



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MONDÉJAR

Segunda serie - Primera edición



533	534	535	536	537	538	539
18-21	19-21	20-21	21-21	22-21	23-21	24-21
568	569	560	561	562	563	564
26-22	19-22	20-22	21-22	22-22	23-22	24-22
561	562	563		565	566	567
18-23	19-23	20-23	21-23	22-23	23-23	24-23
604-	605	606	607	608	609	610
624	19-24	20-24	21-24	22-24	23-24	24-24
629	630	631	632	633	634	635
18-25	19-25	20-25	21-25	22-25	23-25	24-25

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MONDEJAR

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por EPTISA, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores:

D. Pedro Martín Bourgón, Dr. Ingeniero de Minas, Supervisor del Proyecto
D. Carlos Campos Juliá, Ingeniero de Minas, Ingeniero Encargado.
D. Miguel Angel de San José Lancha, Licenciado en Ciencias Geológicas
(Cartografía, Fotointerpretación y Memoria).

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- muestra y sus correspondientes preparaciones,
- informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos,
- fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M. 9.793-1975

Imprime: Gráficas URPE, S. A. - Rufino González, 14 - 28037 Madrid

1 INTRODUCCION

1.1 MARCO GEOGRAFICO Y GEOLOGICO

La Hoja de Mondéjar se encuentra situada, desde un punto de vista geográfico, en la confluencia de dos grandes regiones naturales: al N. el borde meridional de la Alcarria, y al S. el límite septentrional de la Mesa de Ocaña. Ambas regiones están separadas por el valle del Tajo, y hacia el E. son limítrofes de un accidente geográfico de pequeña extensión, pero con gran entidad peculiar: La Sierra de Altomira. En consecuencia, la Hoja de Mondéjar presenta características propias tanto de la Alcarria (morfología tabular, ríos encajados), como de la Llanura Manchega (extensas rampas de erosión, amplias llanuras arcillosas, etc.) y de la Serranilla de Cuenca (morfología jurásica sobre materiales calizos plegados).

Geológicamente, la Hoja de Mondéjar está situada en el límite oriental de la cubeta central del Tajo, comprendiendo ya parte del cabalgamiento frontal de las cadenas celtibéricas de plegamiento. Presenta características propias, tanto de las regiones centrales de dicha depresión como de sus áreas de borde. Así, las monótonas litologías calcáreo-evaporíticas dan paso, hacia el E., a facies detríticas de variado origen, desde areniscas a brechas calizo-yesíferas, presentándose, asimismo, facies «intermedias» con minerales de neoformación. Ya en el borde oriental emergen del relleno

mioceno los pliegues cabalgantes de las calizas cretácicas de la Sierra de Altomira cobijando al Paleógeno detrítico-evaporítico.

1.2 ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS

De los estudios locales publicados sobre la Hoja de Mondéjar cabe destacar como más interesante el estudio hidrogeológico realizado para la central nuclear de Zorita, por COMA, J. E., y FELGUEROSO, C., en marzo de 1963, publicado en el mismo año por el I. G. M. E., y CAPOTE, R., y CARRERO, S. (1968). En zonas limítrofes son importantes los de SANCHEZ SORIA, P., y PIGNATELLI, R. (1967); MELENDEZ, F. (1969), y CAPOTE, R., y CARRERO, S. (1967, 1968, 1970, 1972). A éstos deben añadirse los numerosos estudios y notas publicados sobre la geología de la depresión terciaria de Castilla la Nueva, de los que cabe destacar, en una primera etapa descriptiva, los trabajos de PRADO, C. de (1864); FERNANDEZ NAVARRO, L. (1904, 1907 y 1914); HERNANDEZ PACHECO, E. (1913, 1914, 1915, 1921, 1923, 1926, 1928, 1932 y 1941), y ROYO GOMEZ, J. (1917, 1920, 1922, 1926 y 1929), además de los de ROMAN, F. (1922); HERNANDEZ PACHECO, F. (1924 y 1928), previos a la síntesis morfológica fundamental de SCHWENZNER, J. E. (1936).

Una segunda etapa, en parte solapada con la anterior, da comienzo con la publicación por el I. G. M. E. de la primera edición del Mapa Nacional 1:50.000 en zonas adyacentes (KINDELAN, J., y CANTOS, J., 1946; CASTELLS, J., y DE LA CONCHA, S., 1951). A partir de este momento se diferencian varias líneas especializadas de investigación. Así, precursores de esta nueva tendencia analítica son el estudio mineralógico de MARTIN VIVALDI, J. L. y col. (1953), y la primera síntesis bioestratigráfica de CRUSA FONT, M. y col. (1954). No obstante, el punto de partida de esta nueva etapa viene dado por las síntesis de RIBA, O. (1956, 1957), y ALIA, M. (1960), que dan lugar a importantes líneas de investigación que hoy continúan.

Así, el aspecto mineralógico-sedimentológico es estudiado por BENAYAS, J. y col. (1958, 1960); ALONSO, J. J., y col. (1961, 1964); MINGARRO, F., y MARFIL, R. (1966); RIBA, O., y col. (1969); HUERTAS, F., y col. (1970, 1971), y PEREZ MATEOS, J., y VAUDOUR, J. (1972). La bioestratigrafía se estudia por CRUSA FONT, M., y TRUYOLS, J. (1960); CRUSA FONT, M., y GOLPE-POSSE, J. M. (1971); PEREZ GONZALEZ, A., y col. (1970), y MOLINA, E., y col. (1972), mientras que la morfología es objeto de los trabajos de ASENSIO AMOR, I., y VAUDOUR, J. (1967); HERNANDEZ PACHECO, F., y col. (1969); VALIDOUR, J. (1969); PEREZ GONZALEZ, A. (1971); PEREZ MATEOS, J., y VAUDOUR, J. (1972, op. cit.); MOLINA, E., y col. (1972, op. cit.), y AGUIRRE, E., y col. (1972).

Deben mencionarse aparte los trabajos realizados a partir de 1967 por el Departamento de Geodinámica Interna de la Universidad Complutense,

entre los que se incluyen la cartografía a 1:50.000 de gran parte de la zona oriental de la cubeta central del Tajo (CAPOTE, R., y CARRO, S., 1967, 1968, 1970, 1971 y 1972), parcialmente publicada por el I. G. M. E., y una serie de estudios geofísicos (CADAVID, S., y HERNANDEZ, M. E., 1967; HERNANDEZ, M. E., 1972) y regionales (CAPOTE, R., y CARRO, S., 1968, 1970; MARTIN ESCORZA, C., y HERNANDEZ ENRILE, J. L., 1972; MARTIN ESCORZA, C., y col., 1973; ALIA, M., y col., 1973). Estos trabajos constituyen una base imprescindible para cualquier nueva investigación, habiendo sido en parte utilizados en la «Guía» de PEREZ REGODON, J. (1970), y en el Mapa de Síntesis a 1:200.000, Hojas núm. 45 (1971), 46 (1972) y 53 (1972), publicado por el I. G. M. E.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 INTRODUCCION

Los materiales que afloran en la Hoja de Mondéjar pueden integrarse en dos grandes conjuntos:

- a) Materiales calizo-evaporítico-detriticos marinos y continentales, cretácicos y paleógenos, formando parte del borde occidental de las cadenas celtibéricas, plegados y fracturados. Aparecen a lo largo del límite oriental de la Hoja.
- b) Sedimentos continentales detritico-calizo-evaporíticos, de origen glipogenético, deportados en una cuenca endorreica árida durante el Mioceno, y coronados por una serie detritico-caliza de edad incierta (Serie del Páramo: Mioceno Superior-Plioceno), depositada en ambiente fluviolacustre bajo condiciones climáticas y de drenaje muy diferentes a las de la serie inferior, pero aún no bien conocidas.

Tanto unos como otros se encuentran recubiertos por extensos depósitos cuaternarios, que comprenden suelos, depósitos coluviales y eólicos y diversos tipos de sedimentos de origen fluvial, que se desarrollan en los valles del Tajo y, en el ángulo NO. de la Hoja, del Tajuña.

2.2 LOS MATERIALES CRETACICOS

Los únicos afloramientos cretácicos de la Hoja de Mondéjar aparecen en el ángulo SE., emergiendo del recubrimiento mioceno en facies de borde, y en el barranco de Bujeda, algo más al N. En conjunto representan poco más de 6 Km² de materiales marinos calizos y margosos, con intercalaciones detriticas y dolomíticas, que culminan en una serie marino-continental, evaporítica, similar a las que en la región circumpirenaica se denominan «facies

Garum» o «Garumniense». La escasa extensión de los afloramientos y su falta de continuidad no han permitido obtener series estratigráficas para cada uno de los conjuntos en que puede dividirse, y que a continuación se describen:

2.2.1 Cretácico Superior marino (C₂)

Constituido litológicamente por calizas y/o dolomías en bancos, a veces arenosas, con intercalaciones de margas, areniscas, arenas y arcillas más abundantes hacia la base. Teniendo en cuenta las observaciones propias, y los datos de COMA, J. E., y FELGUEROSO, C. (1963); SANCHEZ SORIA, P., y PIGNATELLI, R. (1967); MELENDEZ, F. (1969); CAPOTE, R., y CARRO, S. (1970), y OLMO, P. del, y col. (1973), podemos establecer para este conjunto la siguiente sucesión estratigráfica a grandes rasgos:

- 1) Transgresiva y parcialmente discordante (MELENDEZ, F., 1969) sobre calizas y dolomías brechoides rojas del Jurásico, serie basal (15-20 metros de potencia), en «facies de Utrillas», comprendiendo arenas de grano fino, violáceas, rojas, amarillas y blancas, arcósicas, con niveles de conglomerados y cantos de cuarcita y cuarzo blanco dispersos. Presenta matriz caliza y, a veces, finas intercalaciones calcáreas que contienen fauna de lamelibranquios indeterminables (SANCHEZ SORIA, P., y PIGNATELLI, R., 1967). También pueden distinguirse niveles de pirita limonitizada y dos posibles «hard-grounds» intercalados.

El techo de este tramo evoluciona a margas arenosas y arcillosas y a arcillas pardas o verdes muy típicas.

- 2) 80-85 m. de, en la base, 10 m. de calizas tableadas arenosas o margosas rojas, rosadas y blanco-amarillentas, alternando con areniscas calcáreas blancas o amarillentas bien estratificadas, que hacia el S. pueden presentar niveles de arenas margosas (OLMO, P. del, y col., 1973). Siguen 50 m. de calizas dolomíticas y dolomías masivas, mal estratificadas, de color amarillo claro o pardo amarillento, a veces rojizo, con fauna inclasificable de Equinodermos y Pelecípodos (COMA, J. E., y FELGUEROSO, C., 1963). En el techo, 20-25 m. de margas azuladas o gris verdosas, carbonosas, amarillentas por oxidación, alternando con calizas margosas rosadas.

Estos dos últimos tramos, hacia el S. (OLMO, P. del, y col., 1973), evolucionan localmente a una serie de areniscas y arenas margosas, con numerosas intercalaciones lenticulares de calizas margosas y arenosas.

- 3) 40-60 m. de calizas y calizas arenosas, compactas y cristalinas, localmente dolomíticas, de color gris claro, blanco en corte fresco, dis-

tinguiéndose un tramo basal arenoso y oqueroso, bien estratificado, y uno superior cristalino y masivo, aunque en bancos netos (MELENDEZ, F., 1969). Presenta restos de Pelecípodos, Equinodermos, Valvulínidos, Ostrácodos y Aciculares (COMA, J. E., y FELGUEROSO, C., 1963).

Hacia el S. este tramo presenta un paquete basal de dolomías (6 m.), seguido de areniscas y arenas margosas con lentejones de calizas margosas (20 m.), terminando en un paquete calcáreo-dolomítico (30-35 m.) masivo que resalta en el relieve.

- 4) 15-20 m. de margas arcillosas blancas, salmón o violáceas, a veces arenosas, pasando en el techo a margas calcáreas y margocalizas gris verdosas. Con microfauna de Lacazinas. Pasa lateralmente, hacia el N. (CAPOTE, R., y CARRO, S., 1970), a calizas compactas pardogrisáceas, bien estratificadas y con alguna intercalación de margocalizas azuladas.

Como puede observarse, no obstante el carácter predominantemente masivo de este conjunto de materiales, existen abundantes intercalaciones detríticas de origen continental, más abundantes localmente al S. de la zona. Ello indicaría, por una parte, la proximidad de la costa, y por otra, la presencia de desembocaduras fluviales en puntos cercanos, dado el carácter de los aportes. En general, el medio es de llanuras intermareales parcialmente aisladas del mar libre mediante barcas costeras, en un clima cálido con estaciones húmedas (quizá tipo monzónico) y con un continente próximo muy peneplanizado.

2.2.2 Cretácico Superior continental: «facies Garum» (C₂T^A)

En la Hoja de Mondéjar aparece sólo representado en La Bujeda, sobre el borde oriental y en la cabecera del arroyo de San Isidro. Se caracteriza por la presencia de materiales de origen continental o salobre, depositados en marismas o lagunas costeras de escasa y discontinua comunicación con el mar libre. No obstante, existen materiales de origen masivo intercalados, a veces muy abundantes en detrimento de los de origen continental. Continuando la sucesión estratigráfica del Cretácico Superior masivo, tendremos:

- 5) Tramo inferior con predominio masivo y potencia muy variable, a expensas de los materiales evaporíticos continentales suprayacentes. Comprende, al N., 15-20 m. de calizas oquerosas, pasando lateralmente a brechoídes o masivas, muy recristalizadas, de color blanco, salmón o gris, y sobre ellas, 15 m. de margas y calizas de color gris verdoso (MELENDEZ, F., 1969).

Hacia el S., esta facies aumenta de espesor hasta 100-120 m. de calizas conglomeráticas en la base, pasando a calizas compactas

- pardoblanuzcas, mal estratificadas, con microfauna de Lacazinas, y encima una alternancia de tramos margosos y calzas lenticulares.
- 6) Alternancia de yesos sacaroldeos, blancos o parduzcos en bancos gruesos, con finos estratos intercalados de calizas micríticas y margas, de 0,50 m. de potencia, presentando fauna masiva de Pelecípodos, Gasterópodos, Ostrácodos, Miliólidos, Valvulínidos, Ophtalmídidos, Aciculares y alguna Lacazina. La potencia total puede oscilar entre 30 y 150 m., dependiendo, por una parte, del mayor desarrollo hacia el S. del tramo Inferior (5), y por otra, de la variable intensidad de la erosión previa a la discordancia basal del Paleógeno. Eventualmente los yesos sacaroideos pueden estar sustituidos por potentes tramos (hasta 20 m.) de margas y arcillas abigarradas, rojas y verdes, incluyendo los ya indicados niveles de calizas.

2.3 LOS MATERIALES PALEOGENOS

Aparecen ampliamente representados en el ángulo NE. de la Hoja, como prolongación meridional del anticlinal de Sayatón (Hoja de Pastrana), y en el SE., como un pequeño afloramiento cobijado bajo el cabalgamiento más occidental de la Sierra de Altomira, que se prolonga hacia el S. hasta los alrededores de Barajas de Melo (Hoja de Tarancón). Están constituidos por un conjunto detritico-evaporítico continental, en discordancia erosiva sobre el Cretácico Superior (no visible en la Hoja), y con alguna intercalación caliza. Esta formación comienza, al E. de la Sierra de Altomira (COMA, J. E., y FELGUEROSO, C.; SANCHEZ SORIA, P.; PIGNATELLI, R., 1967; MELENDEZ, F., 1969) por un conglomerado basal de 1 m. de potencia, de cantos de cuarcita y algunos de caliza bien rodados, de talla menor de 1,5 cm., pasando hacia arriba a una alternancia de areniscas pardo-amarillentas con margas y arcillas pardorojizas, a veces yesíferas, y esporádicas intercalaciones de calizas tobáceas y micríticas rosadas, compactas, con fauna banal de gasterópodos continentales. Este conjunto aparece en la Hoja de Mondéjar (con cerca de 700 m. de potencia), y en él se pueden distinguir los siguientes tramos, que corresponden en realidad a paquetes con mayor predominio margoso o arenoso.

2.3.1 Facies margosa (T_m)

Aparece aproximadamente en el centro de la prolongación meridional del anticlinal de Sayatón (COMA, J. E., y FELGUEROSO, C., 1963), al S. de Almonacid de Zorita, en el ángulo NE. de la Hoja, y está parcialmente recubierta por diversas terrazas y rampas cuaternarias, y por depósitos de tobas travertínicas. Comprende cerca de 400 m. de arcillas y margas pardorojizas predominantes, a veces con glándulas y niveles arrosetados, de yeso sacaroi-

deo blanco, y delgadas intercalaciones de margas grises yesíferas y de areniscas pardoamarillentas de grano fino, que se hacen más abundantes hacia el techo a la vez que aumenta el tamaño de grano.

2.3.2 Facies areniscosa (T_s^A)

Se encuentra al S. de Almonacid de Zorita sobre la facies margosa, y formando parte del flanco meridional del anticlinal de Sayatón, con cerca de 300 m. de potencia. También aparece en el ángulo SE. de la Hoja, como una estrecha franja cabalgada por el Cretácico.

Está formada por una alternancia rítmica de gruesos bancos de areniscas silíceas pardas de grano medio a grueso, con matriz arcillosa y cemento calcáreo, frecuentes niveles de microconglomerados y laminación oblicua o entrecruzada, con margas arcillosas pardorojizas o grises, a veces yesíferas. Los bancos de arenisca, a veces de hasta 10 m. de potencia, llegan a adelgazar hasta 0,10 m. en los alrededores del Cerro de La Boneta, dando lugar a un tramo intercalado de casi 100 m. de espesor, en el cual se hacen predominantes las margas rojizas o grises, arenosas o arcillosas, apareciendo bancos de hasta 1 m. de yeso sacaroideo blanco y algunas intercalaciones de calizas lacustres.

2.4 LOS MATERIALES MIOCENOS

Representan, junto con los diversos cuaternarios, la inmensa mayor parte de los materiales que aparecen en la Hoja. Discordantes sobre Cretácico y Paleógeno, su distribución horizontal obedece al esquema clásico de una cuenca endorreica árida, cual es la cubeta central miocena del Tajo. Así, la zona de «facies de borde» detríticas gruesas a finas corresponde, según la litología dominante en cada área-fuente local, con las facies «Madrid», «Toledo», «Guadalajara» y «Alcarria» (BENAYAS, J.; PEREZ MATEOS, J., y RIBA, O., 1960), enlazando con depósitos gruesos en la base de los relieves del área-fuente (MINGARRO, F., y MARFIL, R., 1966). Las «facies intermedias», detrítico-calizo-evaporíticas con minerales de neoformación, correspondían a las «facies blancas» de estos autores, con sílex, sepiolita, etc. Por último, las «facies centrales» evaporíticas tendrían su equivalente en la «facies Vallecas» o en la «facies gris».

Este esquema, unido al hecho de que movimientos verticales relativos de los marcos montañosos o áreas-fuente respecto a la cuenca pueden dar lugar a ciclos en los que las facies «avancen» o «retrocedan» con respecto al eje de la cubeta, permite obtener una idea bastante concreta de las circunstancias sedimentarias que han intervenido en la configuración litológica del Mioceno de la Hoja de Mondéjar, tal y como hoy puede observarse. En ella, la existencia de un área-fuente local de sedimentos (afloramientos

cretácico-paleógenos de la Sierra de Altomira) ha dado como resultado la aparición tanto de facies de borde como de intermedios y centrales, que se interdentalan entre sí delimitando un ciclo o serie basal, detrítico-evaporítico, sobre el cual aparecen facies intermedias con diverso desarrollo y características, coronadas por la serie del Páramo, que señala un último ciclo de colmatación definitiva de la cuenca, situándose transgresiva incluso sobre los materiales del área-fuente local de la Sierra de Altomira.

Así pues, podemos distinguir:

2.4.1 Serie basal

Comprende facies de borde areniscosas, por influjo del Paleógeno detrítico del NE. de la Hoja, o brechoides calcoyesíferas, del Cretácico Superior del SE., que pasan a las facies centrales evaporíticas mediante intercalaciones de margas yesíferas verdes tipo «peñuela». Su potencia total oscila entre 100-120 m. al O. de la Hoja, pasando a 120-150 m. hacia el NE. Incluye las siguientes facies:

2.4.1.1 Facies evaporítica central ($Ty_{c12-c11}^{Ba^3-Bb}$)

Aparece bien desarrollada en toda la mitad occidental de la Hoja, especialmente en los alrededores de Estremera y al S. de Driebes, aflorando también en el fondo del valle del Tajuña, cerca de Ambite.

Litológicamente comprende una monótona sucesión de yesos masivos grises con niveles de yesos especulares y delgadas intercalaciones de margas yesíferas gris verdosas. Eventualmente pueden aparecer tramos verdosos, azulados o violáceos, cargados de sales sódicas y magnésicas. Las diaclasas suelen estar llenas de yesos especulares o fibrosos, de neoforrmación.

La resistencia a la erosión de este tramo hace que sobre él se constituyan plataformas erosivas, con abruptos escarpes en los valles.

2.4.1.2 Margas yesíferas verdes ($Tm_{c12-c11}^{Ba^3-Bb}$)

Se presentan como intercalaciones dentro de los yesos masivos, tanto más abundantes cuanto más hacia el E., llegando a existir incluso en la parte baja de las facies intermedias suprayacentes. Uno de estos niveles, muy constante, se desarrolla a lo largo de toda la Hoja, marcando el límite de separación serie basal-facies intermedias y acuñándose a la altura del p. k. 50 de la carretera Madrid-Estremera, cerca del límite occidental de la Hoja. En este punto presenta delgadas intercalaciones de calizas amarillentas oquerosas y una potencia total de 8-10 m.

La potencia de estos paquetes aumenta hacia el E. en detrimento de la

de los bancos de yesos masivos. Así, en Brea de Tajo, bajo las facies intermedias que resaltan morfológicamente como gruesos bancos de yesos pardos sacaroideos, aparecen cerca de 50 m. de margas verdes tipo «peñuela», con impregnaciones ferruginosas y nódulos de yeso blanco sacaroideo más abundantes en un nivel intermedio y hacia la base, que algo más al S. ya está constituida por los típicos yesos grises masivos. Parecidas circunstancias aparecen en la carretera de Estremera a Illana, donde, a 3 Km. de Estremera se corta dicho nivel de separación, presentándose los yesos masivos bajo las terrazas del Tajo. Siguiendo la carretera en dirección a Illana se observan varios paquetes alternantes de margas yesíferas gris-verdosas, con yesos glandulares blancos, y de yesos masivos grises, cada vez más margosos, que destacan por erosión diferencial en el Cerro de Santiago. Esta sucesión desaparece rápidamente en los alrededores de Illana, dando paso a las brechas calcoyesíferas rosas y asalmonadas de borde.

Otro tanto puede observarse sobre ambas márgenes del Tajo, hacia el N., en los alrededores de Almoguera y de la Central de Almoguera, la alternancia de margas verdes y yesos masivos en gruesos paquetes deja paso a intercalaciones cada vez más frecuentes de limos arenoso-yesíferos calcáreos de color rosado, coincidiendo dicho paso con la presencia de delgados niveles de calizas oquerosas, dolomíticas y margas blancas.

2.4.1.3 *Facies salmón* [$T_{c12-c11}^{p_2, 3, b_2}$]

Tanto en el SE. de la Hoja, en los alrededores de Illana, como más al N., a lo largo del arroyo de San Isidro, y en los alrededores de Almoguera y del Salto de Almoguera se observa, como ya se ha indicado, la presencia de una facies de color rosa salmón o rojizo. Esta facies, muy característica, es común a la serie basal y a las facies intermedias, representando la zona de tránsito a facies de borde, donde la influencia del área-fuente local de sedimentos (Sierra de Altomira) ya es considerable.

Así, mientras que en Illana la parte correspondiente al tramo basal de esta facies comienza con intercalaciones de margas pardorrojizas, pasando a alternancias de margas con margas limosas y arenoso-rosadas, y lentejones cada vez más frecuentes de brechas calcoyesíferas rellenando paleocanales de pequeña talla, en los arroyos del Puente de la Vega y de San Isidro las alternancias de yesos masivos y margas verdes pasan «lecho a lecho» a una alternancia de margas limoarenosas yesíferas, con bancos de yesos blancos nodulares, sacaroideos, a veces masivos especulares. En La Atalaya, cada vez más margosas cuanto más hacia el E., hasta llegar a presentar los niveles brechoideos antedichos.

Más al N., en el Salto de Almoguera, alternan paquetes de limos arenoso-yesíferos calcáreos salmón con margas yesíferas rosadas, y tramos margoso-yesíferos y calcáreos verdes o azulados. Intercalados, aparecen también allí

paquetes de areniscas pardas y limolitas arenosas que pertenecen ya a la facies de borde areniscosa del NE. En este punto llegan a existir también (lo mismo que en todos los de cambio de facies de borde a centrales) niveles de calizas tableadas, nodulosas o arenosas, blancas o color salmón.

2.4.1.4 *Facies de borde areniscosa* ($T_{c12-c11}^{Ba^3-Bb}$)

Aparece al NE. del Salto de Almoguera, hasta el límite N. de la Hoja, pasando a la de Pastrana (CAPOTE, R., y CARRO, S., 1968) como un conjunto de areniscas y margas procedentes de la erosión del Paleógeno detrítico, sobre el cual se apoyan en discordancia.

Litológicamente, y como puede observarse en Zorita de los Canes o en el p. k. 89 de la carretera de Mondéjar a Sacedón, se trata de una alternancia de areniscas pardoamarillentas, con laminación entrecruzada, de grano fino o medio, con matriz arcillosa y cemento calizo poco consistente, con lentejones esporádicos de conglomerados o microconglomerados, en bancos de 0,30-1,5 m., y margas pardas o pardorrojizas, que hacia la base presentan glándulas y nódulos de yeso blanco.

El contacto de esta facies con el Paleógeno es mediante una discordancia angular, que en otros puntos se ha indicado como progresiva (COMA, J. E., y FELGUEROSO, C., 1963; CAPOTE, R., y CARRO, S., 1968). No obstante, si existe discordancia progresiva intramiocena entre esta facies y las brechas de borde de las facies intermedias suprayacentes, como puede observarse al N. de Cabeza Gorda, sobre el borde oriental de la Hoja. La discordancia entre Paleógeno y facies basal areniscosa miocena puede observarse, en el Arroyo de Madre Vieja, 1 Km. al E. de Zorita de los Canes, y en el Cerro de la Boneta, algo más al S.

El único contenido orgánico que se cita para esta facies son talos y oogonios de caráceas (COMA, J. E., y FELGUEROSO, C., 1963).

2.4.2 *Facies intermedia*

Aparecen sobre el ciclo detrítico-evaporítico basal como prolongación de las facies que en el borde noroccidental de la cubeta central del Tajo. (Hojas de Getafe, Aranjuez, Toledo) presentan abundantes minerales de neoformación en su tránsito a facies de borde detríticas.

Se caracterizan por su gran variabilidad litológica, distinguiéndose términos tanto calcáreos como detríticos y evaporíticos. Así, en la Hoja de Mondéjar predominan los términos evaporíticos, pasando hacia el E. a facies detríticas brechoides, en contacto con el área-fuente local de la alineación mesozoico-paleógena de Altomira. La rapidez de dicho paso no ha permitido diferenciar facies con minerales de neoformación, que un estudio minucioso a mayor escala seguramente pondría en evidencia.

Así pues, tenemos:

2.4.2.1 *Facies intermedia central* (Tm_{c11}^{Bb-Bc})

Es la que ocupa mayor extensión dentro de la Hoja, dando lugar a escarpes que resaltan morfológicamente, sobre todo en los alrededores de Estremera, Brea de Tajo, Driebes y Legamiel. Más al E. (Illana) y al N. (Mazuecos, Almoguera) el escarpe fundamental se mantiene, pero la morfología se complica en una sucesión de cornisas y plataformas, debido a los cambios de facies que afectan tanto a las facies intermedias como a la serie basal infrayacente.

Comprende una monótona sucesión de yesos pardos microcristalinos y yesos margosos blancos, con una potencia de 80 m. (al O.) a 200 m. (al E.), siendo la media de 120 m. Presenta nódulos dispersos de sílex de pequeña talla, más abundantes en la zona norcentral, y en el techo aumenta la proporción de niveles margoyesíferos, dando paso a un tramo de margas blancas deleznables, a veces yesíferas, y calizas margosas blancas o grises claras, compactas, a veces nodulosas, que se inicia, al O., en el valle de Valdeolmeña, y al N., en los escarpes fallados del p. k. 73,500 de la carretera de Mondéjar a Sacedón. Esta facies calcárea se prolonga extensamente hacia el O., dentro de la Hoja de Arganda, mientras que hacia el E. no aparece como tal conjunto, salvo algunas intercalaciones de calizas margosas y arenosas que aparecen al E. del Salto de Almoguera (cerro Perezoso), con niveles de margas gris verdosas ($Tm_{c12-c11}^{Ba-Bb}$), las cuales pueden dar lugar a extensos lentejones en la base de esta facies, como se observa al NO. de Illana, y en los escarpes de Driebes y Mazuecos.

También es característica de esta facies la presencia, delimitando el escarpe morfológico de Driebes, de gruesos bancos (1-2 m.) de yeso cristalizado, en macías paralelas entre sí, pero perpendiculares a los planos de estratificación. Los bancos pueden tener allí 15-20 m. de potencia, aislando entre ellos pequeños niveles de margas grises o verdosas, y poseen una considerable extensión superficial.

2.4.2.2 *Facies de sílex* (Tx_{c11}^{Bb-Bc})

Dentro de la facies anteriormente descrita que, como ya se indicó, presenta nódulos de sílex dispersos, existe una zona en la cual no sólo la concentración de dichos nódulos es mayor, sino también su tamaño, oscilando entre el decímetro y el metro cúbicos, e incluso sobrepasando este volumen. Esta zona, de contornos difusos, representa no obstante un nivel muy típico que se sigue perfectamente desde Brea de Tajo hasta Albares, donde, y en dirección al N., aumenta espectacularmente el número y tamaño de los bloques que, a lo largo de la carretera de Albares a Pozo de Almoguera, dan lugar a extensos peñascales, con bloques oquerosos de hasta metro y medio de diá-

metro que se disponen caóticamente en el paisaje. Los bloques, por lo general están constituidos por sílex de textura arenosa, de color blanco o azulado, sin zonalidad, mientras que los nódulos pueden ser de tipo calcedonia, zonales, a veces con geodas centrales.

Esta subfacies, pues no es sino tal, deja paso hacia el techo a tramos de yesos microcristalinos y margoyesíferos con calizas margosas intercaladas, como ya se han descrito con anterioridad, salvo allí donde la serie del Páramo la afecta transgresivamente.

2.4.2.3 *Margas pardorojizas oscuras (T_{c11}^{Bb-Bc})*

Marcando el límite de separación serie basal-facies intermedias aparece a lo largo de toda la Hoja, en relación con el nivel muy constante de margas yesíferas verdes que ya hemos descrito (2.4.1.2), un delgado paquete de margas y arcillas pardorojizas, oscuras, eventualmente arenosas, con frecuentes impregnaciones de hierro y, en algunos casos, con niveles yesíferos rojizos.

Estas margas, en principio constituyéndose como nivel guía de separación entre las facies intermedias y su substrato (serie basal), se intercalan en capas de 2-3 m. de potencia entre los bancos de yesos microcristalinos pardos del límite entre la facies intermedia central y la facies salmón, en las proximidades de Leganiel e Illana, y en general en todo el SE. de la Hoja. Así puede observarse, a lo largo de la carretera que parte del límite inter-provincial Cuenca-Guadalajara hacia Barajas de Melo, por Leganiel, que sobre los yesos masivos basales aparece un potente tramo de margas gris-verdosas, yesíferas, con intercalaciones de margas rojas y pardas oscuras en el techo, sobre ellas un grueso banco de yesos blancos, un nuevo tramo de margas grises y rojizas, y, por fin, los yesos sacaroideos pardos, con nódulos de sílex (Leganiel) tan típicos de la región.

Dos kilómetros al O. de Illana esta alternancia es muy patente, entre margas pardorojizas, oscuras, y yesos margosos pardos, dando paso rápidamente a las facies color rosa salmón. Hacia el N., en cambio, el tránsito yesos pardos-facies salmón se verifica directamente, y lo mismo ocurre si ascendemos en la serie de yesos hasta niveles superiores (Cerro de La Atalaya).

Así pues, esta facies marca el tránsito lateral entre la parte inferior de la facies intermedia central, de yesos microcristalinos pardos predominantes, y las facies calcoyesíferas brechoides color salmón, de borde.

2.4.2.4 *Facies salmón*

Esta facies, común a las facies intermedias y a la serie basal, ya ha sido descrita en lo que concierne a esta última (2.4.1.3), por lo cual pasaremos a estudiarla en sus relaciones con el ciclo superior, de facies intermedia.

En Illana, las intercalaciones de margas pardorojizas oscuras dan paso hacia el E. a una alternancia de margas limosas y arenosas rosadas. En ellas, y a la altura de Illana, aparecen cada vez con mayor frecuencia lentejones de brechas calcoyesíferas, rellenando pequeños paleocanales. Los cantes son de yeso de hasta 10 cm. de talla, o de calizas mesozoicas, un poco más pequeños, siendo cada vez más abundantes hasta llegar a constituir, 1 Km. al este del pueblo, una masa de conglomerados brechoídes muy heterogéneos, con matriz margolimosa rosada y con esporádicos niveles de margas.

En cambio, al N. de Illana (Cabecerrillo) son los yesos pardos y blancos y las margas grises y blancas las que pasan directa y paulatinamente a facies rosadas y, por fin, a brechas rojizas bajo el Llano de la Oliva.

Como puede observarse, el tránsito en cualquier caso es muy rápido, verificándose el paso total a facies de borde en poco más de 2 Km. Ello nos indica el carácter local de la Sierra de Altomira como fuente de sedimentos glipto-genéticos continentales, con relativamente escasa importancia frente al Sistema Central.

2.4.2.5 Brechas de borde (Tg_{c11}^{Bb-Bc})

La facies salmón pasa lateralmente, tanto al E. de Illana como, más al N., bajo los páramos de la Muela y Cabeza Gorda, a una masa de brechas calcáreas polígenicas cementadas, rojas oscuras, mal estratificadas, con clastos muy heterométricos, que se llegan a superponer en discordancia sobre las calizas cretácicas de la Sierra de Altomira, presentando allí una mayor selección, con niveles intercalados de caliza brechoide, como se ve en el cruce de la C-200 con la local a Saceda-Trassiera. Esta facies, ampliamente representada a todo lo largo de la Sierra de Altomira, ha sido interpretada hasta la fecha unas veces como paleógena, otras como miocena y las más como pliocena, ya que recubre discordantemente a una espléndida superficie de pedimento o rampa erosiva, que decapita los pliegues más occidentales de la alineación de Altomira, respetando sólo los pliegues orientales, sobre uno de los cuales se encuentra el vértice Altomira y su castillo, que dan nombre a la Sierra y, por extensión, a la alineación estructural.

Queda pues aquí demostrada la edad miocena de estas facies, pero, no obstante, subsiste la duda en lo referente a si afectan o no a la serie del Páramo. Dado que en la Muela, sobre dichas brechas aparecen 15 m. de arcillas versicolares, arenosas y rojizas y, sobre ellas, calizas tipo «Páramo», asimismo rojizas, podemos suponer que, debido a la casi total ausencia de energía erosiva en las áreas-fuentes durante el depósito de las «Calizas del Páramo», de existir, en ellas la facies brechoide se situaría directamente en el contacto con el relieve marginal

2.4.3 Serie del Páramo

Está formada por un conjunto de materiales de origen fluviolacustre, detrítico-calizos, constituyendo un ciclo sedimentario cuya base se deposita en clara discordancia erosiva sobre las facies intermedias (CAPOTE, R., y CARRO, S., 1968). Sus afloramientos se distribuyen principalmente en la región NO. de la Hoja, y también al SE. como afloramientos discontinuos conservados en las proximidades o en contacto con la Sierra de Altomira.

Se puede distinguir:

2.4.3.1 Serie detrítica basal (Ts_{clz}^{Bc})

La existencia de materiales detríticos fluviales bajo las «Calizas de los Páramos» es un hecho conocido desde los tiempos de FERNANDEZ NAVARRA, L., y CARANDELL, J. (1914); HERNANDEZ PACHECO, E. (1915); ROYO GOMEZ, J. (1929); KINDELAN, J., y CANTOS, J. (1946), y CASTELLS, J., y DE LA CONCHA, S. (1951), que CAPOTE, R., y CARRO, S. (1967, 1968, 1970, 1971 y 1972) delimitan cartográficamente en numerosos puntos de la cuenca central del Tajo.

Esta serie detrítica está constituida por gravas, arenas y arcillas de distribución y potencia muy variables. Así, en los escarpes del páramo de Ambite (ángulo NO. de la Hoja) está formada por 5-10 m. de arenas arcosas, areniscas y arcillas rojizas. En cambio, en los alrededores de Mondéjar y con dirección NNE-SSO. (CAPOTE, R., y CARRO, S., 1968) existe una banda de conglomerados, microconglomerados, areniscas, arenas y arcillas rojas, estas últimas predominantes, que parecen esbozar la traza de una arteria fluvial discurriendo en esa dirección. La potencia allí es de cerca de 20 m. de conglomerados con cantos muy bien redondeados de cuarcita y caliza, con talla máxima de 0,05 m., matriz arenosa y frecuentes laminaciones oblicuas y entrecruzadas. El color es claro, como puede observarse en el cruce de la carretera de Madrid a Estremera con la de Villarejo de Salvanés a Brea de Tajo. La alteración, en cambio, da tonalidades rojizas, sobre todo en la plataforma de Mondéjar, donde la cubierta de «Calizas del Páramo» ha sido casi totalmente eliminada por erosión, respetando tan sólo delgadas cubiertas calcáreas en algunas lomas. Este color rojizo puede proceder no sólo de la fracción arcillosa eluvuada, sino también de una posible meteorización subárida durante el Plioceno.

La base de los afloramientos de la serie detrítica del Páramo viene señalada en toda esta zona noroccidental por un nivel en el que se concentran bloques y nódulos de sílex. Teniendo en cuenta la existencia de una subfacies intermedia con grandes concentraciones de éstos, sería dable suponer que dichos nódulos han sido removilizados por la red fluvial de la base de la serie del Páramo, concentrándose en la base de los depósitos fluviales.

El hecho de que las mayores concentraciones de nódulos en este nivel se encuentren «aguas abajo» de la red fluvial antedicha, supuesta para ella una dirección NNE-SSO. y sentido SSO. u O., y con respecto a la «facies matriz» intermedia, daría mayor solidez a esta hipótesis.

Los afloramientos de la serie del Páramo que aparecen al E. de la Hoja y próximos a la Sierra de Altomira permiten indicar que las características de la serie detrítica basal se mantienen intactas. Así, al SE. de Illana aparece un afloramiento que se prolonga en la Hoja de Tarancón, donde bajo las «Calizas de los Páramos» aparecen 5-10 m. de arcillas rojas o versicolores típicas de esta facies. Otro tanto ocurre en los afloramientos residuales que aparecen en la margen derecha del arroyo de San Isidro, donde aparecen, además, gravillas y areniscas pardas con arcillas versicolores rojas y verdes. Más al N., en La Muela, la serie de arcillas rojas y versicolores tiene hasta 15 m. de potencia, y se apoya sobre las brechas de borde, estando coronada por calizas «tipo Páramo», rojizas y oquerosas.

Todo esto nos indica que dicha facies no desaparece hacia el E. Antes bien, se mantiene con sus típicas características hasta la base de los relieves marginales de la Sierra de Altomira, y sólo será en su contacto con ella donde presente facies bréchicas, que en este caso se interpretarán como un paleocoluvión.

2.4.3.2 «Calizas del Páramo» ($T_{c12}^{Bc} - T_2^B$)

Esta denominación corresponde en la bibliografía antigua al nivel de calizas lacustres que dan lugar al escarpe morfológico de las «mesas», «alcarrias» o páramos, típicos de las cubetas terciarias del Duero, Ebro y Tajo. Dichas calizas se presentan en continuidad con la serie detrítica basal, y ellas mismas poseen intercalaciones de materiales terrígenos, por lo general arcillo-arenosos, de color rojo. En la Hoja de Mondéjar afloran con máximas potencias (20-50 m.) en el ángulo NO., entre Ambite y Mondéjar, y en Cabeza Gorda, sobre el límite oriental de la Hoja. En el resto, los afloramientos son discontinuos y poco potentes, debido a la intensa erosión, que ha desmantelado las calizas a todo lo largo de la plataforma de Mondéjar, respetando tan sólo delgadas coberturas calcáreas en la cima de los cerros (El Robledal, al O. de Brea de Tajo).

Litológicamente comprenden micritas, biomicritas y biomicrorruditas con fósiles, de color gris o beige, compactas, en bancos de 0,30-1-2 m., con intercalaciones tobáceas y niveles terrígenos, más abundantes en la zona de Mondéjar y hacia la base del paquete. En superficie pueden aparecer eventualmente niveles discontinuos de encrostramiento (caliches).

La potencia total, como ya se ha indicado, es muy variable y difícil de calcular, dado que la superficie de la plataforma morfológica de los páramos corresponde en realidad no a un nivel de depósito, sino a una superficie

de erosión (la M_2 de SCHWENZNER, J. E., 1936), bajo la cual las calizas se presentan plegadas por la citada superficie. También tiene influencia en el posible cálculo de esta potencia el hecho de ser las calizas lacustres sólo una facies dentro de la serie del Páramo, y relativamente diacrónica. Como se puede demostrar claramente en la vecina Hoja de Arganda, las zonas con máximas potencias de la serie detrítica basal parecen coincidir también con zonas en las cuales existen más abundantes intercalaciones detríticas en las «Calizas del Páramo». Todo esto complica cualquier esquema apriorístico, pero permite, considerando a la «Serie del Páramo» como una unidad, obtener importantes consecuencias paleogeográficas.

Así, considerando a la «serie del Páramo» en su conjunto, una reconstrucción paleogeográfica válida sería la que supusiese un paisaje con amplios canales fluviales donde se depositaría material grueso, y en cuyos interfluvios existieran zonas pantanosas con fijación biológica de los carbonatos, bajo la forma de calizas tobáceas y lacustres. Esta fijación implica un descenso en la salinidad del medio acuoso, con lavado de las sales más solubles, lo cual indica el paso de un régimen endorreico a exorreico, aun cuando el drenaje de la cuenca se verificaría en un punto relativamente alejado de la zona. Como resultado de esto, puede comprobarse un aparente descenso en el porcentaje de sales solubles en las «Calizas del Páramo» con respecto a términos equivalentes de las facies intermedias.

El paso de endo a exorreísmo se produjo, como denota el carácter arcónico de la serie basal, en coincidencia con una elevación relativa del marco montañoso y un cambio climático en el sentido de mayor humedad, con transporte relativamente rápido.

2.5 CRONOLOGIA COMPARADA DE LOS MATERIALES MESOZOICOS Y TERCARIOS

La escasez de fauna clasificable dentro de los materiales del Cretácico Superior de la Sierra de Altomira no permite llegar a una datación completa de la serie estratigráfica que allí aparece. No obstante, se puede intentar, allí donde no aparece fauna o ésta es banal, una correlación litológica fundada en la persistencia regional de las formaciones. Así, tendremos:

- 1) La serie basal en «facies de Utrillas», con escasa fauna banal, puede corresponder en edad a un Albiense-Cenomanense, tal y como ocurre para dicha formación en todo el ámbito de las Cadenas Celtibéricas.
- 2) Serie de calizas margosas rosadas, dolomías masivas y margas con konosas azuladas en el techo. Se puede considerar como Cenomanense, dado que el tramo superior de margas, según GAIBAR-PUERTAS, C. (1962), presenta en Fuentelespino de Haro (Cuenca) flora de dicha edad.

- 3) Calizas, calizas arenosas y margosas, dolomías y areniscas, con fauna banal, pero muy posiblemente Turonense.
- 4) Margas, margocalizas y calizas. Contienen Lacacinas, luego su edad ya es Senonense.

El Cretácico Superior continental (tramos 5-6) contiene en su parte inferior, Lacacinas y diversos pelecipodos y gasterópodos que en la superior se presentan junto con una fauna de agua dulce poco determinativa, pero con afinidades terciarias. Se trataría, pues, siguiendo las ideas de BATALLER, J. R. (1958), de una facies tipo «Garum» o «Garumniense», comprendiendo desde el Senoniense Superior al Eoceno Inferior.

El Paleógeno sólo puede datarse como tal en base a criterios de posición estratigráfica, puesto que se sitúa discordante sobre materiales que ya llegan a ser paleógenos, y bajo un mioceno correlacionable con facies conocidas que ya presentan fauna en otros puntos de la cubeta central del Tajo.

Dichas faunas han sido descritas por HERNANDEZ PACHECO, E. (1913, 1914, 1921); HERNANDEZ PACHECO, F. (1928, et alt., 1969); CRUSAFONT, M., y VILLALTA, J. F. de (1954); CRUSAFONT, M., y TRUYOLS, J. (1960); CRUSAFONT, M., y GOLPE, J. M. (1971), y MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A., y AGUIRRE, E. (1972), y de su estudio se deduce que la serie basal miocena puede ser datada como Burdigaliense-Vindoboniense Inferior, en virtud de la fauna de la Hidroeléctrica (serie inferior del Manzanares, Madrid).

Las facies intermedias, que hacia el NO. de la cubeta central del Tajo pasan claramente bajo el nivel guía del silex (Cerro Almodóvar, Cerro de Los Angeles) a las arcosas en «facies Madrid», de borde del Sistema Central, pueden ser datadas gracias al gran número de yacimientos de vertebrados que han aparecido tanto en la zona de cambio de facies como en dichas arcosas (faunas del Puente de Vallecas, Puente de los Franceses, Cerro de la Plata, San Isidro, Puente del Calero y Cerro Almodóvar). La edad de estas facies estaría comprendida entre el Vindoboniense Inferior y el Superior, o sea, Mioceno Medio-Superior.

El problema aparece a la hora de datar las formaciones de la «serie del Páramo». Las faunas en facies equivalentes que se conocen al N. de la cubeta central del Tajo (Matillas, Cendejas de la Torre) indican una edad Mioceno Superior —antiguo Pontiense en sentido amplio—, mientras que las que aparecen al S., en La Puebla de Almoradiel y el Campo de Calatrava, presentan especies que ya podrían ser consideradas como del Plioceno Inferior (MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A., y AGUIRRE, E., 1972). Así, salvo que en un futuro se demostrase que estos últimos yacimientos estuvieran situados en formaciones superiores a las «Calizas del Páramo» de Mondéjar, deberemos considerar a ésta como de edad «pontiense» (s.l.)-pliocena. A este respecto conviene señalar que la abundante fauna de gasterópodos

de agua dulce que presenta, o es totalmente banal, o en todo caso indica una edad Mioceno Superior.

Por lo que respecta a la serie detrítica basal, al aparecer en discordancia erosiva sobre un Vindoboníense Superior y bajo un «Pontiense»-Plioceno (o Póntico-Plioceno), lo único que se puede precisar de ella es que pertenece al «Pontiense» en sentido amplio.

2.6 CUATERNARIO

Aflora extensamente en relación con los valles del Tajo y Tajuña, sobre todo del primero. Desde un punto de vista genético se puede clasificar en:

- a) Depósitos autóctonos eluviales, producidos por edafogénesis (disgregación mecánica, ataque químico y acción biológica), sin transporte apreciable.
- b) Depósitos paraautóctonos de tipo gravitatorio, por disagregación mecánica (gelivación, etc.) y solifluxión. Coluviones y en parte recubrimientos de rampas de erosión.
- c) Depósitos alóctonos de tipo hidrodinámico. Aluviones, terrazas, conos de deyección. Localmente autóctonos químicos, como las tobas travertínicas.
- d) Depósitos alóctonos de tipo eólico. Loess.

Desde un punto de vista cronológico relativo, podemos distinguir:

2.6.1 Depósitos antiguos

Se incluyen aquí depósitos de recubrimiento de rampas de erosión y los correspondientes a la «rampa-terraza alta», «terraza media», ambas del río Tajo, y depósitos coetáneos de tobas travertínicas. Así tenemos:

2.6.1.1 Rampa superior ($Q_1^{a-b} G_1$)

Corresponden a ella depósitos potentes de gravas fluviales cuarcíticas, que aparecen a +130 —180 m. sobre el nivel actual del Tajo, en los cerros situados al S. del Salto de Almoguera (Perezoso, Puntal de la Jara, La Hijaosa), citados por CAPOTE, R., y CARRO, S. (1968). Cabe la posibilidad de que estos materiales en realidad pertenezcan a restos de la red fluvial intrapiocena, puesto que la red actual parece seguir con gran aproximación las directrices de aquélla (ALIA, M. y col. 1973). No obstante, en el bajo valle del Jarama, en su unión con el Tajo, existe una superficie de erosión a +140 —150 m., con la cual estos materiales también pudieran estar relacionados.

2.6.1.2 Rampa inferior ($Q_1^{a-b} G_2$)

Se desarrolla a +80 —85 m. sobre el nivel del Tajo, llegando hasta +120 m. en el borde de los escarpes marginales tierra adentro. Existen

magníficos ejemplos de esta superficie tanto al S., en los alrededores de Estremera, como a lo largo de toda la margen derecha del Tajo, especialmente cerca de Mazuecos y Almoguera. Al N. de esta última existe una amplia superficie perteneciente a este nivel, que llega hasta las proximidades del Tajo, dejando algunos restos en su margen izquierda, en los alrededores de Zorita de los Canes.

Está recubierta por depósitos de gravas heterométricas y heterogéneas, en parte de aspecto coluvionar, el cual es más característico cuanto más nos alejamos del valle del Tajo. Estos materiales pueden estar parcialmente cementados, y casi siempre están recubiertos de una película de limos arenosarcillosos pardos, muy desarrollados sobre la rampa de Estremera, que pueden llegar a 1,5 m. de potencia, y que presentan todas las características de un material eólico tipo loess: taludes casi verticales, aspecto pulverulento y glomeruloso y muñequillas de carbonato cálcico, a veces envolviendo restos vegetales.

2.6.1.3 *Rampa-terrazza alta (Q₁^{a-b} T₁)*

Aparece a +45 —55 m. sobre el nivel del Tajo a lo largo de ambas márgenes, siendo particularmente importantes los depósitos que existen en La Algarga, al S. de la Hoja, y en los alrededores y al S. de Zorita de los Canes, sobre todo los de la margen derecha, que llegan a enlazar con la rampa de +80 —85 m. No obstante, los depósitos más importantes aparecen sobre el puente de La Algonga, donde pueden observarse en ellos dos unidades, separadas por una superficie de erosión. La unidad superior está formada por hasta 30 m. de gravas cuarcítico-calizas, con cantos de talla máxima 5-8 cm. Algunos de sílex, matriz arenolimosa grisácea y niveles de arcillas grises o pardas intercalados, y se caracteriza por estar fuertemente cementada.

La unidad inferior, en cambio, presenta escaso cemento y mayor abundancia de matriz pardoanaranjada, con una potencia máxima de 1,5 m., y se conserva en paleocanales erosivos sobre las margas verdes de la serie basal miocena infrayacente. Ambas unidades, inferior y superior, aparecen plegadas y fracturadas, con anticlinales de 2-3 m. de radio, separados por fracturas verticales paralelas, cementados. Las directrices, tanto de los pliegues como de las fracturas, coinciden con las de los principales accidentes tectónicos que afectan al Mioceno al SE. de Mondéjar, y coinciden también con la directriz general NE-SO. que sigue el valle del Tajo, salvo detalles locales.

2.6.1.4 *Terraza media (Q₁^c T₂)*

Aparece a +20 —25 m. sobre el nivel del Tajo, preferentemente al S.; en ambas márgenes del arroyo de Brea en su unión con el Tajo, y al N., en

las proximidades de Zorita, unido al extenso sistema de rampas y terrazas que aparece al NE. de Almoguera. En el resto da lugar a hombreras de erosión generalmente aisladas.

Está formada por gravas cuarcíticas, con cantos de caliza y sílex, con matriz arenolimosa, lentejones de arenas con laminación oblicua y entre-cruzada y nódulos y lentejones de arcillas verdes.

2.6.1.5 *Depósitos de tobas travertinicas (T₁T_r)*

Aparecen en relación tanto con las terrazas medias como con la rampa-terraza alta, en Zorita de los Canes, en una franja que aparece sobre el Paleógeno, al SO. de Almonacid de Zorita, y cerca de Almoguera, sin representación cartográfica, debido al exiguo tamaño de los afloramientos.

En todos estos casos se trata de una clásica toba, incrustando restos vegetales, y que presenta sistemáticamente en su base 1-2 m. de depósitos de gravas cementadas. Para COMA, J. E., y FELGUEROSO, C. (1963), estos depósitos estaban en relación con los manantiales del desagüe natural del acuífero kárstico de Altomira cuando, durante el Pleistoceno Superior el nivel de base hidráulico de dicho acuífero coincidía con el de las terrazas.

2.6.2 **Depósitos modernos y actuales**

Comprenden todas las restantes formas genéticas, además de la terraza baja, planicie de inundación, cauces actuales y aluviales de fondo de valle.

Así pues, tendremos:

2.6.2.1 *Terraza baja (Q₂T₃)*

Aparece a 10-12 m. a lo largo de todo el valle del Tajo y sobre ambas márgenes, aunque algo más frecuente en la derecha. Al S. de la Hoja puede presentarse parcialmente como terraza de relleno, aunque por lo general, y sobre todo hacia el N., sólo lo es de ensanche, apareciendo bajo ella el Mioceno.

Su litología es semejante a la del resto de las terrazas del Tajo: gravas con matriz arenosa, pero se distingue por presentar una capa superficial de hasta 1 m. de limos arcilloarenosos pardos.

2.6.2.2 *Coluviones (Q₂C)*

Están extensamente representados en la Hoja de Mondéjar, y entre ellos pueden distinguirse genéticamente varios tipos:

- a) Coluviones relacionados con los escarpes de «Calizas del Páramo». Aparecen cubriendo las laderas de ambas márgenes del río Tajuña y del arroyo de Valdeolmeña, en el ángulo NO: de la Hoja. Se deben

principalmente a deslizamientos de ladera, a veces muy extensos (visos de Mondéjar), sobre las margas y margas yesíferas de las facies intermedias, dando lugar a depósitos caóticos de bloques y cantos de calizas, con material detrítico y margoyesífero interpuesto, que a veces presentan esbozos de estratificación. Se encuentran casi siempre en relación con hundimientos del escarpe de las «Calizas del Páramo», provocados por disolución en «fondo de saco» o por gelivación, con posterior deslizamiento gravitatorio y solifluxión.

- b) Coluviones relacionados con la serie detrítica basal del Páramo. Dan lugar a extensas acumulaciones de arcillas arenosas rojizas que, en la plataforma al SE. de Mondéjar, son indistinguibles del material original, ocultando los afloramientos de facies intermedia levantados por las fracturas NE-SO., salvo en los escarpes yesíferos que cortan a la carretera de Mondéjar a Sacedón.

Estos coluviones se acumulan también en las cabeceras de los valles tributarios directos del Tajo, provocando confusiones en la interpretación geológica al ocultar los materiales infrayacentes. Pueden presentar potencias de hasta 5-10 m.

- c) Coluviones relacionados con el escarpe de las facies intermedias. Aparecen a lo largo de dicho escarpe, siempre al NO. de la margen derecha del río Tajo o sobre ella. Están originados por el arrastre de las margas pardorrojizas y verdes, yesíferas, subyacentes a dicho escarpe, incluso allí donde comienzan a existir alternancias de yesos masivos y margas verdes. En cualquier caso, aparecen siempre en relación con el glacis de las rampas superiores cuaternarias.

2.6.2.3 Conos de deyección (Q_2^c Cd)

Su mayor o menor desarrollo viene condicionado por la longitud y pendiente de los tributarios de segundo orden con respecto a la red principal de drenaje. En consecuencia, aparecen sólo en la desembocadura de los pequeños barrancos muy empinados, que se encajan en los escarpes del Tajo, sobre todo en su margen izquierda, en las proximidades del Salto de Almoguera. Eventualmente (Casa de la Vega) pueden unirse entre sí dando un festón de abanicos aluviales.

El material es heterométrico, aunque más seleccionado que el de un coluvión, debido al mayor transporte, conservando en cambio gran heterogeneidad.

2.6.2.4 Llanura de inundación (Q_2^c Al₁)

Es la terraza más baja (+3 —5 m.) que sufre la influencia de las avenidas estacionales en los ríos Tajo y Tajuña. En ella se encaja el canal de estiaje o cauce actual, por el que circula habitualmente el río.

Ocupa gran extensión a lo largo de todo el valle del Tajo, sobre todo en la parte N. de la Hoja, mientras que en el Tajuña es la única terraza que existe. En este último la litología es de limos muy potentes, con niveles de gravas constituidas por cantos redondeados de caliza, menos de cuarcita y matriz limoarenosa.

En el Tajo, en cambio, bajo un recubrimiento superficial de limos arenosos pardos, se desarrolla un horizonte continuo, de 8-10 m. de potencia, de gravas cuarcíticas con algún canto de caliza y sílex y matriz arenosa.

2.6.2.5 *Aluviales de fondo de valle (Q₂^c Al₂)*

Se incluyen aquí los depósitos actuales de los canales de estiaje de los ríos principales, Tajo y Tajuña, y del fondo de los valles de los afluentes secundarios.

El cauce actual del Tajo, o canal de estiaje, representa la zona de circulación superficial habitual del río y ofrece una morfología meandriforme que se acentúa hacia el S. En la zona convexa de algunos meandros llegan a existir cauces abandonados, y, en general, presenta barras arenosas o de gravas, con geometría muy variable.

En la red secundaria de drenaje, y a este respecto el Tajuña se comporta como tal, los depósitos son de arenas limoarcillosas, limos y arcillas yesíferas y margosas, con cantos de caliza y cuarcita, dando lugar a fondos de valle planos, con paredes típicamente escarpadas.

2.6.2.6 *Eluviones (Q₂^c E)*

Aparecen en la superficie de los páramos, bajo la forma de arcillas rojas, rellenando cubetas de descalcificación, «terras rossas» y «terras fuscas», sobre las que suelen aparecer protosuelos tipo rendzina o rendzina emparecida, y tierras pardas meridionales en las zonas forestadas.

En los escarpes del Tajuña existen rellanos producidos por hundimiento de laderas, o bien por hombreras de erosión cuaternarias, que poseen recubrimientos eluviales muy localizados.

Existen también, en el ángulo SE. de la Hoja, «terras rossas» eluviales rellenando cavidades kársticas (dolinas y poljes) de las calizas cretácicas.

2.6.3 **Síntesis evolutiva y correlación**

Los abundantes datos faunísticos descritos en la bibliografía antigua sobre el Cuaternario del Tajo y sus afluentes, de los que cabe destacar los de ROMAN, F. (1922); HERNANDEZ PACHECO, E. y F. (1926), y HERNANDEZ PACHECO, E. (1928), fueron sintetizados por primera vez en el trabajo de RIBA, O. (1957). Con posterioridad, el esquema clásico de cuatro terrazas correspondiendo con la cronología glaciar centroeuropea ha sido modificado

(VAUDOUR, J., 1969; AGUIRRE, y col., 1972) a un esquema complejo de rampas, rampas-terrazas y terrazas desarrolladas en relación con los pluviales e interpluviales característicos de un sistema morfodinámico de tipo mediterráneo.

Este esquema tan sugestivo para ríos de relativamente corto recorrido, como son el Jarama y Henares, es sólo parcialmente válido para un cauce como el Tajo, en el cual la evidente alocotónia del curso provoca una mayor influencia de las precipitaciones pluviales de los lejanos macizos celtibéricos (Sierra de Albarracín, Serranía de Cuenca) que la de la pluviometría local, ello unido a una relativa regulación del caudal de base en estiaje, provocada por las importantes aportaciones kársticas, subterráneas, de los macizos celtibéricos.

Todo esto da lugar a que el esquema de las terrazas del Tajo se aproxime algo más al modelo centroeuropeo que el de sus tributarios Jarama y Henares, en los que, no obstante, la acción periglaciar se manifiesta ampliamente (PEREZ GONZALEZ, A., 1971) mediante fenómenos de solifluxión y crioturbación.

Así, teniendo en cuenta las relaciones entre las faunas conocidas, la posición relativa de los distintos niveles de terrazas que las contienen en zonas próximas, y el desarrollo edafogénico correspondiente a cada uno de estos niveles, se puede suponer que las rampas de erosión y sus depósitos a +130 —180 m. y +80 —85 m. pertenecen al Pleistoceno Inferior y Medio, la rampa-terrazza alta a un Pleistoceno Medio, mientras que la terraza media puede pertenecer a un Pleistoceno Superior bajo.

Las restantes formaciones deben ser consideradas como holocenas en sentido amplio.

Dada la correspondencia entre el carácter de la fauna presente en cada nivel y los suelos relictos que en él aparecen, es dable suponer una evolución desde un clima árido o semiárido más o menos frío, con suelos rojos, hasta un submediterráneo (suelos pardos) incluso más húmedo que el actual. Dicho proceso se ha verificado no de forma continua, sino mediante sucesivas pulsaciones, reflejadas en los numerosos niveles de rampas y terrazas.

3 TECTONICA

3.1 SITUACION ESTRUCTURAL

La Hoja de Mondéjar está situada en la zona centro-oriental de la «cubeta central» del Tajo, la cual, junto con la «cubeta occidental» (Campo Arañuelo), forma la denominada *fosa del Tajo*. Esta fosa, de aspecto triangular, está

limitada al O. y N. por las grandes facturas de borde del macizo granítico-metamórfico del *Sistema Central*; al S. por la *plataforma de Toledo*, y al E. por la *Sierra de Altomira*, cabalgamiento frontal de las cadenas celtibéricas de plegamiento. Dado que la Hoja de Mondéjar comprende parte de dicha Sierra, en contacto con el relleno de la fosa del Tajo, sus características estructurales vendrán condicionadas por la existencia en ella de estas dos grandes unidades morfotectónicas. Así pues, tendremos:

a) El relleno terciario de la fosa del Tajo.

Dicho relleno, delimitado por los grandes accidentes morfoestructurales antedichos, se extiende más allá de ellos, dando lugar, hacia el E., a una «cubeta oriental» del Tajo, entre la *Sierra de Altomira* y las primeras estribaciones de la *Serranía de Cuenca*. Por el SE., dicho recubrimiento se extiende hasta enlazar con el *Terciario Superior de la Mancha*.

La formación de la fosa del Tajo se debe a la reactivación alpina de los grandes sistemas de desgarres NE.-SO. y fracturas E.-O. y N.-S. producidas durante las últimas fases del plegamiento hercínico. Esta reactivación, comenzada a partir del *Cretácico Superior*, no ha cesado hasta el *Villafranquense*, y ha dado lugar a una fosa tectónica que ha funcionado como cuenca molásica con respecto al plegamiento del área semimóvil celtibérica, el cual ha tenido como límite O. la actual alineación de Altomira, producida por el choque de los esfuerzos tangenciales de plegamiento contra un accidente principal del zócalo, extendido en dirección N.-S.

b) La *Sierra de Altomira*.

Anticlinorio de materiales mesozoicos y paleógenos, formado por largos pliegues de dirección N.-S. o NNE.-SSO. separados entre sí por una serie de cobijaduras y cabalgamientos longitudinales. Dicho anticlinario, al N. posee en su flanco oriental pliegues rectos de flancos verticales, que evolucionan a pliegues en rodilla, pliegues volcados y, por fin, cabalgamientos longitudinales en su flanco O. Hacia el S., en cambio, se abre en una serie de pliegues, generalmente «en cofre» de dirección NO.-SE., con menos urgencia al O., que reunidos en grupos de dos o tres, presentan en el flanco O. de cada grupo un cabalgamiento. Como ya se ha indicado, corresponden al choque de un plegamiento en «arrugamiento general», con despegue de fondo entre basamento y cobertura, contra un escalón posiblemente múltiple de dicho basamento (MELENDEZ, F., 1969). Ello da lugar a un «cabalgamiento frontal» contra el basamento hundido de la fosa del Tajo comparable, salvando las distancias, al cabalgamiento frontal surpirenaico.

3.2 DEFORMACION DE LOS MATERIALES CRETACICOS Y PALEOGENOS

Los materiales cretácicos y paleógenos que aparecen en la Hoja de Mondéjar circunscritos a los ángulos NE. y SE., perteneciendo al borde occidental de la alineación de Altomira, han sufrido un plegamiento de «arrugamiento general», de estilo jurásico, que a lo largo de dicha alineación se transforma en estilo imbricado, con pliegues de fuerte vergencia hacia el O., ligeramente tumbados, en los que el flanco oriental presenta buzamiento suave, mientras que el occidental aparece frecuentemente invertido, y por lo general en contacto con una falla inversa de dirección, en la Hoja de Mondéjar, NNE-SSO. Este tipo de estructura da lugar a una pinzadura de los sinclinales, que terminan por desaparecer, superponiéndose los anticlinales unos sobre otros merced a las citadas fallas inversas, de las cuales la más externa llega a cabalgar al Paleógeno, e incluso a veces al Mioceno.

Hacia el N., y una vez sobrepasado el escalón de basamento que provoca con su interferencia al cabalgamiento frontal, los pliegues se presentan nuevamente en estilo jurásico, como es el cierre periclinal del anticlinal paleógeno que aparece al NE. de la Hoja, prolongación del de Sayatón, y que marca, con su dirección NNO.-SSE., un ligero cambio de orientación de las estructuras.

La edad de las deformaciones vendrá marcada por la presencia de discordancias y alteraciones en el carácter y continuidad de la sedimentación (CAPOTE, R., y CARRO, S., 1970). Así, la facies de Utrillas albiense-cenomaniense indica una transgresión o movimiento vertical negativo, mientras que la «facies garum» indica un impulso regresivo (m. v. positivo) que empieza a aislar cuencas continentales. El Paleógeno, detrítico y discordante, marca una etapa de fuerte plegamiento, lo mismo que la serie basal miocena, siendo el proceso de deformación continuo entre ambos en virtud de las numerosas discordancias progresivas observadas. En adelante, los movimientos vuelven a ser principalmente en la vertical, atenuándose progresivamente hasta la actualidad, en que aún han dado lugar a fenómenos sísmicos (REY PASTOR, A., 1925).

Así pues, aun cuando la máxima intensidad de plegamiento parece corresponder a las fases Pirenaica, Sávica y Estafría, éste se viene produciendo ya desde tiempos neokimméricos, y se ha prolongado con intensidad decreciente hasta los últimos reajustes de las fases Rodávica (miocenos cabalgados en Altomira) y Valáquica (basculamiento final postplioceno). En cualquier caso, el proceso puede considerarse como continuo entre el Eocene y el Mioceno, como indican las numerosas discordancias progresivas que, en conjunto, delimitan una discordancia mayor. Estas discordancias progresivas llegan incluso a afectar al límite serie basal miocena-facies intermedias, como ocurre al N. de Cabeza Gorda.

3.3 DEFORMACION DE LOS MATERIALES MIOCENOS Y CUATERNARIOS

Es incuestionable la existencia de una neotectónica afectando a los materiales miocenos y cuaternarios de la cubeta central del Tajo, puesto que existen deformaciones por plegamiento o fracturación que no sólo han constituido factores de retoque en la disposición y aspecto actual de los materiales, sino que incluso han condicionado en principio su sedimentación, y posteriormente su morfología, sobre todo en lo que se refiere a la red fluvial, que sigue alineaciones muy netas de origen estructural.

Las ideas fundamentales sobre la existencia de una tectónica profunda en la fosa del Tajo, condicionante de su distribución de facies sedimentarias y de su morfología actual, fueron emitidas por ALIA, M. (1960), y desarrolladas posteriormente en los trabajos de CAPOTE, R., y CARRO, S. (1967, 1968, 1970, 1971, 1972); CADAVÍD, S., y HERNANDEZ, M. E. (1967); HERNANDEZ, M. E. (1972); MARTÍN ESCORZA, C., y HERNANDEZ ENRILE, V. (1972); ALIA, M., y col. (1973), y MARTÍN ESCORZA, C.; CARBO, A., y GONZALEZ UBANEL, A. (1973). Teniendo en cuenta dichas ideas podemos distinguir:

a) Deformaciones atectónicas.

Deben citarse en primer lugar las flexuras producidas en el borde de la cornisa de las «Calizas del Páramo» debido a solifluxión de la ladera. Como consecuencia, se producen «fracturas» atectónicas que hacen retroceder el escarpe, con hundimiento y deslizamiento ladera abajo de grandes bloques de caliza.

Estos deslizamientos, que durante el Cuaternario han debido ser relativamente importantes, han dado lugar (CAPOTE, R., y CARRO, S., 1968) a afloramientos anómalos de «Calizas del Páramo», que en realidad corresponden a restos de deslizamientos epiglíticos de ladera, como ocurre en los cerros Otero y Escalera, al O. de Illana.

También pueden citarse, en los alrededores de Estremera, deformaciones atectónicas producidas por disolución de los yesos masivos basales, aun cuando están muy restringidas.

b) Deformaciones tectónicas.

Debido a encontrarse los materiales miocenos y cuaternarios por una parte en contacto directo con el cabalgamiento frontal celtíbero de Altomira, y por otra parte haber sido depositados sobre un basamento rígido que ha respondido a los esfuerzos tectónicos, fracturándose, cabe distinguir en ellos dos tipos de deformaciones tectónicas:

b.) Tectónica de deformación por plegamiento.

Se manifiesta en toda la extensión de la Hoja, pero más especialmente en la zona oriental, en contacto con la Sierra de Altomira. Allí, las brechas de borde miocenas adosadas al paleorrelieve de Altomira están onduladas, y en cualquier caso llegan a buzar hasta 20°-30° al O., lo cual provoca que los afloramientos de la serie detritica basal del Páramo lleguen a descender de cota desde los 900 m. de Escolzos, al N. del arroyo de San Isidro, hasta 800 m., 2 km. al O. Asimismo, la «Caliza de los Páramos» en los cerros Cabeza Gorda y Muela se presenta más elevada que en los de la Cuesta de Cubillos, intermedia entre ambos, indicio de pliegue.

A lo largo de la carretera de Estremera a Illana pueden observarse diversos pliegues: en primer lugar, dos anticlinales NO.-SE. casi paralelos, afectando a la serie basal margoyesifera, uno a cada lado de los cerros del Otero y la Escalera. Acto seguido, un importante sinclinal casi ortogonal a éstos, coincidiendo con la alineación general del Valle del Tajo, bajo la casa de Cumbre Hermosa. En el puente de la Algarga puede observarse cómo los conglomerados de la rampa-terrazza alta presentan pliegues NE.-SO., afectados por fracturas según dicha dirección, no imputables a bialocinesis, puesto que se trata de la zona de cambio de facies. Más al O., en Estremera, existe un domo que eleva el contacto serie basal-facies intermedia, posibilitando la existencia de una amplia rampa erosiva.

Ya sobre el límite O. de la Hoja existe, aparte del extremo N. del abombamiento de Valdelaguna, una serie de pequeños pliegues en la serie del Páramo, todos de dirección NE.-SO. y alguno NO.-SE., como el que aparece al N. de la carretera de Orusco a Brea de Tajo. Desde este punto, y con dirección NE., se desarrolla también un largo sinclinal, que atraviesa la carretera Mondéjar-Sacedón, y que hacia el SO. baja a lo largo de la margen izquierda del arroyo de Valdeolmeña, haciendo descender la cota de la base de la serie del Páramo a 730 m., mientras que poco más al N. y al S. se encuentra a 780 m.

Todas estas estructuras, de formas amplias aunque complicadas en detalle, responden al hecho de que en todas las cuencas intracratónicas modernas las estructuras se disponen de forma concéntrica, paralelas a los bordes y son más frecuentes junto a estos últimos. Estas estructuras, complicadas con fracturas de pequeño salto, reflejo de las que afectan al basamento cratónico y también más frecuentes junto a los bordes, provocan el encajamiento de la red fluvial a lo largo de direcciones preferentes, por lo general rigidamente rectilíneas. Este es un hecho que afecta tanto a la fosa del Tajo como a las del Duero y Ebro, en esta última en menor propor-

ción, y en todas ellas, de no existir los citados accidentes de zócalo, la red fluvial adoptaría un diseño dentrítico.

Teniendo esto en cuenta, y observando cómo el valle del Tajo en la Hoja de Mondéjar sigue una alineación rectilínea NE-SO, desde Almoguera al S. de la Hoja, y que dicha alineación coincide con un gran eje sinclinal mioceno, y con importantes deformaciones en el Cuaternario, también con dicha directriz, llegaremos a la conclusión de que bajo el valle del Tajo, en dicha zona, existe un importante accidente de basamento con dicha dirección.

Una última deformación que afecta a toda la Hoja es el basculamiento general hacia el SO. que hace que, mientras al E. las «Calizas del Páramo» aparezcan a cotas de 900-920 m., al NO. lo hagan a 820 m., y en el ángulo SO. a 780 m. o incluso menos. Dicho basculamiento, pimpioceno, ha afectado a toda la Península Ibérica, provocando la actual disimetría existente entre las vertientes atlántica y mediterránea.

b₂) Tectónica de fracturación.

Existe una numerosa red de fracturas que afectan al Mioceno de la Hoja de Mondéjar, en relación generalmente con la tectónica de plegamiento, cuyas directrices siguen. Estas fracturas llegan a tener más de 20 m. de salto, como la que da lugar a que los yesos de las facies intermedias aparezcan levantados en escarpe morfológico sobre la serie detrítica basal del Páramo, en el p. k. 73,500 de la carretera de Mondéjar a Sacedón. Dicha falla, con dirección NE-SO. pertenece a un sistema que levanta todo un bloque mioceno, prolongándose hasta cerca de Valdeolmeña, donde otra fractura, esta vez de dirección NO-SE. hace descender dicho bloque.

La existencia de esta importante zona de fracturación al SE. de Mondéjar, prolongándose hacia el N. a la Hoja de Pastrana, quizá sea responsable de la sismicidad reciente en dicha región (REY PASTOR, A., 1925). La dirección NE-SO. de este sistema está en coincidencia con la del valle del Tajo en esta Hoja, y con la que a partir de aquél y hacia el N. adopta el valle del Tajuña.

Otras direcciones de fracturación son la E-O. y la N-S., esta última muy circunscrita.

3.4 PRINCIPALES LINEAS MORFOESTRUCTURALES

Quizá debido a la proximidad de la Hoja de Mondéjar al borde de la fosa del Tajo y el cabalgamiento frontal de Altomira, que hace que en ella se manifiesten claramente estructuras en los miocenos, e incluso en cuaternarios, se pueda corroborar la influencia de una tectónica del zócalo en la

formación de dichas estructuras, provocando el encajamiento de la red fluvial según sus directrices (ALIA, M., 1960).

A este respecto, el estudio magnetométrico del basamento de la vecina Hoja de Arganda (CADAVID, S., y HERNANDEZ, M. E., 1967) demuestra la existencia de elevaciones y hundimientos en el zócalo, situado a más de 1.550 m. de profundidad, de una red de fracturas afectando a éste, con direcciones coincidentes con las de los tramos rectilíneos de la red de drenaje superficial.

Así pues, tanto las deformaciones regionales como las de detalle y las alineaciones de la red fluvial parecen responder a un único origen: la tectónica de «horst-grabben» del basamento. Dicha tectónica, actuando sobre el Macizo Hespérico y sus áreas de borde desde tiempos posthercinos hasta la actualidad, ha dado lugar al plegamiento en «stockwerk» de la zona semimóvil celtibérica a la fosa del Tajo y ha afectado a su relleno sedimentario tanto en la distribución vertical y horizontal de materiales como en la morfoestructura de éstos.

De esta manera, las grandes direcciones morfotectónicas que afectan a la parte aflorante del Macizo Hespérico se manifiestan también en los materiales de relleno de sus cuencas intracráticas. De ellas, la más importante, la alineación NNE-SSO., que corresponde a los grandes desgarres tardihercinos del Macizo Hespérico (VEGAS, R., in litt), reactivados en tiempos alpinos, es la que da lugar a las principales estructuras que aparecen en la Hoja, junto con las E.-O. de las fracturas del borde S. de la cubeta (fallas de borde de la *plataforma de Toledo*), y la N.-S. del cabalgamiento frontal celtibérico.

4 HISTORIA GEOLOGICA

La Hoja de Mondéjar, que reúne características propias de las zonas de borde de las Cadenas Celtibéricas, junto a otras peculiares de la fosa del Tajo, posee una Historia Geológica que es en realidad síntesis de la de ambas regiones.

Nuestra Hoja probablemente formó parte de la zona costera durante el Jurásico, habiendo estado con anterioridad seguramente emergida. Los movimientos neokimméricos fueron responsables de la emersión y erosión de los depósitos jurásicos, dando lugar a la sedimentación de series paracontinentales durante el Albiense-Cenomaniense, con claro carácter transgresivo. Esta transgresión avanzó ampliamente sobre el continente Hespérico, ya muy peneplanizado, culminando con la deposición de materiales calcáreos-dolomíticos en el Cenomaniense-Turoníense, pero siempre con un cierto influjo del cercano continente y de desembocaduras fluviales procedentes de él. El clima será muy probablemente de tipo tropical monzónico.

A partir del Cretácico Superior se verifica un cambio en las condiciones ambientales. La fracturación en «horst-grabben» —en parte por removilización de fracturas tardihercínicas— del borde oriental del Macizo Hespérico da lugar al esbozo de una cuenca molásica continental, situada entre aquél y la embrionaria área semimóvil celtibérica. Dicha cuenca, en principio, se rellenó por materiales marino-continentales (facies Garumna) para, al culminar su individualización, quedar constituida definitivamente como tal cuenca molásica, exclusivamente continental.

El Paleógeno marca, mediante una discordancia erosiva, el comienzo de un ciclo, coincidente con el levantamiento parcial de la Sierra de Altomira y de la lejana Serranía de Cuenca, que ya empiezan a aportar materiales de origen gliptogenético al relleno de la cuenca molásica. El carácter silúrico de la serie paleógena nos indica un fuerte levantamiento de dichas áreas positivas, sobre todo de la de la Serranía de Cuenca, efectuado en un gran número de impulsos, entre épocas de mayor tranquilidad, que permiten la deposición de yesos.

La sedimentación de materiales en la fosa del Tajo es, pues, de origen gliptogenético marginal ya probablemente desde el Cretácico Superior. El equilibrio entre la erosión de los macizos periféricos y la subsidencia de la cuenca ha permitido acumularse gran espesor de materiales detrítico-evaporíticos (VALDEBRO, C. I. P., sondeo «Tirolmes, n.º 1», 1965), deformados únicamente en las zonas de borde, y con intensidad decreciente en el tiempo. La distribución facial de dichos materiales viene condicionada no sólo por la intensidad del relieve, litología y clima de las área-fuente marginales, sino también por la influencia, aunque muy amortiguada, de una tectónica profunda del basamento subsidente, y por la litología de los bordes plegados del relleno de la fosa, que al ser erosionados se incorporan nuevamente al ciclo de deposición.

El levantamiento y deformación de las áreas-fuente marginales debió acelerarse durante el Paleógeno, hasta alcanzar un máximo a principios del Mioceno (fases Sávica y Estaírica), produciéndose entonces la mayor parte de los pliegues y fracturas de la Sierra de Altomira, que se individualiza claramente a partir de entonces como área-fuente importante de sedimentos.

Durante el Mioceno, el esquema sedimentario de la fosa del Tajo parece corresponder al de una cuenca endorreica bajo clima árido, con potentes series detríticas de borde —sobre todo en el NO., más subsidente—, seguida de facies intermedias detrítico-calizo-evaporíticas, con minerales de neoformación y facies centrales evaporíticas, según el modelo de distribución de sedimentos actuales en la «bajada», «playa» y «sebkha» (o saladar) de cualquier paisaje endorreico norteafricano o norteamericano. Dicha correspondencia sería perfecta si considerásemos a las plataformas de Villalba, Toledo y al glacis de la Sierra de Altomira como las rampas de erosión marginales

de la cubeta, y a los Montes de Toledo, Guadarrama y anticlinal oriental de Altomira como los «macizos-isla» de la penillanura árida.

Este esquema coincide completamente con el de las facies de la serie basal miocena en la Hoja de Mondéjar: la «bajada» estaría representada por las areniscas y brechas color salmón, según cada material local en el área-fuente; la «playa», por las facies de arcillas y margas verdes, y el saladar, por los yesos masivos.

Un importante cambio en el nivel de energía del medio (con probable existencia de un nivel erosivo y comienzo de un nuevo ciclo sedimentario) provoca el avance de las facies intermedias sobre las basales a partir del Vindoboniense Inferior. La existencia de ese posible nivel erosivo está en coincidencia con una discordancia progresiva en las zonas de borde entre las facies intermedias y las basales, afectando dicha discordancia, previa erosión, a las estructuras ya formadas de la Sierra de Altomira que, no obstante, siguieron moviéndose, suministrando unas potentes brechas de borde.

La existencia de minerales de neoformación (sepiolita, sílex) en las facies intermedias, y la de yesos detríticos y margas basales indica inequívocamente la mayor energía del medio. No obstante, los materiales pertenecientes a ellas vuelven a adoptar un esquema semejante al anterior, con incluso facies intermedias centrales», de yesos de precipitación lónica. La elevación relativa de los marcos montañosos que provoca una mayor energía en el medio, probablemente se produce a la vez que un cambio climático hacia una mayor humedad estacional, con un paisaje tipo sabana endorreica, poblada de mamíferos y tortugas cuyos restos aparecen siempre en el límite entre las facies calcimargas, de agua salobre, y las detríticas, o sea, en los bordes de las charcas de la sabana.

Un nuevo y mucho más importante cambio en las condiciones climáticas de la cuenca, y de nivel de energía del área-fuente, se produce en el Mioceno Superior (antiguo «Pontiense», s. I.). Tras un período erosivo netamente marcado y de importancia variable, se depositan materiales terrígenos gruesos, en régimen fluvial, coincidiendo con la desaparición del endorreísmo de la cuenca y con una elevación relativa de los relieves del marco montañoso. La presencia de arcosas feldespáticas rojizas y de abundantes canales fluviales con gravas y arenas de laminación cruzada, playas y dunas, indican un transporte muy rápido, con exceso de agua. Los interfluvios estarían ocupados por materiales de tipo palustre o lagunar.

Los materiales calizos, bioquímicos o tobáceos del techo de la serie del Páramo, indican la existencia de un paisaje de praderas pantanosas, con bosquecillos más o menos extensos, bajo un clima más cálido o mediterráneo, relativamente húmedo. Existirían, no obstante, numerosos canales fluviales, pudiendo corresponder el paisaje al de la actual zona palustre manchega, antes de su desforestación. La fauna de mastodontes, caballos, ciervos

vos, gacelas, tortugas y numerosos moluscos dulceacuícolas (CRUSAFONT, M., y TRUYOLS, J., 1960; MOLINA, E., y col., 1972) confirman este tipo de paisaje desarrollado, según los datos bioestratigráficos, desde el Mioceno Superior («Pontiense», s. l.) hasta el Plioceno basal.

Posteriormente, movimientos rodánicos removilizaron las fracturas del basamento, dando lugar a una nueva elevación de los marcos montañosos y provocando la aparición de pliegues, abombamientos y fracturas en la cobertura miocena de la fosa del Tajo.

Condiciones de aridez climática y un descenso del nivel eustático provocan la formación de la superficie erosiva «finipontiense» (M_2 de SCHWENZNER, J. E., 1936), sobre la cual se depositan las formaciones fluviofanglomeráticas y arcillosas, con costras terminales de la Mesa de Ocaña, en coincidencia con pulsaciones de elevación de los marcos montañosos (ALIA, M., y col., 1973). Este fenómeno ha venido repitiéndose casi sin interrupción desde el Mioceno Superior hasta nuestros días: cada fase erosiva coincide con un levantamiento de los marcos montañosos (o descenso del nivel eustático) y una modificación climática relativa. Dichos cambios parecen haberse producido dentro de un sistema morfoclimático de tipo mediterráneo, con oscilaciones desde árido a semiárido hasta húmedo frío, con tendencia general a un progresivo descenso de la aridez.

Al final del Plioceno se produce una basculación general hacia el SO., de edad valáquica, que afecta a todas las formaciones hasta entonces depositadas, formándose una nueva superficie de erosión (M_2 de SCHWENZNER, J. E., 1936) bajo clima árido, que elimina gran parte del recubrimiento mioceno de las rampas de erosión marginales de la cubeta (plataformas de Villalba, Toledo y glacis de Altomira), la cual queda reducida a sus límites tectónicos, excepto en la Mesa de Ocaña, donde enlaza con el Terciario Superior manchego.

Sobre dicha superficie, y en un clima árido y posiblemente frío, se depositan los mantos fanglomeráticos en régimen de arroyada (Sheet flood) de las «Rañas».

El Cuaternario propiamente dicho marca una sucesión de episodios áridos fríos y templados húmedos, durante los cuales la red fluvial, que en principio se había adaptado a las directrices marcadas por las redes de drenaje miocena y pliocena —a su vez condicionadas por la tectónica de basamento de la fosa— se jerarquiza progresivamente, dando una sucesión de rampas y terrazas que denotan impulsos silúricos de encajamiento producidos por sucesivos aumentos de potencial erosivo debidos a desequilibrios de origen glacioeustático.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIAS Y CANTERAS

No existe minería como tal en la Hoja de Mondéjar, si se exceptúa la extracción de rocas industriales, tanto para áridos como para materiales de construcción. De ellas caben destacar las numerosas graveras que se sitúan en la planicie de inundación y terraza baja del Tajo, utilizadas para su aplicación como áridos.

Existen también numerosas canteras situadas sobre las «Calizas del Páramo», pero en gran parte están abandonadas, excepto en los alrededores de Mondéjar y de Valderacete, en el límite O. de la Hoja.

El yeso se beneficia sobre todo en los niveles muy puros de las facies intermedias y evaporítica basal, en Estremera, Driebes, Mazuecos, Albares, Almoguera y en el escarpe de los yesos que afloran por fractura al E. de Mondéjar.

También existen explotaciones de arcillas en las proximidades de Illana, y de brechas calcáreas, como áridos para la construcción de la presa de materiales sueltos de la Bujeda, cerca del p. k. 30 de la carretera C-200.

Las calizas cretácicas son también actualmente objeto de explotación como áridos para la construcción del canal del trasvase Tajo-Segura.

Por último, existen explotaciones antiguas de areniscas paleógenas o miocénas, para cantería, en las proximidades de Zorita y de Almonacid, aunque están abandonadas.

5.2 AGUAS SUBTERRANEAS

Desde un punto de vista hidrogeológico, los materiales que afloran en la Hoja de Mondéjar pueden clasificarse (SAN JOSE, M. A. de, 1971; I. G. M. E., 1971).

a) Materiales permeables por porosidad.

a₁) Alta permeabilidad.

Se incluyen aquí, en razón a sus características de permeabilidad, buena alimentación y posición topográfica óptima, los aluviones cuaternarios correspondientes a fondos de valle y cauces actuales, llanura de inundación, conos de deyección y terraza baja.

En especial la planicie de inundación y terraza baja, y menos los aluviales y conos de deyección, poseen muy alta permeabi-

lidad, dando elevados caudales en pozos y captaciones, con rendimientos específicos altos. No obstante, aunque los recursos están asegurados por la alimentación del cauce fluvial, el volumen de reservas no se supone sea importante.

a₂) Permeabilidad media o baja.

Cabe aquí destacar, en primer lugar, los coluviones y eluviones que funcionan: los unos, como colectores, dando pequeños acuíferos de ladera y manantiales estacionales, y los otros, como zonas de lenta infiltración, eventualmente rápida, en los eluviones de relleno de cavidades kársticas en la Sierra de Altomira.

En segundo lugar, los materiales de origen fluvial correspondientes a la terraza media, rampa-terrazas alta y rampas de erosión, estas últimas mucho menos permeables debido a su gran proporción de limos arcillosos y presencia de loess. En cambio, la asignación a esta categoría de las terrazas media y alta se debe no a baja permeabilidad, sino a que se presentan generalmente colgados y aislados formando hombreras, con lo que la alimentación será muy deficiente, con recursos y reservas prácticamente nulos. Caso de estar conectados y con buena alimentación, su permeabilidad es semejante a la de los restantes aleviones fluviales, quizás algo menos debido al cemento.

Por último, la facies detrítica basal de la serie del Páramo, predominantemente arcillosa, da lugar a rebosaderos y manantiales a lo largo del arroyo de Valdeolmeña y en los alrededores de Mondéjar. Ello indica que, a pesar de su baja permeabilidad, puede constituir un acuífero explotable, aunque topográficamente colgado.

b) Materiales permeables por karstificación y fisuración.

Destacan aquí por su importancia los materiales calizos cretácicos de la Sierra de Altomira, donde apriorísticamente la permeabilidad de tipo kárstico-fisural sería muy elevada, confirmándose esta hipótesis tanto por la existencia de abundantes formas de admisión kárstica (dolinas y poljes del ángulo SE. de la Hoja), como de importantes manantiales surgiendo a través de los travertinos de Almonacid y Albalate, al N. y fuera de la Hoja, o directamente en manantial al S. y fuera de ella (Barajas de Melo). La importancia topográfica y longitud de afloramiento de la Sierra de Altomira garantizan unos recursos excelentes y reservas de importancia (KINDELÁN, J. A., 1953; COMA, J. E., y FELGUEROSO, C., 1963; MINGARRO, F., 1966, y SAN JOSE, M. A. de, 1971).

En segundo lugar, las «Calizas del Páramo», con excelente permeabilidad al NO. de la Hoja, aunque de potencia muy variable y, en cualquier caso, posición topográfica colgada. Presenta abundantes manantiales periféricos a lo largo de su contacto con la serie detrítica basal (su «impermeable» relativo), con aguas ligeramente duras, aunque aprovechables (Mondéjar). La desfavorable posición topográfica limita las posibles reservas explotables (SAN JOSE, M. A. de, 1971).

Un acuífero de tipo mixto poroso-kárstico son las tobas travertínicas de Zorita y Almonacid, con permeabilidad muy alta, aunque reducida extensión.

También presentan karstificación los yesos de las facies intermedias, dando lugar a manantiales salinos, a veces de elevado caudal (Driebes y Mazuecos), pero de aguas casi totalmente inaprovechables.

c) Zonas complejas, poco conocidas hidrogeológicamente.

Se incluyen aquí los siguientes materiales:

- Brechas calcáreas de borde. Con buena permeabilidad kárstica, pero adosadas a las calizas cretácicas en su parte alta, por lo cual «a priori» deberán presentarse secas, ya que topográficamente están colgadas.
- Facies areniscosa basal miocena. Pueden presentar permeabilidad por porosidad, aunque muy baja, en los paquetes gruesos de areniscas, dando manantiales en el contacto con paquetes arcillosos.
- Facies areniscosa paleógena. Con parecidas características a la anterior, aunque mayor complejidad tectónica.

El resto de los materiales que aparecen en la Hoja, a efectos de una posible explotación de aguas subterráneas, deberán ser considerados como impermeables.

6 BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E.; MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A., y ZAZO, C. (1972).—«The pliocene-pleistocene boundary in Spain». *Internat. coll. on the problem «the boundary between Neogene and Quaternary»*. INQUA-IUGS, pp. 117-123, Moscú.
- ALIA, M. (1960).—«Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo». *Not. y Com. I. G. M. E.*, 58, pp. 125-162, Madrid.
- ALIA, M.; PORTERO, J. M., y MARTIN ESCORZA, C. (1973).—«Evolución geotectónica de la región de Ocaña (Toledo) durante el Neógeno y Cuaternario». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, t. 71, pp. 9-20, Madrid.

- ALONSO, J. J.; GARCIA VICENTE, J., y RIBA, O. (1961).—«Sedimentos finos del centro de la cubeta terciaria del Tajo». *Actas de la 2.ª Reunión del G. Esp. de Sedimentología*, C. S. I. C., pp. 21-55, Madrid.
- ASENSIO AMOR, I., y VAUDOUR, J. (1967).—«Depósitos cuaternarios en los alrededores de Mejorada del Campo (valle del río Jarama)». *Est. Geol.*, C. S. I. C., vol. XXIII, pp. 237-255.
- BENAYAS, J.; PEREZ MATEOS, J., y RIBA, O. (1958).—«Nouvelles observations sur la sédimentation continentale du bassin tertiaire du Tage». *Eclogae Geologicae Helvetiae*, t. 51, pp. 834-842.
- (1960).—«Asociaciones de minerales detriticos en los sedimentos de la cuenca del Tajo». C. S. I. C. *Anales de Edaf. y Agrobiol.*, t. 19, pp. 635-670, Madrid.
- CAPOTE, R., y CARRO, S. (1967).—«Memoria geológica de la Hoja núm. 606 (Chinchón)». *J. E. N. Informe privado*, Madrid.
- (1968).—«Memoria geológica de la Hoja núm. 584 (Mondéjar)». *J. E. N. Informe privado*, Madrid.
- (1968).—«Existencia de una red fluvial intramiocena en la depresión del Tajo». *Est. Geol.*, C. S. I. C., t. 24, pp. 91-95, Madrid.
- (1968).—«Explicación de la Hoja núm. 560 (Alcalá de Henares), del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000». 2.ª edición, I. G. M. E., Madrid.
- (1968).—«Explicación de la Hoja núm. 605 (Aranjuez), del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000». 2.ª edición, I. G. M. E., Madrid.
- (1968).—«Explicación de la Hoja núm. 561 (Pastrana), del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000». 2.ª edición, I. G. M. E., Madrid.
- (1971).—«Explicación de la Hoja núm. 536 (Guadalajara), del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000». I. G. M. E., Madrid.
- (1972).—«Explicación de la Hoja núm. 537 (Auñón), del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000». I. G. M. E., Madrid.
- CARRO, S., y CAPOTE, R. (1967).—«Memoria geológica de la Hoja núm. 583 (Arganda)». *Informe privado*, J. E. N., Madrid.
- CASTELLS, J., y DE LA CONCHA, S. (1951).—«Explicación de la Hoja núm. 582 (Getafe), del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000». I. G. M. E., Madrid.
- (1951).—«Explicación de la Hoja núm. 583 (Arganda), del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000». I. G. M. E., Madrid.
- CRUSAFONT, M., y VILLALTA, J. F. de (1954).—«Ensayo de síntesis sobre el Mioceno de la meseta castellana». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. homenaje a Eduardo Hernández Pacheco, pp. 215-227, Madrid.
- CRUSAFONT, M., y TRUYOLS, J. (1960).—«El Mioceno de las cuencas de Castilla y de la Cordillera Ibérica». *Not. y Com. I. G. M. E.*, núm. 60, pp. 127-140, Madrid.
- CRUSAFONT, M., y GOLPE, J. M. (1971).—«Sobre los yacimientos de mamí-

- feros vindobonenses en Paracuellos de Jarama (Madrid)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, t. 69, pp. 255-259, Madrid.
- FERNANDEZ NAVARRO, L. (1904).—«Nota sobre el Terciario de los alrededores de Madrid». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. IV, Madrid.
- (1907).—«Excursión desde el valle del Tajuña al Tajo». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. VII, Madrid.
- FERNANDEZ NAVARRO, L., y CARANELL, J. (1914).—«El borde de la meseta terciaria de Alcalá de Henares». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XIV, pp. 304, Madrid.
- HERNANDEZ FERNANDEZ, M. E. (1972).—«Estudio magnético de la región NE. de la depresión tectónica del Tajo». *Bol. R. Soc. Hist. Nat. (Geol.)*, t. 70, pp. 77-89, Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1913).—«Los vertebrados terrestres del Mioceno de la Península Ibérica». *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. IX, Madrid.
- (1914).—«Mioceno Superior de La Puebla de Almoradiel (Toledo)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XII, pp. 274-278, Madrid.
- (1915).—«Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia». *Mem. de la Com. de Inv. Paleont. y Prehistóricas, J. A. E. I. C.*, Madrid.
- (1921).—«La llanura manchega y sus mamíferos fósiles (yacimiento de La Puebla de Almoradiel, Toledo)». *Com. Invest. Paleont. y Prehist. J. A. E. I. C. (Mus. Nac. Cien. Nat.)*, núm. 28, ser. Paleont., pp. 1-43, Madrid.
- (1923).—«Restos fósiles de grandes mamíferos en las terrazas del Manzanares y consideraciones sobre éstos». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXVII, p. 449, Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E., y HERNANDEZ PACHECO, F. (1926).—«Aranjuez y el territorio al sur de Madrid». *XIV Congr. Internac. de Geología*, Guía de la excursión B-3, Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1928).—«Los cinco ríos principales de España y sus terrazas». *Trab. Mus. Nac. Cien. Nat.*, Ser. Geol., núm. 36, Madrid.
- (1932).—«Síntesis fisiográfica y geológica de España». *Trab. Mus. Nac. Cien. Nat.*, Ser. Geol., núm. 38, Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1924).—«Geología de la cuenca del Tajuña». *Mem. Asoc. Esp. Progr. Cien.*, Cong. de Salamanca, Salamanca.
- (1928).—«Restos de mamíferos miocenos en Leganés (Madrid)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 28, p. 419, Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F.; ALBERDI, M. T., y AGUIRRE, E. (1969).—«Proceso formativo y época de la Sierra del Guadarrama». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, t. 67, pp. 225-237, Madrid.
- HUERTAS, F.; LINARES, J., y MARTIN VIVALDI, J. L. (1970).—«Clay minerals Geochemistry in basic sedimentary environments». *Reunión Hispano-Belga de minerales de la arcilla*, pp. 211-214, Madrid.
- (1971).—«Minerales fibrosos de la arcilla en cuencas sedimentarias espa-

- ñolas. I. Cuenca del Tajo». *Bol. Geol. y Min.*, t. 82, fasc. 6, pp. 534-542, Madrid.
- I. G. M. E. (1971).—«Mapa de Reconocimiento Hidrogeológico de España peninsular, Baleares y Canarias», 1.^a edición. E. 1:1.000.000, Madrid.
- (1971).—«Mapa Geológico de España E. 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Hoja núm. 45 (Madrid)». 1.^a ed., pp. 3-19, 1 map., Madrid.
- (1972).—«Mapa Geológico de España E. 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Hoja núm. 53 (Toledo)». pp. 3-21, 1 map., Madrid.
- (1972).—«Mapa Geológico de España E. 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Hoja núm. 46 (Cuenca-Guadalajara)». 1.^a ed., pp. 3-22, 1 map., Madrid.
- KINDELÁN, J., y CANTOS, J. (1946).—«Explicación de la Hoja núm. 606 (Chinchón), del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000». I. G. M. E., Madrid.
- MARTÍN 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. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, t. 70, pp. 171-190, Madrid.
- MARTÍN ESCORZA, C.; CARBO, A., y GONZALEZ UBANEJ, A. (1973).—«Contribución al conocimiento geológico del Terciario aflorante al N. de Toledo». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, t. 71, pp. 167-182, Madrid.
- MARTÍN VIVALDI, J. L., y CANO, J. (1953).—«Las sepiolitas. Características y propiedades de sepiolitas españolas». *An. Edaf. y Fisiol. Veg.*, núm. 12, pp. 827-855, Madrid.
- MINGARRO, F., y MARFIL, R. (1966).—«Estudio de los sedimentos detriticos del SE. de Guadarrama (Madrid)». *Not. y Com. I. G. M. E.*, núm. 81, pp. 21-52, Madrid.
- MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A., y AGUIRRE, E. (1972).—«Observaciones geológicas en el Campo de Calatrava». *Est. Geol., C. S. I. C.*, vol. 28, pp. 3-11, Madrid.
- PELAEZ, J. R.; PEREZ GONZALEZ, A.; VILAS, L., y AGUEDA, J. A. (1971).—«Características hidrogeológicas del Cuaternario del río Jarama». *Actas del I. C. H. I. L. A. G. E.*, Sec. 3, t. 2, pp. 513-526, Madrid-Lisboa.
- PEREZ GONZALEZ, A.; FUENTES VIDARTE, C., y AGUIRRE, E. (1970).—«Nuevos hallazgos de *Elephas antiquus* en la terraza media del Jarama». *Est. Geol., C. S. I. C.*, vol. 26, pp. 219-223, Madrid.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1971).—«Tertiary and Quaternary of the Plateau of New Castille. Tenth International Field Institute, Spain 1971». *American Geological Institute*.
- (1971).—«Estudio de los procesos de hundimiento en el valle del río Jarama y sus terrazas [nota preliminar]». *Est. Geol., C. S. I. C.*, vol. 27, pp. 317-324, Madrid.
- PEREZ MATEOS, J., y VAUDOUR, J. (1972).—«Estudio mineralógico y geo-

- morfológico de las regiones arenosas al sur de Madrid». *Est. Geol.*, C. S. I. C., t. 28, pp. 201-208, Madrid.
- PEREZ REGODON, J. (1970).—«Guía geológica, hidrogeológica y minera de la provincia de Madrid». *Mem. I. G. M. E.*, núm. 76, pp. 1-183, 1 map. 1:200.000, Madrid.
- PRADO, C. de (1864).—«Descripción física y geológica de la provincia de Madrid». *Junta General de Estadística*, Madrid.
- RIBA, O. (1957).—«Terrasses du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid». *Livret-guide de l'excursion C₂. 5.^o Congr. Internac. IN. QUA.*, Madrid.
- RIBA, O.; AREVALO, P., y DE LEIVA, A. (1969).—«Estudio sedimentológico de calizas del páramo del Terciario de la cubeta del Tajo». *Bol. Geol. y Min.*, t. 80, núm. 6, pp. 525-537, Madrid.
- ROMAN, F. (1922).—«Les terrasses quaternaires de la Haute vallée du Tage». *C. R. Ac. Sc.*, t. 175, pp. 1.084-1.086, París.
- ROYO GOMEZ, J. (1917).—«Datos para la geología de la submeseta del Tajo». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XVII, pp. 519-536, Madrid.
- (1922).—«El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica». *Mem. Com. Inv. Paleont. y Prehist.*, J. A. E. I. C., núm. 30, Madrid.
- (1926).—«Tectónica del Terciario continental ibérico». *Bol. I. G. M. E.*, t. 47, pp. 131-163, Madrid.
- (1929).—«Datos para el estudio de la geología de la provincia de Madrid. Cuenca terciaria del Alto Tajo. Hoja número 560 (Alcalá de Henares)». *I. G. M. E.*, Madrid.
- SAN JOSE LANCHÁ, M. A. de (1971).—«Síntesis hidrogeológica de la cuenca del Tajo». *Actas del I. C. H. I. L. A. G. E.*, Sec. III, t. II, pp. 659-677, Madrid-Lisboa.
- SCHWENZNER, J. E. (1936).—«Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes». *Geogr. Abhandl.*, 3.^o ser., t. 10, pp. 1-128.
- VALDEBRO, C. I. P. (1965).—«Sondeo núm. 35 'Tielmes núm. 1'. Columna litológica núm. 1. Escala vertical 1:500». *Informe privado*, Madrid.
- VAUDOUR, J. (1969).—«Données nouvelles et hypothèses sur le quaternaire de la région de Madrid». *Mediterranée*, núm. 8, pp. 79-92.
- VEGAS, R. (1973).—«Los derrumbamientos del SO. de la Península Ibérica». *Bol. Geol. y Min.*, Madrid (en prensa).

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA