas del Valle del Tajuña, sobre todo en su zona Norte y Este predominan las lutitas, margas, areniscas, conglomerados y calizas.

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 detritico.

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 chert (0-5%), matriz sericítica (0-15%) y cantes blandos arcillosos. Cuando se presentan cementadas el estudio microscópico revela una composición de cuarzo (25-55%), feldespato potásico (5-10%), fragmentos de rocas metamórficas esquistosas, pizarrosas y cuarcíticas (trazas-10%), fragmentos de calizas mesozoicas y oolitos (trazas-35%) y cemento calizo y/o dolomítico (30-50%). La mineralogía de pesados revela que la estaurolita es mayoritaria seguida del granate. También están presentes turmalina, distena, epidota, anatasia, 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.

Los yesos pueden estar formados por acumulación de numerosos cristales entre fangos, lo que es lo más frecuente, 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%).

En la cartografía se han diferenciado los niveles de calizas y calizas y margas (8) más potentes intercalados en la serie. En algunas zonas, como ocurre en Fuentes de la Alcarria puden llegar a formar paquetes de hasta 30-40 metros de espesor. Las calizas pueden presentar estructura homogénea, nodulosa o prismática, a veces son tobáceas y oncolíticas. En algunas zonas (Caspueña) alternan con margas blancas y se intercalan niveles de fangos húmicos con restos de Gasterópodos. Son micritas, biomicritas o biolititas formadas por micrita (85-99%) o dolomicrita (99%) y esparita (0-15%). Son frecuentes los peletoideos y grumos algáceos (Cianofíceas). Ocasionalmente hay restos de Ostrácodos y Characeas. En algunos niveles hay señales de pseudomofosis de calcita sobre yeso.

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 de yeso que pasan a niveles con mayor concentración de cristales o a yesos. Las secuencias formadas por tres términos comienzan con un nivel de detriticos 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 detritico. Los dos términos superiores es 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.

Los niveles potentes de calizas y margas calcáreas lacustres se depositan en lo borde del sistema deposicional correspondiente a la unidad de Miralrío-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 llenan canales que se presentan aislados o amalgamados entre arcillas, limas y arenas de llanura de inundación. 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.

Las facies canalizadas existentes en la mitad oriental de la Hoja no suelen presentar 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 del NNE-NE.

En conjunto la unidad debe interpretarse como perteneciente a una zona distal o lateral de un sistema aluvial húmedo procedente del N y NNE (Unidad de Miralrío-Guadalajara) en la zona de coalescencia con otro sistema deposicional de características semejantes provenientes 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.

Los levigados de los niveles margosos han proporcionado fauna y flora de escaso valor cronoestratigráfico: *Lampadis carbonae*, *Candonia bitruncata*, *Chara molassica*, *Planorbis* sp., *Paludina* sp., *Rhabdochara* sp., *Chara* sp., Ostrácodos indeterminados, algas Cianoficeas, etc.

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.

### **1.1.5. Calizas, margas y margas yesíferas blancas. Arcillas (9). Facies Blanca. Astaraciense sup-Vallesiense inferior**

Aparecen exclusivamente en la mitad occidental de la Hoja. Se sitúan en la parte alta de las vertientes de los Páramos bajo los resalte s estructurales originados por las calizas que coronan la unidad.

Sus términos basales pasan lateralmente a la parte alta de los fangos de Miralrío-Guadalajara. Hacia el este, los niveles superiores pasan a los términos calcáreos (10).

En el borde meridional de la Hoja 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 recristalizadas y presentan señales de posible epigénesis de sulfatos en calcita. Algunos niveles tienen apariencia estromatolítica y contiene Algas Cianofíceas. 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. 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 estaurolita (80%) y granate (8%), estando también presentes turmalina, circón, andalucita, sillimanita, distena y apatito.

En el valle del río Matayeguas existen algunas intercalaciones de fangos pardo-rojizos con cristales de yeso y areniscas también con yeso. Son el resultado del inicio de cambio de facies hacia el este a la unidad de Tendilla.

En el resto de la Hoja es decir en las partes altas de las vertientes del páramo que limita los valles del río Henares y río Badiel aflora una serie dominantemente calco margosa que destaca por sus tonos blancos al pie de las calizas que coronan la serie.

En este sector dominan las margas y calizas margosas blanquecinas, con pseudomorfos de evaporitas en la base, e incluso cristales de yeso. Microscópicamente están constituidas por micrita (85%-90%) y esparita (10-15%), algunas muestras son dolomictitas. Existen trazas de Ostrácodos y la calcita presenta señales de pseudomorfosis de sulfatos.

En conjunto la unidad se interpreta como depósitos de lagos-playa que evolucionan de salinos a carbonatados. Localmente, en este ambiente, desembocarían canales fluviales.

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

Su edad se establece en base por correlación cartográfica con facies equivalentes en la Hoja de Jadraque que contienen en su base yacimientos de microvertebrados del Aragoniense superior-Vallesiense basal. La edad del techo de la unidad está limitada por la del yacimiento de

Torija, situado en la **Red Fluvial Intramiocena**, sobre las calizas superiores de la Serie Blanca, que a continuación se describen y que data un Vallesiense inferior-medio.

#### 1.1.6. **Calizas con silex. Calizas y margas (10). Astaraciense superior-Vallesiense inferior**

Aflora extensamente por toda la Hoja. Yace sobre la Facies Blanca en los dos tercios occidentales de la misma y sobre las arcillas y areniscas de la Unidad de Tendilla-Brihuega en el tercio oriental.

Cambia lateralmente en su base a los términos superiores de la Facies Blanca, pasándose de las facies de playas carbonatadas del techo de esta unidad a sedimentos de charcas más o menos estabilizadas con depósito de carbonatos.

El techo de esta unidad cartográfica está limitado por una ruptura sedimentaria de orden mayor, presente en toda la Cuenca, posteriormente a la cual se depositan los materiales fluviales y fluvio-lacustres de la Red Fluvial Intramiocena de CAPOTE y CARRO (1968). Esta superficie está afectada por procesos de disolución y karstificación que se desarrollan sobre las calizas. Posteriormente, durante los tiempos del Plioceno superior y Cuaternario, se produjo el desmantelamiento de la cubierta sedimentaria de la misma, encontrándose hoy exhumada. Da lugar a la superficie de los Páramos de grandes sectores de noroeste de la Cuenca (Hojas 21-21: Guadalajara; 21-29: Brihuega y 21-19: Jadraque).

Tiene espesores comprendidos entre 15 y 80 metros. Las mayores potencias se encuentran en el borde suroriental de la Hoja. En el tercio oriental de la Hoja se detecta la presencia de delgadas intercalaciones terrígenas a base de arcillas y areniscas de la Unidad Tendilla-Brihuega.

En el borde sur de la Hoja afloran 20-22 metros de calizas dolomíticas con texturas de sustitución de evaporitas por carbonatos y nódulos de silex, 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. Ocasionadamente contienen además Algas Clorofíceas, Gasterópodos y Moluscos. Están formadas por micrita (79-90%) 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 psiolitos. En algunas muestras hay pseudomorfosis de yeso. El relleno de los canales son conglomerados y microconglomerados de calizas oncolíticas con Algas Cianofíceas y Gasterópodos.

Hacia el sureste de la Hoja aumenta espectacularmente el espesor de estas calizas alcanzándose los 80 metros de potencia en el sector de Romancos. En la base dominan las calizas margosas con alguna intercalación arcillosa, a las que siguen calizas oncolíticas y calizas tobáceas. Los 25-30 metros superiores son calizas microcristalinas lacustres.

El valle del río Ungría (Caspueñas-Valdesaz y Fuentes de La Alcarria) dominan las calizas micríticas, calizas dolomíticas oquerosas con texturas de disolución de evaporitas y nódulos de

sílex. Son raros los niveles tobáceos y existen algunas intercalaciones de margas arcillosas blanquecinas/asalmonadas. En los valles de los ríos Badiel y Henares tienen un espesor del orden de 20-25 metros. Son semejantes a las anteriores descritas dominando las calizas oquerosas con nódulos de sílex.

Microscópicamente son micritas (70-95%) más o menos recristalizadas que pueden contener proporciones variables de esparita (5-10%). En muchos niveles la recristalización suele ser irregular por disolución y pseudomorfosis de sulfatos. A veces aparecen trazas de cuarzo autigénico. Los niveles más micríticos pueden contener hasta un 30% de fósiles (biomicritas). Se ha reconocido la presencia de grumos y pisolitos algáceos, Otrácodos, embriones de Gasteróodos, Algas Cianofíceas y Clorofíceas.

Los levigados de los niveles margosos intercalados han proporcionado: *Candonia bitruncata*, *Ilyocypris*, *Hydrobia*, *Paludina*, *Planorbis*, Lamelibranchios y opérculos de Gasterópodos.

Esta unidad se atribuye al Aragoniense superior-Astaraciense superior-Vallesiense inferior a partir de las relaciones laterales con la unidad infrayacente o Facies Blanca (Yacimientos de Cendejas), a la que pasa lateralmente al menos en su mitad superior, y por la existencia en la Red Fluvial Intramiocena suprayacente del yacimiento de Torija que contiene un molar de carnívoro (*Proctictytherium crassum*) cuyo límite superior de edad no llega al Vallesiense superior.

#### **1.1.7. Arcillas y arenas. Calizas arenosas. Conglomerados (11). Red Fluvial intramiocena. Vallesiense**

Afloran exclusivamente en la zona centro meridional de la Hoja bajo las calizas de los páramos (s.s.). La superficie poligénica que se desarrolla sobre dichas calizas se encuentra muy desmantelada, por lo cual, los materiales de la unidad que nos ocupa, dan lugar a altiplanicies suavemente alomadas.

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

En su base se sitúa una importante ruptura sedimentaria de significado cuencal 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. MARTÍN (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 Alhondiga hasta las inmediaciones de Brea de Tajo.

Los estudios realizados por A. AMOR y G. MARTÍN (oo.cc.) en las dos bandas de conglomerados revelan una composición litológica global bastante homogénea. Predominan los materiales silíceos (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 sólo están presentes en los tamaños de gravas. Análogamente les ocurre a los cuarzos aunque se presentan con más frecuencia.

Estas bandas de conglomerados representan sistemas fluviales trenzados 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 desagua 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 de la Sierra de Altomira. Los paleocauces presentes en las inmediaciones de la localidad de Huerta de Valdecarábanos indican que también existen afluentes procedentes en los Montes de Toledo.

En la Hoja de Brihuega no dominan las típicas facies de conglomerados que rellenan canales *braided*. Sólo se ha observado la presencia de fracciones gruesas conglomeráticas entre Torija y Mojón Alto. Afloran arcillas pardo-rojizas, edafizadas, entre las que se intercalan niveles decimétricos de areniscas de grano medio a grueso y microconglomeráticas, que rellenan cuerpos de base plana o canalizados. Los niveles de calizas arenosas y arcillosas rosadas y rojizas son muy frecuentes en la parte alta de la unidad, tratándose de depósitos palustre-edáficos y palustre-lacustres. Presentan un espesor máximo de 15 metros.

Las areniscas están formadas por cuarzo (30-35%), feldespato potásico (15-20%), plagioclasa (0-5%), fragmentos de cuarcitas y esquistos (15-20%) y cemento calcáreo (30%).

Las calizas están constituidas por micrita (60-70%), esparita (15-25%) y granos de cuarzo (15%).

Predominan las facies de llanura de inundación en la que esporádicamente se instalaban charcas en la que se depositaron los carbonatos. La mayor abundancia de niveles de calizas hacia el techo indican que el régimen de encarcamiento local se hace más generalizado como preludio del depósito de las Calizas de los Páramos.

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 *Protictytherium crassum* en las facies de llanura de inundación de la Red Fluvial, en Torija. Este hiénido es característico del Aragoniense y está también presente en el Vallesiense, aunque no ha sido citado nunca en el Vallesiense superior y Turoliense. De acuerdo con estos datos debemos concluir que los sedimentos de la Red Fluvial tienen una edad Vallesiense inferior-medio (Zona MN9 de MEIN o zona H de DAAMS).

#### 1.1.8. Calizas (12). Calizas de los Páramos. Vallesiense-Turoliense

Sus principales afloramientos se sitúan al sur y sureste de Torija.

Regionalmente sobre esta unidad se desarrolla una superficie de erosión-acumulación, que localmente está tapizada por costras laminares. Da lugar a gran parte de las altiplanicies más elevadas del Páramo de la Alcarria. Representan el final del ciclo sedimentario de la Unidad superior de JUNCO y CALVO (1983) o UTS3 de GARRIDO et al (1980).

En la Hoja de Brihuega la superficie poligénica aparece muy desmantelada. Al sureste de Torija, las Calizas de los Páramos están afectadas por algunos pliegues de pequeña amplitud. PEREZ GONZALEZ (1982) realiza el perfil de la cantera de los Santos de la Humosa, situado en la Hoja de Algete (20-21). 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, con un espesor máximo de 6 metros, con conductos y huecos llenados 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 rocas con lastitos calcáreos y carbonatos blancos. Ambos contienen restos procedentes de la erosión de la *terra rossa* inferior.

En la Hoja de Brihuega las Calizas de los Páramos, tienen un espesor que rara vez sobrepasa los 5 metros, tan solo en las depresiones sinclinales (sureste de Torija) pueden conservarse potencias algo mayores.

Predominan las calizas micríticas y oncolíticas estratificadas en bancos de orden decimétrico. Son biomicritas y biomicritas oncolíticas con 75-95% de micrita, Ostrácodos, Gasterópodos, Lamelibranquios, Characeas y Algas.

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 al 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 medio subacuáticos tranquilos, lacustres, zonas pantanosas en desecación, medios palustres con brechificación litoral-lacustre y zonas pantanosas, respectivamente.

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 Algora (Turolense superior o Ventiense zona MN 13). Su edad es pues Vallesiense-Turolense. Las costras laminares fosilizan todos los depósitos sedimentarios y productos de alteración kárstica del Rusciniense y

Villafranquiense inferior en toda la submeseta meridional y tienen una edad próxima a los dos millones de años.

#### **1.1.9. Arcosas (13). Arcosas naranjas. Mioceno superior-Plioceno inferior**

Afloran exclusivamente en el ángulo noroccidental de la Hoja, muy recubiertas por las terrazas de la margen derecha de los ríos Henares y Sorbe, por lo que no ha podido ser levantada ninguna sección estratigráfica de detalle.

Para la descripción de esta unidad nos basaremos en los datos obtenidos en la vecina Hoja de Marchamalo (20-20) y en observaciones puntuales.

En dicha Hoja presenta un espesor próximo a los 150 metros y viene definida por una alternancia de fangos arcósicos y arcosas anaranjadas.

Son areniscas de grano grueso a microconglomeráticas, con granos angulosos de cuarzo (30-50%), feldespato potásico (10-30%), plagioclásas muy alteradas (0-5%) y, fragmentos de rocas (5-20%) (cuarcitas esquistos, gneises y granitos) y mica negra (0-5%). Entre los minerales pesados predominan la estaurolita y turmalina, estando presentes en proporciones menores, sillimanita, distena, andalucita, granate, apatito y monacita. Presentan una abundante matriz micáceo ferruginosa que proviene de la diagénesis de feldespatos, micas, fragmentos lábiles, etc.

Las arcosas se presentan llenando cuerpos canalizados, que son de dos tipos: los que en su interior permiten identificar estructuras primarias y los que son aparentemente masivos. Los primeros pueden interpretarse como depositados por una red fluvial con un modelo *braided*, mientras que los segundos, que están llenados por una facies de arena gruesa, masiva, con gravas sostenidas dentro de esa matriz y con posibles procesos edáficos a techo, corresponderían posiblemente a depósitos de canales trenzados con intermitencias en su funcionamiento que propiciarían la implantación en los sedimentos de procesos de carácter edáfico. Las direcciones de aporte son, en todos los casos, hacia el SSE.

Esta unidad y las lutitas y arenas rojas y ocres (14), que se describen en el apartado siguiente, se correlacionan cartográficamente con los materiales conglomeráticos situados discordantemente sobre las margas y arcillas que contienen el yacimiento de Arbancón de edad Valle-siense terminal (Hoja 21-19: Jadraque). La existencia de una fase erosiva intraventriense (Turoliense superior) y la presencia de materiales de las Rañas del Plioceno, que fosilizan estas unidades (13 y 14), nos lleva a asignarles una edad Mioceno superior (Turoliense superior)-Plioceno inferior.

#### **1.1.10. Lutitas y arenas rojas y ocres. Conglomerados de cuarzo y cuarcita (14). Mioceno superior-Plioceno inferior**

Afloran en el ángulo nororiental de la Hoja, muy cubiertas por depósitos de terrazas de los ríos Sorbe y Henares.

Esta unidad es cambio lateral de la parte superior de las arcosas naranjas (13).

En la Hoja de Marchamalo se ha levantado la columna de Málaga del Fresno en la que se han medido 60 metros de materiales muy variables litológicamente: conglomerados, areniscas, lutitas y niveles carbonatados.

Los conglomerados están formados por cantos de cuarcita y cuarzo con materia arenosa limosa rojiza.

Las areniscas están constituidas por cuarzo (20-45%), feldespato potásico (10-40%), fragmentos de rocas metamórficas (5-45%) y micas (5%). Como minerales accesorios destacan: estaurolita, granate y turmalina.

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

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

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

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

Los niveles canalizados se interpretan como depósitos de ríos de baja sinuosidad y se podrían relacionar con facies muy distales de abanicos de procedencia Norte.

La asignación de la edad de la unidad se hace a partir de las mismas consideraciones que las indicadas para las arcosas naranjas (13), en el apartado anterior.

## 1.2. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios mejor desarrollados son los correspondientes a las terrazas, llanuras aluviales o fondos de valle de los ríos Henares, Tajuña, Ungría, Badiel y arroyos afluentes. También tienen entidad los conos aluviales y conos de deyección depositados respectivamente sobre las terrazas del Henares y sobre los fondos de valle de otros ríos y arroyos. Otros materiales como los de los coluviones y depósitos de pie de talud son menos significativos, dependiendo su extensión, naturaleza y espesor de la evolución de las vertientes asociadas. Sobre el Páramo calizo de Jadraque se dan potentes depósitos de arcillas de descalcificación acumulados preferentemente en el fondo de dolinas y uvalas. Los glacis están bien representados

en la margen izquierda del Henares y en el valle del río Badiel. Asociadas a los manantiales existentes en el valle del Tajuña aparecen potentes depósitos de tobas calcáreas.

#### **1.2.1. Gravas y cantes poligénicos, arenas y arcillas arenosas, pseudomicelios, nódulos de carbonatos y costras calizas (15, 18, 19, 20, 22, 23 y 25 a 31). Terrazas del Henares. Terrazas indiferencias (21). Pleistoceno**

El río Henares ha construido a lo largo del Pleistoceno un elevado número de terrazas, habiéndose cartografiado 22 niveles en la vecina Hoja de Jadraque y 20 en la de Algete. En el área ocupada por la Hoja de Brihuega están representados 13 niveles, entre los 7-8 m y 120-125 m sobre el talweg actual del río, de los que sólo los tres más altos corresponden al Pleistoceno inferior y en el más bajo al Pleistoceno superior. Su espesor oscila entre 5 y 7 metros. Litológicamente se caracterizan por la escasa presencia de facies arenosas, predominando las gravas con estratificación horizontal con imbricaciones de cantes (Gm), planar (Gp) o con estratificación cruzada de surco (Gt). Las dos primeras (Gm y Gp) representan los depósitos de barras y formas del lecho, mientras que las facies Gt corresponden al relleno de Paleocanales que suelen tener dimensiones métricas.

Las gravas de las terrazas del Henares están constituidas mayoritariamente por cuarcitas, cuarzos y calizas, desapareciendo estas últimas en los niveles topográficamente más altos. El grano se agrupa mayoritariamente en la clase de 2 a 8 cms., situándose el centílo sobre los 25-35 cms del eje mayor de bloques cuarcíticos.

Las litofacies arenosas (S) son escasas y presentan texturas de arenas medianas a gruesas, que rara vez constituyen dunas arenosas (Sp), siempre con bajos contenidos en limo y arcilla. El porcentaje de limo-arcilla se ve incrementado localmente por los procesos de iluviacción de arcilla edáfica.

En la parte superior de los cortes de terrazas observados se concentran términos de llanura de inundación que dan lugar a litofacies Fl, según el código de Miall. Texturalmente están constituidas por arenas finas con limo-arcilla en porcentajes del orden del 30 al 40%. Su aspecto suele ser masivo aunque en ocasiones aparecen finas laminaciones o hiladas de gravilla.

La composición mineralógica de las terrazas del valle del Henares (PEREZ MATEOS y BENAYAS, 1963; ALEIXANDRE *et al.*, 1977) viene caracterizada por una asociación de minerales pesados en la que predominan la estaurolita (23% al 67%), turmalina (4% al 28%) y granate (1% al 22%); el cuarzo es mayoritario en los ligeros (60% al 84%), acompañado de feldespato potásico (2% al 15%).

Las terrazas más bajas se caracterizan por presentar suelos pardos fersialíticos y las medias y altas, suelos rojos fersialíticos. Los horizontes cárnicos, de variada morfología y consistencia (pseudomicelios, nódulos y costras) se encuentran desde las primeras terrazas, originándose como fases últimas de la pedogénesis.

La cronología de las terrazas del Henares está aún por determinar. En la cartografía se ha adoptado una división cronológica tentativa, en la que el nivel inferior se atribuye al Pleistoceno superior y los tres más altos al inferior.

También se han cartografiado algunos niveles de terrazas indiferenciadas (21) correspondientes a los ríos Tajuña, Badiel, Arroyo del Majanar y margen izquierda del Henares, cuya relación con el sistema principal de los grandes ríos es problemática en el ámbito de estudio de la Hoja. Las terrazas del Badiel y Tajuña presentan cargas de cuarzo y cuarcita con abundantes calizas, procedentes de la erosión de conglomerados y niveles carbonatados miocenos, siendo frecuentes los encostramientos calcáreos.

#### **1.2.2. Gravas, cantos y bloques calizos y cuarcíticos. Arenas y arenas limo-arcillosas. Glacis (16). Pleistoceno**

Las formas de glacis y sus depósitos asociados tienen su mejor desarrollo en la margen izquierda del río Henares y en las vertientes del río Badiel, situándose sobre la cuesta que enlaza el páramo calizo de la Alcarria con los valles fluviales. Están intensamente erosionados y disectados, presentando importantes variaciones texturales y de espesor en función de la posición de los restos conservados con respecto a las áreas fuentes de las calizas que forman la altiplanicie del Páramo.

Los afloramientos próximos a la raíz de los glacis, ubicados en la parte alta de la cuesta, tienen sedimentos poco o nada organizados, con bloques decimétricos y gruesos cantos calizos, tratándose de productos de deyección (*debris*) típicos de las partes apicales.

Los restos correspondientes a zonas medias y distales presentan texturas de gravas, a veces imbricadas, con arenas y limo-arcilla. Predominan las calizas subangulosas a las que acompañan cuarcitas, cuarzos y pizarras procedentes de la erosión del sustrato mioceno. Son frecuentes las cementaciones por carbonatos.

El espesor es muy variable, desde pocos decímetros a una docena de metros.

Soportan suelos pardo calizos, poco significativos de su edad debido a la intensa erosión hídrica que ha sufrido y sufre su superficie el aire.

#### **1.2.3. Tobas calcáreas (17). Pleistoceno y Holoceno**

Aparecen en el valle del río Tajuña, en los alrededores de la localidad de Brihuega.

Se trata de depósitos travertínicos en los que los carbonatos engloban y sustituyen a numerosos restos vegetales (juncos, cañas, etc.). Se presentan colgados en las vertientes del valle o en los cauces de algunos barrancos afluentes del Tajuña y relacionados con manantiales que brotan de los niveles calcáreos intercalados en la serie arcillosa del mioceno.

Están situados a diferentes alturas y algunos de ellos no son funcionales en la actualidad, estando interrumpida la formación de tobas, por lo que se les atribuye una edad pleistocena.

#### **1.2.4. Gravas y cantos poligénicos, arenas y arenas limo-arcillosas. Conos aluviales (24). Pleistoceno. Conos de deyección (35), coluviones y depósitos de pie de talud (36). Holoceno**

Se han distinguido dos clases de depósitos asociados a formas de conoide. Los primeros o conos

aluviales (24) son de mayor tamaño, con radios que pueden alcanzar 1 kilómetro de longitud. Se caracterizan por estar asociados a los sistemas de terrazas del Henares, de cuya erosión provienen y conectados a antiguas redes con flujos de cierta entidad. Contienen sedimentos gruesos, de la misma naturaleza que las terrazas y soportan suelos relativamente evolucionados pardo calizos o pardo fersialíticos. Por su posición morfológica tienen una edad Pleistoceno medio y superior.

Los segundos, o conos de deyección (35), tiene edad Holocena. Son más pequeñas, de mayor pendiente y están relacionados con barrancos y torrenteras. Sus depósitos suelen yacer sobre las llanuras aluviales o fondos de valle. La composición depende de la naturaleza de las áreas erosionadas, normalmente arcillas, areniscas, conglomerados y calizas miocenas. Texturalmente pueden predominar las gravas o las arenas, siendo lo más frecuente que abunden las arenas limo-arcillosas y limos con cantos dispuestos en hiladas.

La potencia de los conos debe ser muy variable, desde varios metros en el ápice a escasos centímetros en las zonas distales.

Los coluviones y depósitos de pie de talud (36) son formaciones superficiales recientes (Holoceno y subactuales) que tapizan los enlaces entre las diferentes formas del relieve. Sólo se han cartografiado los más significativos. Su origen es local, con escaso transporte y, por consiguiente, su litología y textura está muy influida por la de los terrenos infrayacentes. Se han cartografiado como depósitos de pie de talud las masas de materiales miocenos, despegadas y transportadas en los frecuentes deslizamientos de ladera existentes en el valle del Tajuña.

#### **1.2.5. Gravas y cantos poligénicos, arenas y arenas limo-arcillosas. Llanuras de inundación (32), barras aluviales (33) y lecho de canales (34). Holoceno. Fondos de valle (34). Pleistoceno superior-Holoceno**

Las formaciones superficiales que se describen en este apartado están relacionadas con la actividad permanente o semipermanente de los cursos de agua principales (Henares), o con el funcionamiento episódico o temporal de otros ríos, barrancos y arroyos.

En el río Henares se han diferenciado los depósitos de llanura de inundación (32), barras aluviales (33) y lecho de canales (34). Los depósitos de llanura están constituidos por arenas finas y muy finas, con elevada proporción de limo-arcilla cuyo espesor no sobrepasa los 2 metros. Cubren barras de gravas y soportan típicos suelos aluviales.

Las zonas de tracción activa actual o barras de gravas y las formas de lecho de canal están formadas por barras de gravas poligénicas sin apenas matriz.

Los fondos de valle (34) de los restantes cursos fluviales, arroyos y barrancos están normalmente constituidos por arenas finas y limo-arcilla con abundante materia orgánica, que se sitúan sobre gravas poligénicas o sobre arenas limo arcillosas con hiladas de gravas.

Los fondos de valle cartografiados sobre las calizas que constituyen el Páramo calizo, al noroeste de Brihuega, están constituidos por arcillas rojas con clastos calcáreos. Se trata

probablemente de una red antigua, actualmente colgada y encajada por epigénesis, cuya edad debe ser pleistocena.

#### **1.2.6. Limo-arcillas arenosas con cantos dispersos. Depósitos en superficie de los fondos de dolina (37). Holoceno**

La superficie del Páramo calizo y especialmente los fondos de las dolinas y uvalas existentes están cubiertos por limo-arcillas arenosas rojizas con cantos dispersos de caliza y algún sílex.

En las dolinas estos depósitos cubren potentes acumulaciones de arcillas de calcificación o *terra rossa*, derivadas del intenso proceso de karstificación-disolución que han sufrido las calizas miocenas del Páramo de la Alcarria, desde el Plioceno.

La *terra rossa*, debido a sus malas condiciones de drenaje, ha sufrido importantes transformaciones posteriores derivadas del establecimiento de condiciones reductoras-oxidantes que las han transformado en suelos hidromorfos. El espesor de arcillas de calcificación depende de las condiciones particulares de drenaje de cada dolina. Cuanto peor es el drenaje mayor es el espesor y los suelos son hidromorfos.

La potencia de las limo-arcillas superiores es siempre inferior al metro, mientras que la *terra rossa* puede alcanzar de 2 a 5 metros de potencia.

## 2. TECTONICA

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

PEREZ GONZALEZ (1982) señala que a menor escala aparecen pliegues que afectan a las Calizas de los Páramos y a las demás series miocenas.

Durante 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 Brihuega, 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. Estas estructuras se asocian a deformaciones producidas en régimen distensivo, en las que la cobertura se adapta a las fallas del zócalo.

En la Hoja de Brihuega existen escasos elementos estructurales significativos. Tomando como referencia el nivel de calizas que corona la Serie Blanca podemos indicar que en los materiales miocenos se observa una pendiente general de orden del 0,3-0,4% hacia el suroeste, al mismo tiempo que se configuran dos amplias cubetas sinclinales de dirección NE-SO. Estas cubetas son ligeramente disimétricas. El eje de la primera pasaría al este de Atazón y oeste de Brihuega. El de la segunda al este de Hita y Torre del Burgo.

Deformaciones menores, a base de pequeños pliegues de escasa amplitud y dirección dominante NE-SO se sitúan al sureste de Torija y afectan a la **Red Fluvial Intramiocena y Calizas de los Páramos**.

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 de la Cuenca y por el elevado número de terrazas (de 18 a 20) de los ríos Jarama y Henares.

### 3. GEOMORFOLOGIA

El territorio ocupado por la Hoja de Brihuega se sitúa en la Depresión o Cuenca de Madrid, distinguiéndose dos de las unidades fisiográficas tradicionales que la conforman: Altiplanicies del Páramo calizo y dominio de los Valles fluviales.

El Páramo calizo de la Alcarria meridional destaca sobreelvado de los reieves circundantes, con cotas de 1030 m a 963, en el ángulo SO de la Hoja. Este plano es para SCHWENZNER (1936), una planicie de corte y denudación postpóntica que él denominó *Mesetaflache*, M<sub>2</sub>. Para VAUDOUR (1979) la Alcarria es una superficie de corrosión kárstica poligénica, donde en la parte septentrional, más elevada, predominan los sectores denudados y en la meridional, más hundida, los procesos de agradación. PEREZ GONZALEZ (1982), interpreta la superficie del Páramo de la Alcarria como el resultado, al menos de dos procesos de erosión-acumulación, ocurridos durante el Plioceno superior, siendo las costras laminationes bandeadas y cultiacintadas con arenas limosas rosas y 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 la Raña de Somosierra.

Los procesos de disección y disolución pliocenos y posteriores han exhumado una superficie de erosión, previa a la instalación de la red fluvial intramiocena, quedando preservados los restos de la superficie de erosión-acumulación del Páramo de la Alcarria en algunos retazos ubicados al suroeste de Brihuega.

Sobre ambas superficies se desarrollan elementos morfológicos de interés como dolinas y uvalas de fondo plano, poco profundas y bordes suavizados, que pueden alcanzar ejes mayores del orden de 1 kilómetro. En su fondo, y debido a las malas condiciones de drenaje, originadas por la acumulación de arcillas de decalcificación, se dan zonas endorreicas y semiendorreicas.

Sobre la superficie exhumada aparece una antigua red fluvial meandriforme, no funcional actualmente, encajada por epigénesis y que queda colgada con respecto a los cursos actuales en los bordes de la superficie del Páramo.

Profundamente encajados en la superficie del Páramo de la Alcarria se sitúan los valles de los ríos Badiel, Ungría y Tajuña. Se trata de valles estrechos, con laderas de fuerte pendiente en las que se sitúan numerosos deslizamientos y cárcavas, escaso desarrollo de terrazas y aparición de depósitos tobáceos asociados a manantiales.

El dominio de los Valles fluviales es la otra gran unidad característica de la Hoja de Brihuega. Existen valles correspondientes a los ríos autóctonos, como los descritos en el párrafo anterior, cuyo origen y desarrollo se realiza en la Cuenca. El río Henares es alóctono y drena el tercio occidental de la Hoja.

El río Henares se caracteriza por su elevado número de terrazas, más de 20 en la vecina Hoja de Algete, y por el marcado carácter disímétrico de su valle, apareciendo los niveles de terrazas casi exclusivamente en su margen derecha.

En la cartografía geomorfológica se ha separado un grupo de niveles aluviales, designándolos bajo el nombre de Terrazas de Campiña, desde los niveles más bajos hasta la terraza de

+38-40 metros. Constituyen un territorio topográficamente deprimido, de amplitud considerable y bien conservado que está separado de las terrazas altas, más erosionadas y con mayor pendiente, por un brusco escalón.

En la ribera izquierda del Henares se desarrolla un importante complejo de glacis cubiertos y de acumulación (de 5 a 7 niveles), encajados unos en otros, situándose los restos más antiguos muy próximos al borde del Páramo calizo. Estos materiales cubren irregularmente la cuesta de enlace entre los valles actuales del Henares y Badiel y la superficie del Páramo de la Alcarria.

La morfogénesis cuaternaria se manifiesta también por construcción de formas erosivo-deposicionales de tipo conoide. Los conos aluviales mayores y más antiguos se disponen sobre las terrazas del Henares. Los menores se sitúan en la parte inferior de las vertientes de los valles autóctonos, sobre los depósitos de fondo de valle y están frecuentemente asociados a formas de cárcavas o *bad-lands* en su cabecera.

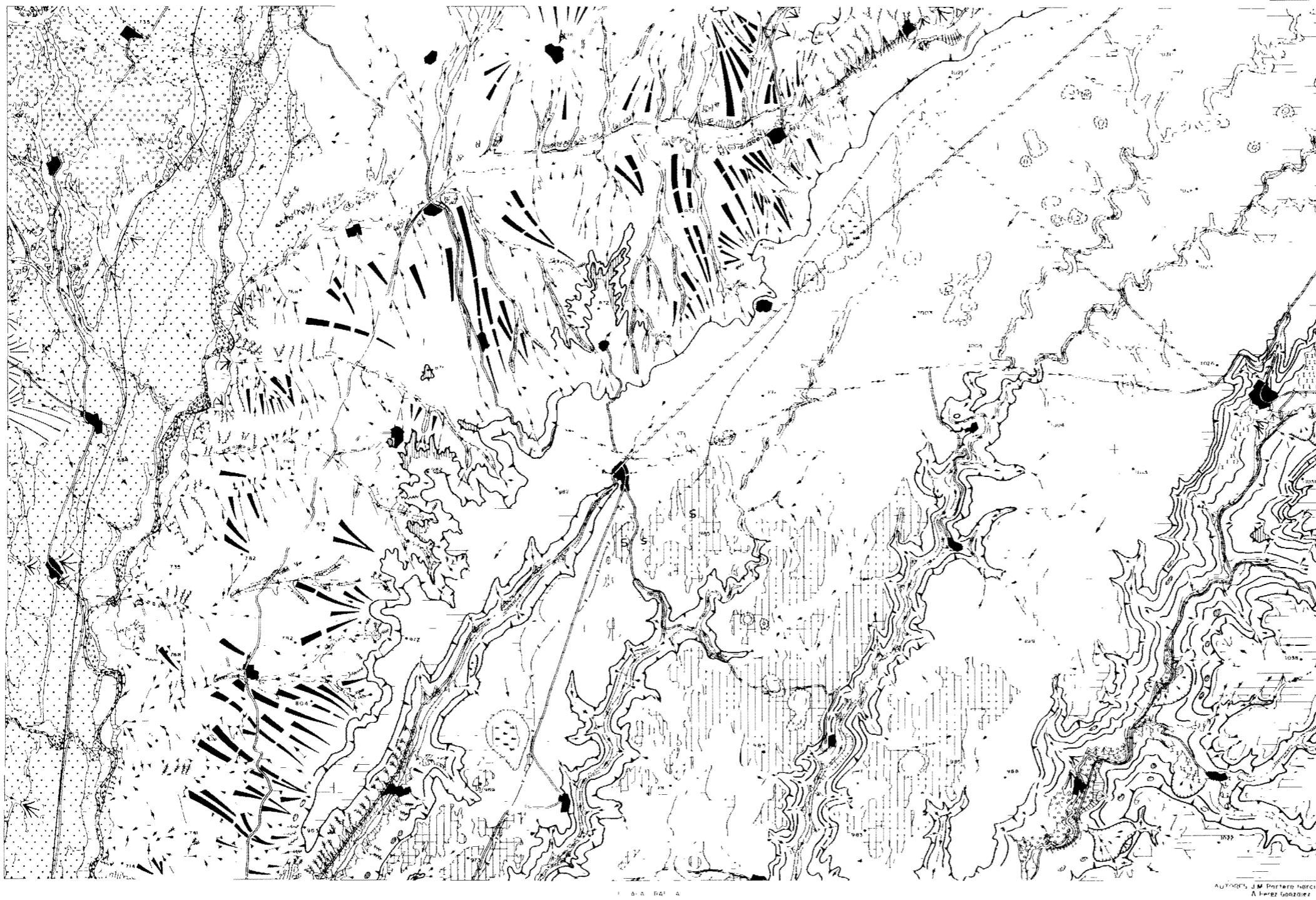
En cuanto a la actividad morfodinámica actual hay que señalar que la zona cubierta por las terrazas de campiña del Henares y las altiplanicies del Páramo constituyen zonas relativamente estables, si bien estas últimas se ven afectadas por procesos erosivos, de caída de bloques y deslizamientos, asociados a las vertientes de los valles de los ríos autóctonos, en las proximidades del escarpe morfológico del Páramo.

Son sin duda estas vertientes y la cuesta de la margen izquierda del Henares las áreas más inestables de la Hoja, en las que existen abundantes zonas con desarrollo de cárcavas y una importante incisión lineal de barrancos y torrenteras. Algunos conos de deyección y deslizamientos son activos, sobre todo el valle del Tajuña y del Arroyo del Valle de Torija.

# BRIHUEGA

511  
20-21

## MAPA GEOMORFOLOGICO



### LEYENDA

TOPOGRAFIA E HIDROGRAFIA	
	Altitud en metros
	Canales con flujo permanente, semipermanente, temporal o esporádico
	División de aguas. Hoces. Tajos
FORMAS FLUVIALES	
	Fondos de valle o vaguada
	Llanuras aluviales. Hoces. Tajos
	Conos aluviales, conos de desecación
	Glocis de acumulación
	Terrazos
	Terrazos de la cima/presa
	Tobos (Normalmente de cascada)
FORMAS POLIGENICAS	
	Vales colgados
	Deslizamientos del ladera
	Superficie de erosión acumulación del Paromo de la Alcarria de Guadalajara
	Superficie de erosión intramioceno exhumada
	Lomas y relieve/s residuales
FORMAS ESTRUCTURALES Y TECTONICA	
	Relieve en calizas
	Resalte estructural en calizas
	Estratificación horizontal o subhorizontal
	Plegues
FORMAS ANTROPICAS	
	Carretera
	Ferrocarril
	Núcleo urbano
	Conífera
MORFODINAMICA	
	Lectin y talud de los canales con flujo permanente. Barras de gravas
	Sucavamiento lateral
	Barrancos, arroyos con o sin cauces definidos
	Corcovas
	Coros activos
	Zona endorreica o semendorreica
	Caida de bloques
FORMAS Y SIGNOS GEOMORFOLOGICOS DIVERSOS	
	Dolino, uvalo
	Coluvión
	> 100 m. Taludes o escarpes del Páramo de la Alcarria de Guadalajara, de la superficie de erosión intramiocena, de los resaltes estructurales, de los glacis, de los terrazos y de las vertientes
	< 100 m.
	Pendiente < 5°
	Pendiente 5-40°
	Pendiente > 40°

#### 4. HISTORIA GEOLOGICA

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

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

La actuación de dichas fases dá lugar a la creación de umbrales anticlinales que separan amplias cubetas sinclinales relativamente aisladas en las que hubo sedimentación continental y/o transicional. Durante el Cretácico terminal-Paleoceno hasta Eoceno medio se depositan en la región potentes niveles de evaporitas en relación lateral hacia el norte y oeste con sistemas deposicionales de tipo abanico aluvial, que incorporan detríticos gruesos provenientes del desmantelamiento del Cretácico, Paleozoico epimetamórfico, gneises y granitoides, (Unidad paleógena de Uceda). Esto implica la existencia de áreas relativamente elevadas en el sector de Buitrago-Somosierra, en las que el Cretácico fué erosionado en su mayor parte (PORTERO y OLIVE 1983). La abundancia de yesos, que incluso se presenta en forma detrítica en los abanicos, supone una sobresaturación del medio en sales probablemente debida a la erosión de Triásico superior e incluso del 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 cobertura 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 desmanteladas y no aparezcan en los bordes septentrionales de la Cuenca.

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

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

Un momento de reactivación tectónica intraaragonesa (anterior a la zona MN6 de Paracuellos) de 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 Vallesiense basal), como el anterior y el que le sucede, tiene un marcado carácter de megasecuencia positiva en un modelo de sedimentación con evolución de facies proximales a distales desde los bordes al centro de la Cuenca y en la vertical; es decir centrípeto y endorreico (JUNCO Y CALVO 1983). Los sistemas deposicionales son múltiples y con procedencias variadas. Los sedimentos arcósicos de la Facies Madrid (Arcosas de Paracuellos, Hoja 20-21: Algete) proceden de noroeste. Las arcosas blanquecinas del Jarama (Hojas 20-20: Algete y 20-22: Alcalá) proceden del NNO (Macizos metamórficos, con granitoides de El Vellón, La Cabrera). Las litarcosas de Miralrío-Guadalajara tiene sus áreas fuentes en el norte, en las series epimetamórficas ordovícicas de Somosierra y en las formaciones gneúsicas de Hiendelaencina y Angón (Hojas 21-19: Jadraque; 20-20: Brihuega; 20-21: 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 debido a la degradación del relieve y a un cierto cambio climático hacia condiciones más áridas. El ciclo termina en la región con un depósito generalizado de calizas dolomíticas con sílex que coronan la Facies Blanca, sedimentadas en un ambiente palustre-lacustre de tipo mixto evaporítico-carbonatado. Este nivel carbonático da lugar a los Páramos o altiplanicies existentes en la Hoja de Jadraque (21-19) y a gran parte de ellos en las Hojas de 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 silex 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 aragonienses y vallesienses (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 Ventienense (Turoliense superior zona MN13) del yacimiento kárstico de Algora, debe limitar cronológicamente los depósitos lacustres de la Caliza de los Páramos (s.s.).

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

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

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

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

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

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

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 multiacintadas 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 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 generadas 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 la Raña en este sector del norte de la Cuenca de Madrid y condiciona la instalación de la red fluvial cuaternaria.

La actividad neotectónica cuaternaria, con desplazamientos verticales de grandes bloques, se patentiza por el elevado número de terrazas (20 o más) que presentan los ríos Henares y Jarama.

La evolución cuaternaria sigue un modelo de desmantelamiento 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 más 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 indican una aridificación climática desde el Pleistoceno inferior a nuestros días, pero es necesario encontrar un modelo preciso de influencia de ese cambio climático en el modelado del relieve de los valles fluviales.

## **5. GEOLOGIA ECONOMICA**

### **5.1. MINERIA Y CANTERAS**

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

En el sector situado al este de Brihuega y en el valle del río Ungría y Tajuña existen indicios de arcillas lignítosas de escasa importancia que fueron estudiados por DANTIN (1917).

Existen algunas canteras, la mayor parte abandonadas o con explotación esporádica que aprovechan los materiales calcáreos miocenos para la construcción (áridos, sillería, etc.).

En la margen derecha del Henares se extraen gravas de las terrazas de dicho río.

### **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 10). Esta unidad puede alcanzar espesores del orden de 70 metros en el este de la Hoja, presentando una alta permeabilidad primaria y por karstificación. Se comporta 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).

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 hidráicamente con los ríos.

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

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.

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



## 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.* nº5. pp. 7-29.
- ALBERDI, M.T. (1972).- El género Hippurion en España. Nuevas formas de Castilla y Andalucía. Revisión e Historia evolutiva. *Trab. Neog. Cuatern.* nº1. 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.*
- ALEIXANDRE, T., PEREZ GONZALEZ, A., PINILLA, A. y GALLARDO J. (1977).- Características mineralógicas del sistema fluvial Jarama-Henares. *Trab. Neog. Cuatern* nº6, pp. 9-17
- ALIA, M. (1960).- Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo. *Not. y Com. I.G.M.E.* nº56. pp. 125-162.
- ALIA, M., MARTIN ESCORZA, C. y PORTERO, J.M. (1973).- Evolución geotectónica en la Región de Ocaña (Toledo) durante el Neógeno y Cuaternario. *Bol. R. Soc. Española. Hist. Nat.* Tomo 71. nº1-2. 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. 237-225.
- BELLIDO, F., CAPOTE, R., CASQUET, C., FUSTER, J.M. NAVIDAD, M., PEINADO, M. y VILLA-SECA, C. (1981).- Carácteres 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. nº11. 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 la Hoja nº568 y 561: Alcalá de Henares y Pastrana. Escala 1:50.000 1ª Serie. IGME.
- CAPOTE, R. y CARRO, S. (1968).- Existencia de una red fluvial intramioica en la Depresión del Tajo. *Est. Geol.* Vol. 24. pp. 91-95.
- CAPOTE, R. y CARRO, S. (1971).- Mapa y memoria de la Hoja nº536: 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 nº583. 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.* nº67 pp. 159-162.
- CONCHA, DE LA, S. y BALLESTROS, S. (1963).- Mapa y memoria de la Hoja nº486: Jadraque. E: 1:50.000 1ª Serie. IGME.
- CRUSAFOUNT, M. y TRUYOLS, J. (1960).- El Mioceno de las Cuencas de Castilla y Cordillera Ibérica. *Not y Com. IGME* nº60. pp. 127-140.
- CRUSAFOUNT, 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. (1968).- 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, nº1. 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). *Cong. Intern. 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 PECHECO, 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 Alcalá de Henares (Madrid): Interpretación tectónica. *Est. Geol.* Vol. 35. pp. 599-604.
- MARTIN ESCORZA, C. (1979).- Discordancia angular intramiocena Fase Complutense (Graben de Madrid). *Tecniterra* 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. 187 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. Hist. Luso. Amer. Geol. Econom.* T. 1. Secc. 1. pp. 357-376.
- PEREZ MATEOS, J. y BENAYAS, J. (1963).- Contribución al estudio de la mineralogía de las terrazas del Manzanares, Jarama y Henares. *An. Edaf. y Agrch.*, T 22, pp. 453-463.
- 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.
- PORTEIRO, 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 géologie de la province de Madrid. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 2<sup>a</sup> 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. Pelont. y Prehist. Madrid. Junta Ampl. Est.
- ROYO y GOMEZ, J. (1926).- Sur la présence de marnes et de gypse paleogenas 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. Alcalá de Henares. 1<sup>a</sup> serie. IGME.
- SANJOSE, M.A. (1975).- Mapa y Memoria de la Hoja n°583: Arganda. E: 1:50.000. 2<sup>a</sup> serie MAGNA. IGME.
- SANJOSE, M.A. (1975).- Mapa y Memoria de la Hoja 584: Mondéjar. E: 1:50.000. 2<sup>a</sup> 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 región de Madrid*, pp. 5-390. Ed. Ophrys.

**INSTITUTO GEOLOGICO  
Y MINERO DE ESPAÑA  
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3**



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA