

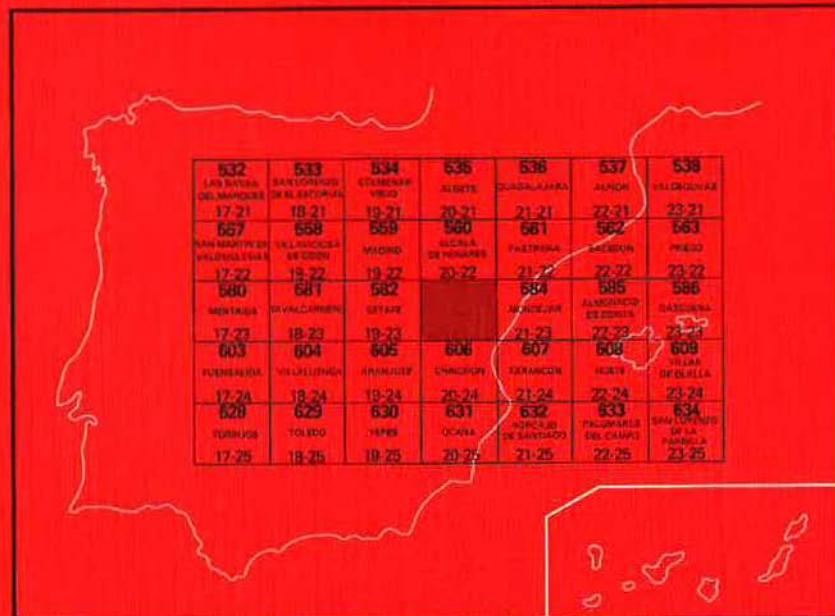


MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ARGANDA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ARGANDA

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 Julia, Ingeniero de Minas, Ingeniero Encargado.
- D. Miguel Angel de San José Lancha, Licenciado en Ciencias Geológicas, Geólogo de Campo (Cartografía y Redacción 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. 9.638-1975

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

1 INTRODUCCION

1.1 MARCO GEOGRAFICO Y GEOLOGICO

La Hoja de Arganda está situada en la cubeta central del Tajo, dentro de la depresión terciaria de Castilla la Nueva, y en el borde S. de la región natural conocida con el nombre de La Alcarria. Presenta, pues, caracteres morfoestructurales y litologías típicas de las zonas centrales de dicha depresión, de las cuales destacan la morfología tabular en páramos o mesetas sobre estratos horizontales con ríos encajados en profundos valles, y una monótona litología calcáreo-evaporítica.

A pesar de su aparente sencillez, el estudio geológico de la Hoja de Arganda ofrece importantes problemas, aún no totalmente resueltos, sobre todo en lo que se refiere a las relaciones entre ciclos sedimentarios y tectónica profunda, y a la evolución morfogenética reciente.

1.2 ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS

Son muy raros los trabajos publicados sobre datos locales de la Hoja de Arganda. Por el contrario, los estudios generales sobre la geología de la depresión terciaria de Castilla la Nueva son relativamente abundantes. De ellos cabe destacar, en una primera etapa, los trabajos de PRADO, C. de (1864), y FERNANDEZ NAVARRO, L. (1904, 1907 y 1914), precursores de las síntesis lito y bioestratigráficas de HERNANDEZ PACHECO, E. (1913,

1914, 1915, 1921, 1923, 1926, 1928 y 1932), y de ROYO GOMEZ, J. (1917, 1922, 1926 y 1929). A éstos hay que añadir los trabajos de ROMAN, F. (1922); los de HERNANDEZ PACHECO, F. (1924 y 1928), y el fundamental estudio morfológico de SCHWENZNER, J. E. (1936).

Una segunda etapa da comienzo con la publicación por el I.G.M.E. de la cartografía básica a 1:50.000 de la región (KINDELAN, J., y CANTOS, J., 1946; CASTELLS, J., y DE LA CONCHA, S., 1951). A partir de este momento se diferencian varias líneas de investigación especializadas en el estudio de diversos aspectos de la problemática de la cubeta central del Tajo. Así, el aspecto mineralógico-sedimentológico es estudiado por MARTIN VIVALDI, J. L. et alt. (1953); BENAYAS, J. y col. (1960); ALONSO, J. J. y col. (1961); MINGARRO, F., y MARFIL, R. (1966); HLIERTAS, F. y col. (1970, 1971), y PEREZ MATEOS, J. y col. (1972), mientras que la litoestratigrafía y tectónica de la cubeta describen en los fundamentales trabajos de RIBA, O. (1957) y ALIA, M. (1960), la bioestratigrafía por CRUSA FONT, M. y col. (1954, 1960, 1971) y la morfología por HERNANDEZ PACHECO, F. y col. (1969); VAUDOUR, J. (1969), y PEREZ GONZALEZ, A. (1971), amén de VAUDOUR, J. y col. (*op. cit.*).

Mención aparte merecen los trabajos desarrollados a partir de 1967 por los discípulos de ALIA, M., cristalizados en la cartografía regional efectuada por CAPOTE, R., y CARRO, S. (1967) para la J.E.N., parcialmente publicada por el I.G.M.E. en 1968, y en una serie de estudios geofísicos (CADAVID, S., y HERNANDEZ, M. E., 1967), en los que se investiga la tectónica profunda del basamento de la cubeta central del Tajo. Estos trabajos constituyen la base obligada de partida para cualquier nueva investigación sobre este tema, y así han sido utilizados tanto en la «Guía» de PEREZ REGODON, J. (1970), como en el Mapa de síntesis a 1:200.000, Hojas núms. 45 (1971), 46 (1972) y 54 (1972), publicado por el I.G.M.E., y que es el trabajo cartográfico más reciente en el que se sintetiza la geología de la cubeta central del Tajo.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 INTRODUCCION

Los materiales que afloran en la Hoja pertenecen al relleno sedimentario continental de la cubeta central de la depresión terciaria del Tajo. Corresponden en su mayor parte a sedimentos detrítico-evaporíticos depositados en una cuenca endorreica bajo condiciones de aridez climática, durante el Mioceno (Burdigaliense Superior-Vindoboniense), coronados por una serie detrítico-caliza de ambiente fluviolacustre, de edad incierta (Serie del Páramo: Mioceno Superior-Plioceno) y depositada bajo condiciones climáticas y de drenajes muy diferentes a las de la serie inferior, pero aún no bien

conocidas. Estos materiales se encuentran recubiertos por extensos depósitos cuaternarios, bajo la forma de suelos, depósitos coluviales y eólicos y diversos tipos de sedimentos de origen fluvial.

2.2 LOS MATERIALES MIOCENOS

El esquema clásico de distribución horizontal de litofacies sedimentarias en una cuenca endorreica árida permite distinguir una zona con facies «de borde», detríticas; otra con facies «intermedias», constituidas por materiales detríticos finos, entre los que aparecen ya minerales de neoformación, y otra con facies «centrales», donde los litotopos son de origen químico. Así, en el relleno mioceno de la cubeta del Tajo pueden distinguirse facies «de borde» (facies «Madrid», «Toledo», «Guadalajara» y «Alcarria», de BENAYAS, J.; PEREZ MATEOS, J., y RIBA, O., 1960), detríticas, gruesas a finas, enlazando con depósitos gruesos en la base de los relieves del área fuente (MINGARRO, F., y MARFIL, R., 1966), facies «intermedias (facies «blanca»), detrítico-calizo-evaporíticas, y facies «centrales» (facies «Vallencas» y facies «gris»), evaporíticas. La Hoja de Arganda se encuentra situada en plenas facies centrales, sobre las cuales aparecen con diverso desarrollo las facies intermedias, y en el techo la Serie del Páramo, que se extiende en la cubeta central del Tajo, tanto sobre facies de borde como sobre intermedias y centrales, e incluso sobre parte de los relieves de las áreas fuente, al N. y al E. de la cubeta.

Así pues, podemos distinguir:

2.2.1 Facies evaporíticas basales (Ty_{c12-c11}^{3-Bb})

Aparecen como una potente formación yesífera, dando lugar a los escarpes que limitan los valles del Jarama y Tajuña, y de sus afluentes. Su potencia es de 80-100 m. visibles, aun cuando puede llegar a ser mayor de 150 m., si consideramos que el sondeo de Tielmes de Tajuña, emboquillado en yesos de esta facies indica que a 100 m. de profundidad la litología ya es detrítico-calcárea, aun cuando después continúe con facies evaporíticas nuevamente.

Litológicamente está constituido por margas yesíferas gris verdosas, yesos especulares y yesos masivos grises, con frecuentes cambios laterales y predominando, en especial hacia el S. de la Hoja, los yesos masivos. Eventualmente, las diaclasas pueden estar llenas de yesos especulares en placas o de yesos fibrosos blancos, de neoformación. Son frecuentes, sobre todo en los alrededores de Perales, Tielmes y Carabaña, las intercalaciones de bancos verdosos, azulados o violáceos, constituidos por yesos y sales magnésicas del tipo de la glauberita, thernardita y mirabilita, e incluso, en ocasiones, sal común.

Este tramo, que ofrece gran resistencia a la erosión, puede, en cambio, estar eventualmente karstificado, provocando hundimientos y dando lugar a manantiales salinos.

2.2.2 Facies intermedias (Tm_{c11}^{Bb-Bc})

Aparecen sobre los yesos basales como prolongación de las facies que hacia el O., en la Hoja de Getafe, presentan abundantes minerales de neoformación. Presenta una gran variabilidad de facies, con inclusión de términos tanto calcáreos como detríticos y evaporíticos, distinguiéndose, en general, facies predominantemente margocalcáreas blancas en el NO. y centro de la Hoja, que pasan hacia el SE. a yesíferas blancas o grises.

Así, en la zona N. y occidental de la Hoja, la facies intermedia está constituida por un conjunto de alternancias de calizas micríticas, calizas margosas, margas blancas y arcillas margosas claras, con alguna intercalación esporádica de yesos blancos sacaroideos. Esta serie, en bancos de 0,20-0,30 m. de potencia, se suele presentar muy replegada y afectada por fenómenos de hundimiento por disolución de los yesos masivos infrayacentes. Eventualmente pueden aparecer en la base de esta formación niveles sepiolíticos (NE. de la Hoja). La presencia de un elevado porcentaje de sales solubles en las micritas indica el carácter endorreico de la formación.

Hacia el SE. de la Hoja van apareciendo progresivamente niveles de margas yesíferas y yesos, que llegan a predominar aun cuando se mantenga el color blanco general de la serie, pero con intercalaciones grises. Son frecuentes bancos de yesos sacaroideos blancos, compactos, yesos microcristalinos pardos con típicas acanaladuras superficiales por disolución (protolapiaz), bancos de margas arcillosas grises con cristales de yeso especular acaramelado maclado en punta de lanza, o lenticular, y bancos de yesos grises pulverulentos, de origen probablemente detrítico. En el techo, en el ángulo SE. de la Hoja, cerca de Villarejo de Salvanés y Valdonacete, y también en las proximidades de Carabafía, existe un nivel de grandes nódulos (hasta 1 m³) cavernosos de sílex, que aparecen intercalados entre yesos pardos microcristalinos. Este nivel es muy constante dentro de la cubeta del Tajo, y puede considerarse como nivel guía, marcando el límite entre el Vindoboniense y las facies detríticas basales del Mioceno Superior-Plioceno (Serie del Páramo), excepto en los sitios en los que ha desaparecido por erosión (zona NO. de la Hoja).

La potencia total de las facies intermedias oscila entre unos 40 m. al NO. de la Hoja —50 m. en Arganda— hasta cerca de 80 m. en los alrededores de Villarejo de Salvanés, en el ángulo SE. y siempre en función de la mayor o menor intensidad de la erosión pre-pontiense (CAPOTE, R., y CARRO, S., 1968).

2.2.3 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), a las que puede llegar a eliminar, como se observa en el ángulo SO. de la Hoja.

Así pues, podemos distinguir:

2.2.3.1 Serie detritica basal (Ts_{c12}^{bc})

La existencia de materiales detríticos fluviales bajo las «calizas de los páramos» es un hecho ya señalado por FERNANDEZ NAVARRO, L., y CARANDELL, J. (1914); HERNANDEZ PACHECO, E. (1965); 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), extienden a todo el ámbito de distribución de las «calizas del páramo» en la cubeta central del Tajo.

Esta serie detrítica, con importantes variaciones en facies y potencia, está constituida en la franja que corre entre Campo Real, Arganda y el ángulo SO. de la Hoja, por gravas y conglomerados arcósicos con lentejones de cantes de cuarcita y cuarzo filón, eventualmente algunos de caliza micrítica hacia la base (Km. 8,200 de la carretera del Puente de Arganda a Chinchón). Los cantes pueden presentar talla de hasta 10-20 cm., la matriz es microconglomerática, arenosa o arcillosa, siempre feldespática, y el cemento calizo. Existen cerca de Arganda grandes lentejones de arenas blancas, grises, verdosas o rojizas, con abundantes paleocanales, laminaciones oblicuas y entrecruzadas, «cantes blandos», e incluso niveles con restos vegetales lignitizados. El techo de este tramo, en tránsito a las «calizas del páramo», está formado por arcillas micáceas rojizas, grumosas, pasando a margas arenosas rojizas con nódulos calcáreos y a calizas, a veces tobáceas. La potencia, en la citada franja, oscila entre 20-35 m. y ésta, unida al carácter grosero de los materiales y al hecho de que la discordancia erosiva basal llega a afectar a la facies evaporítica, eliminando hacia el S. la facies intermedia, hace pensar en la existencia de una gran arteria fluvial circulando en dirección NNE-SSO., muy próxima y aproximadamente paralela al valle actual del Jarama.

En cambio, en dirección SE. la serie disminuye en potencia y granulometría, pasando a 7-10 m. en la base, arcillas negras y calizas delgadas con gasterópodos (CAPOTE, R., y CARRO, S., 1968), seguidas de arenas sueltas, feldespáticas, blancas o rojizas y limos arcillosos grises o verdes. Este conjunto pasa en el techo a «calizas del páramo».

Conviene resaltar el hecho de que aparezcan en afloramientos próximos a Valdilecha cantes de granito perfectamente reconocibles, aunque muy alterados, junto con alguno pizarroso. Este hecho ya había sido señalado por

CAPOTE, R., y CARRO, S. (1968), para los alrededores de Pozo de Guadajara (Hoja núm. 561, Pastrana), y está en correspondencia con el carácter arcósico de la serie.

2.2.3.2 «Calizas del Páramo» ($T_{cl2}^{Bc} T_2^B$)

Se designa con este nombre en la literatura antigua al nivel de calizas lacustres que constituye, gracias a su resistencia a la erosión, la superficie de los páramos o «alcarrias» característicos de las cubetas terciarias del Duero, Ebro y Tajo.

En la Hoja de Arganda esta formación se presenta en continuidad con la serie detrítica basal, y con abundantes variaciones locales en desarrollo y facies, oscilando entre potentes (50-80 m.) masas de calizas lacustres, grises o blancas, esparísticas, compactas y duras, en bancos de 1-2 m., calizas tobáceas con gran cantidad de tallos de plantas, y alternancias de calizas margosas, margas compactas y margas rojizas arenosas con cantos (carretera de Villarejo de Salvanés a Valdoracete), en bancos de 0,30-1 m. Eventualmente pueden aparecer niveles superficiales discontinuos de encostramiento (caliche).

La potencia total de esta formación es difícil de conocer, dado que la superficie de los páramos no representa un nivel de depósito, sino una superficie de erosión (la M_2 de SCHWENZNER, J. E., 1936), a que existen pliegues relativamente abundantes, ya que la «caliza de los páramos» es una facies relativamente diacrónica dentro de un ciclo detrítico-calizo. No obstante, las máximas potencias visibles parecen estar al N. y NE. de Valdilecha (> 50 m.) y cerca de Morata de Tajuña, donde puede llegar a los 80 m. en el extremo S. del amplio sinclinal que allí se dibuja.

Por lo que respecta a la «Serie del Páramo» en su conjunto, detalles de importancia paleogeográfica son el hecho de que las zonas con máximas potencias de la serie detrítica basal parecen coincidir también con zonas en las que existen más abundantes intercalaciones detríticas en la «caliza del páramo», y el de que los términos esparíticos en las calizas sean muy abundantes, con gran escasez de sales solubles en los sedimentos. Todo esto sugeriría para la «Serie del Páramo» un ambiente con drenaje externo bien desarrollado, al revés que en las facies evaporíticas e intermedias, y un régimen de arterias fluviales meandriformes depositando material detrítico grueso, en cuyos interfluvios pantanosos se depositarían calizas tobáceas y lacustres.

2.3 CRONOESTRATIGRAFIA COMPARADA DE LOS MATERIALES MIOCENOS

Sólo es posible establecer una cronoestratigrafía del Mioceno de la Hoja de Arganda correlacionando sus formaciones con las que en otros puntos

presentan fauna datada, principalmente de mamíferos. Los yacimientos clásicos han sido descritos por HERNANDEZ PACHECO, E. (1913, 1914, 1921); HERNANDEZ PACHECO, F. (1928, et alt. 1969); CRUSA FONT, M., y VILLALTA, J. F. de (1954); CRUSA FONT, M., y TRUYOLS, J. (1960); CRUSA FONT, M., GOLPE, J. M. (1971), y MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A., y AGUIRRE, E. (1972). De su estudio se desprende que la facies evaporítica basal, que hacia el O. se presenta cada vez más profunda, puede ser datada como Burdigaliense-Vindoboniense Inferior, en virtud de la fauna de la Hidroeléctrica (serie inferior del Manzanares, Madrid).

Por lo que respecta a las facies intermedias, en ellas aparece la gran mayoría de los yacimientos de vertebrados (faunas del Puente de Vallecas, Puente de los Franceses, Cerro de la Plata, San Isidro y Puente del Calero), situados buena parte de ellos en las arcosas de «facies Madrid», que pasan a las facies intermedias en las proximidades del Cerro Almodóvar (donde también ha aparecido fauna). De su estudio se desprende que dichas facies intermedias poseen una edad 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 formas en facies equivalentes que se conocen al N. de la cubeta del Tajo (Matillas, Cendejar de la Torre) indican una edad Mioceno Superior (antiguo Pontiense en sentido amplio), mientras que las que aparecen al S., en Puebla de Almoradiel y el Campo de Calatrava, presentan especies que ya podrían ser consideradas como del Plioceno Inferior (MOLINA, E., y col., 1972). Así, salvo que en un futuro se demostrase que los yacimientos de Puebla de Almoradiel y del Campo de Calatrava pertenezcan a formaciones superiores a la «caliza del páramo» de Arganda, deberemos considerar a ésta como de edad «Pontiense» (s.l.)-pliocena, toda vez que la abundante fauna de gasterópodos de agua dulce que presenta es totalmente banal o, en todo caso, indica una edad Mioceno Superior.

2.4 CUATERNARIO

Los extensos depósitos cuaternarios que aparecen en la Hoja de Arganda se pueden clasificar, desde un punto de vista genético, en:

- a) Depósitos autóctonos eluviales, producidos *in situ* por disgregación mecánica y química, y edofotogénesis, sin apenas transporte.
- b) Depósitos paraautóctonos de tipo gravitatorio, por hundimiento, disgregación y solifluxión. Coluviones y, en parte, recubrimiento de rampas de erosión.
- c) Depósitos alóctonos de tipo hidrodinámico. Aluviales, terrazas y coños de deyección. Localmente autóctonos químicos, como las tobas travertínicas.

Desde un punto de vista cronológico relativo, podemos distinguir:

2.4.1 Depósitos antiguos

Se incluyen aquí depósitos de recubrimiento de rampas de erosión y los correspondientes a la denominada «terraza media» del Jarama y Tajuña, así tenemos:

2.4.1.1 *Rampas de erosión y depósitos de loess (Q₁G^{a-b})*

La rígida plataforma en rampa que se desarrolla entre 600-640 m. de altitud al SO. de la Hoja, coincidiendo con el nivel de 80-85 m. sobre los ríos, está recubierta de una película de limos arenosoarcillosos pardos claros, que en ocasiones puede llegar a 1,5 m. de potencia, dando taludes casi verticales y con glomérulos de carbonato cálcico envolviendo raíces vegetales o formando nódulos. Se trata indudablemente de un material depositado en medio de transporte eólico (loess), y recubre en parte a un depósito heterométrico y heterogéneo de aspecto fanglomerático o coluvionar, que aparece esporádicamente en las zonas deprimidas de las rampas de erosión, y es más abundante en la zona del cambio de pendiente a las laderas de los relieves marginales.

2.4.1.2 *Terraza media (Q₁^cT₄)*

Se desarrolla extensamente en el valle del Jarama a 11-13 m. sobre la margen izquierda del río, y está formada por gravas con matriz arenosa, lentejones de arenas con laminación oblicua y cruzada y paquetes de arcillas verdes. En este nivel han aparecido (p. k. 2,400 de la carretera del Puente de Arganda a Chinchón) restos de *Elephas antiquus* (PEREZ GONZALEZ, A.; FUENTES VIPARTE, C., y AGUIRRE, E., 1970) y han podido ser observados numerosos fenómenos de crioturbación, solifluxión y deformaciones pseudoenoetectónicas debidas a hundimientos por disolución de los yesos infraya- centes (PEREZ GONZALEZ, A., 1971).

En el Tajuña, en cambio, dicha terraza, a 10-15 m. sobre el nivel del río, sólo se observa bajo la forma de hombreras aisladas en los alrededores de Tielmes y Carabaña, en la margen Izquierda del río Tajuña y sobre los afluentes que desembocan por dicha margen. En éstos, la composición de la terraza es predominantemente de cantos de caliza, procedentes de los páramos circundantes, con matriz limoarcillosa parda clara.

2.4.2 Depósitos modernos y actuales

Incluyen, además de terraza y aluviones, todas las restantes formas genéticas. Así pues, tendremos:

2.4.2.1 *Terraza baja (Q₂T₅)*

Aparecen a + 3 — 5 m. en la margen izquierda del valle del Jarama, y en razón a procesos de hundimiento por disolución es probable se solape sin resalte morfológico con la de + 6 — 7 m., que aparece claramente diferenciada aguas abajo del Jarama, en la Hoja de Getafe. Así, en la llanura aluvial de Arganda pueden acumularse espesores de más de 30 m. de gravas con matriz arenosa que, en el caso de la terraza baja, se encuentran recubiertas superficialmente por hasta 1 m. de limos arcilloarenosos pardos.

En el valle del Tajuña aparece esta terraza también a + 3 — 5 m., sobre todo al SO. de Morata de Tajuña y bajo la forma de hombreras en ambas márgenes a lo largo de todo el valle y los de sus afluentes, pero nunca de forma continua. Presenta gran proporción de cantos calizos y matriz limoarcillosa parda o clara.

2.4.2.2 *Tobas travertínicas (Q₁₋₂ Tr)*

En las terrazas media y baja del Tajuña, que se unen entre sí en los alrededores de Orusco, aparecen calizas travertínicas tobáceas, con abundantes moldes de tallos de plantas. Su potencia puede llegar a 10-15 m., pero con extensión muy limitada.

2.4.2.3 *Cauces abandonados (Q₂Ca)*

Destacan morfológicamente en las terrazas media y baja del Jarama, producidos por afluentes, y en la llanura de inundación del Tajuña, originados por el propio río.

2.4.2.4 *Coluviones (Q₂C)*

Presentan gran desarrollo en la Hoja de Arganda, sobre todo a lo largo del valle del Tajuña y de sus afluentes. Se deben a deslizamientos de ladera, a veces muy extensos, con resbalamiento de masas desprendidas desde el borde del páramo, sobre las margas y margas yesíferas infrayacentes, tomando gran importancia sobre todo allí donde fenómenos de disolución han afectado tanto a las «calizas del páramo» como a los yesos de la facie evaporítica basal. Dichos hundimientos son muy recientes y aparatosos, sobre todo en Morata y Perales de Tajuña, en Carabaña y, también, en Tielmes y Valdilecha. Cerca de este último se pueden reconocer «glissements» en escalera y desprendimientos recientes que han afectado incluso a la carretera de Valdilecha a Orusco, mientras que en Tielmes es toda la ladera oriental de monte de Los Llanos la que comienza a hundirse sobre el valle del Tajuña. En general, estos coluviones incluyen grandes bloques casi intactos de «caliza del páramo», a veces sectores completos del escarpe, deslizados ladera abajo.

Las características litológicas de estos materiales vienen condicionadas por su carácter paraautóctono, pero, en general, los que aparecen sobre el valle del Jarama son margoyesíferos, mientras que en los escarpes del Tajuña están formados por un caos de bloques y cantos de caliza, con material detritico y margoyesífero interpuesto.

2.4.2.5 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. Son muy abundantes junto a los escarpes de los yesos en el Tajuña y sus afluentes principales, y eventualmente se unen entre sí dando un festón de abanicos aluviales.

Su litología es semejante a la de un coluvión, con mayor selección y homogeneidad en el material debido al transporte.

2.4.2.6 Llanura de inundación (Q_2^c Al₁)

Es la zona de influencia de las avenidas estacionales de los ríos Jarama y Tajuña. En ella se encaja el canal de estiaje, por el que circula habitualmente el río, y presenta, en el caso del Jarama, abundantes barras de geometría muy inestable.

La litología es diferente en ambos ríos: gravas cuarcíticas y arenas con pequeña proporción de limos en el Jarama. En el Tajuña, en cambio, limos arcillosos yesíferos o margosos, con algún nivel de cantos redondeados de caliza.

2.4.2.7 Aluviales de fondo de valle (Q_2^c Al₂)

La red fluvial secundaria en casi todo el ámbito de la Hoja presenta fondos de valle planos, llenos de gravas finas calcáreas, arenas arcillosas, limos y arcillas yesíferas y margosas, en relación con las litologías circundantes. En las cercanías de Arganda, en cambio, el relleno es de gravas cuarcíticas con matriz arenarcillosoa.

2.4.2.8 Eluviones (Q_2^c E)

Aparecen sobre todo recubriendo la superficie de los páramos, bajo la forma de arcillas rojas llenando cubetas de descalcificación, «terras rossas» y «terras fuscas», sobre las que suelen aparecer protosuelos de tipo reendzina o reendzina empardecida, y tierras pardas meridionales muy poco desarrolladas.

En los escarpes del Tajuña existen rellanos producidos por dovelas de

hundimiento o por hombreras de erosión terciarias, que poseen recubrimientos eluviales muy localizados.

2.4.3 Síntesis evolutiva y correlación

Los abundantes datos faunísticos descritos en la bibliografía antigua sobre el Cuaternario de la zona han sido sintetizados por primera vez en el trabajo de RIBA, O. (1957). A partir de él, el esquema clásico de cuatro terrazas correspondiendo con la cronología glaciar centroeuropea ha sido modificado (VAUDOUR, J., 1969; AGUIRRE, E.; MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A., y ZAZO, C., 1972) a un complejo de terrazas y rampas-terraza desarrolladas en relación con los pluviales e interpluviales correspondientes a un sistema morfoclimático de tipo mediterráneo. No obstante, existe una marcada acción periglaciar (PEREZ GONZALEZ, A., 1971), puesta de manifiesto por los fenómenos de solifluxión y crioturbación que afectan al menos a la terraza media del Jarama en el territorio de nuestra Hoja.

Teniendo en cuenta las faunas que se conocen, la posición relativa de los distintos niveles en zonas próximas y el desarrollo edafogénico correspondiente a cada nivel, se puede suponer para los depósitos relacionados con las rampas de + 80 — 85 m. una edad pleistocena inferior a media, mientras que para la terraza media, la presencia de *Elephas antiquus* en el valle del Jarama no es determinativa, pudiéndose suponer un Pleistoceno Superior bajo. Para el resto de las formaciones no actuales, terraza baja incluida, la edad sería un Holoceno s.l., en especial para el gran desarrollo coluvionar del Tajuña.

La evolución, en virtud de la correspondencia entre superficies de erosión, carácter de la fauna y suelos relictos, parece haber sido desde un clima árido o semiárido, con suelos rojos, hasta un submediterráneo (suelos pardos) semejante al actual. En cualquier caso, el tránsito no ha sido en modo alguno continuo, sino mediante sucesivas pulsaciones, reflejadas en los numerosos niveles de terrazas y de rampas-terraza.

3 TECTONICA

3.1 SITUACION ESTRUCTURAL

La Hoja de Arganda se sitúa en el centro 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 fracturas de borde del macizo granítico-metamórfico del *Sistema Central*, con salto superior a los 2.000 m., al S. por la *plataforma*

de Toledo, y al E. por la Sierra de Altomira, cabalgamiento frontal de las cadenas ibéricas de plegamiento.

El relleno Terciario de la fosa del Tajo, limitado por las líneas morfoestructurales antedichas, se extiende más allá de dichos accidentes, delimitando, por el E. 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. producidos durante las últimas fases de plegamiento hercínicas. Esta reactivación, comenzada a partir del Cretácico Superior, no ha cesado hasta el Villafranquiense, y ha dado lugar a una fosa tectónica que ha funcionado como cuenca molásica continental con respecto al plegamiento del área semimóvil celtibérica.

3.2 DEFORMACION DE LOS MATERIALES MIOCENOS Y CUATERNARIOS

La horizontalidad y atectonicidad de los materiales miocenos de la cubeta del Tajo es algo hoy en día insostenible. Existen deformaciones de todo tipo, que no sólo han constituido factores de retoque en la disposición y aspecto actual de los materiales, sino incluso han condicionado en parte su sedimentación, y posteriormente la morfología actual, sobre todo la red fluvial, que sigue líneas estructurales muy netas.

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); CADAVÍD, S., y HERNANDEZ, M. E. (1967); ALIA, M.; PORTERO, J. M., y MARTÍN ESCORZA, C. (1973), y MARTÍN ESCORZA, C.; CARBO, A., y GONZALEZ URANELL, A. (1973).

Teniendo en cuenta dichas ideas podemos distinguir:

3.2.1 Deformaciones atectónicas

Aparecen afectando principalmente a los materiales de la facies intermedia, por disolución y hundimiento de los yesos masivos infrayacentes. Por lo general provocan estructuras de tipo sinclinal, en V muy pronunciada, tal como pueden observarse en el p.k. 27 de la C. N. III en Arganda. En otras ocasiones, se trata de verdaderas chimeneas, llenas de material caótico perteneciente a estratos suprayacentes (p.k. 44 de la C. N. III).

Otro tipo de deformación atectónica es la producida por un principio de fluidez en los yesos, provocada por cambios volumétricos. Así, puede producirse un «sellado» de los hundimientos, aislando «gotas» de facies intermedia (p.k. 27,500 C. N. III).

Por último, deben citarse los falsos pliegues y flexuras producidos en los escarpes de las «calizas del páramo» por el deslizamiento gravitatorio de la ladera. De igual modo, deben destacarse las «fracturas» atectónicas que provocan el desplazamiento en masa, ladera abajo, de amplios sectores de la cornisa calcárea del páramo.

3.2.2 Deformaciones tectónicas

Dentro de las deformaciones que afectan a los materiales de la Hoja, y a las cuales se puede atribuir un claro origen tectónico, existen dos categorías en razón a su tamaño y su mayor o menor incidencia morfológica:

- a) Deformaciones tectónicas regionales. Se aprecian bajo la forma de amplios pliegues regionales, de los cuales el más importante en la Hoja es el que discurre con dirección axial NNE-SSO., aproximadamente entre Pozuelo del Rey (al N. y fuera de la Hoja) y Morata de Tajuña. Este pliegue, de muy amplias formas, da la réplica al sinclinal de Los Gozquez, que con dicha dirección aparece en la Hoja de Getafe, sobre la margen derecha del Jarama. *El sinclinal de Morata* da probablemente lugar a la amplia cúbeta de descalcificación que aparece sobre las «calizas del páramo», al N. de Valdilecha, y provoca un espectacular descenso topográfico del contacto de dichas calizas con la serie detrítica basal, al O. de Morata. Los buzamientos regionales en ambos flancos del sinclinal pueden llegar a 20° (cruce de la carretera del Puente de Arganda a Chinchón con la de ésta a Morata).

Tanto hacia el O. como hacia el E. se asciende rápidamente desde los 600 m. de cota a que llega a descender la charnela sinclinal en Morata, hasta los 700, subiendo luego paulatinamente hacia el NE. hasta los 800 a que se sitúa al N. de Orusco.

Estudiando la cota topográfica a que aparece el contacto facies evaporítica-facies intermedia, puede también observarse la existencia de amplios pliegues, más bien domos, como el del S. de Perales y el de Carabaña, y, sobre todo, la presencia de una flexura coincidiendo con el tramo bajo del valle del Tajuña, al S. de Morata, en cuyas márgenes dicho contacto aparece a 590 m., ascendiendo hasta cerca de 700 m. en dirección a Valdelaguna. Este hecho coincide con la prolongación teórica del flanco E. del sinclinal de Morata, y con importantes descensos de cota de las «calizas de los páramos», que mientras que en los escarpes de la margen derecha del Tajuña aparecen a 690 m., en la margen izquierda y frente a aquéllos lo hacen a 640 m.

Esto, unido a la existencia en la Hoja de tramos rectilíneos paralelos afectando a la red fluvial principal (que constituirían una red

dentrítica de no existir discontinuidades preestablecidas en los materiales), hace pensar en la existencia de una serie de líneas morfoestructurales principales (ALIA, M., 1960) afectando a los materiales miocenos.

También debe señalarse como deformación tectónica regional la importante basculación que sufren los materiales miocenos en dirección SO. Como ya se ha indicado, la cota absoluta de la «caliza del páramo» desciende desde los 800 m. al NE. de la Hoja, hasta los 700 m. al SO. Este hecho también afecta al contacto yesos-facies intermedia, aunque algo más atenuado en ésta dirección. En cambio, y por último, es importante señalar la existencia, ya indicada por CAPOTE, R., y CARRO, S. (1967) de un amplio abombamiento claramente perceptible, que hace que la cota del contacto yesos-facies intermedia, haciendo abstracción de los pliegues, aparezca en el Piul, al NO. de la Hoja, a 610 m., mientras que en Valdaracete, al SE., lo haga a 710 m.

- b) Deformaciones tectónicas locales. Todo el conjunto mioceno, incluida la Serie del Páramo, presenta pliegues muy abundantes desde 4-5 m. de radio hasta 15-20 m. con dirección predominante NNE-SSO. Los buzamientos son en general muy débiles y las fracturas acompañantes, de 1-2 m. de salto máximo, presentan dirección parecida (p.k. 30,00 de la C. N. III). No obstante, existen fracturas perfectamente controlables, con pequeño salto, pero gran desarrollo longitudinal, que aparecen relacionadas o en prolongación de los valles rectilíneos de la red principal. Sus direcciones son NNE-SSO., NE-SO., NO-SE. y E-O.

3.3 PRINCIPALES LINEAS MORFOESTRUCTURALES

Al considerar tanto las deformaciones de amplio radio que afectan a las series miocenas, como las rígidas alineaciones morfológicas de la red principal de drenaje en la Hoja de Arganda, es preciso tener en cuenta que, al no existir importantes cambios de facies que condicionen dichas líneas morfológicas, la única explicación posible será la existencia de una tectónica del zócalo que, atenuada, dará lugar en la cobertura a pliegues, abombamientos, flexuras y fracturas que provoquen el encajamiento de la red según dichas rígidas direcciones (ALIA, M., 1960). Los procesos lineales de disolución de yesos que han provocado deformaciones en materiales recientes (PEREZ GONZALEZ, A., 1971), afectando a la orientación selectiva de la red de drenaje, pueden reconocer como origen el reflejo en superficie de la citada tectónica de zócalo.

A este respecto conviene destacar los resultados del estudio magneto-métrico del basamento de la Hoja de Arganda efectuado en 1967 por CA-

DAVID, S., y HERNANDEZ, M. E. En este estudio se demuestra la existencia de amplias elevaciones y hundimientos en el basamento profundo —situado a más de 1.550 m. de profundidad— y de una red de fracturas afectando a éste, de direcciones E.-O., NO.-SE. y NE.-SO., coincidentes con las de los tramos rectilíneos de la red principal de drenaje.

Así pues, tanto las deformaciones locales como las regionales, de amplio radio, y la orientación selectiva de la red fluvial, parecen responder a una única causa: la tectónica de horst-grabben del basamento. Dicha tectónica, actuando sobre el Macizo Hespérico y sus zonas de borde desde tiempos posthercínicos hasta la actualidad, ha dado lugar a la fosa del Tajo y afectado a su relleno sedimentario tanto en la distribución de materiales como en la morfoestructura de éstos. De esta manera, las direcciones morfotectónicas principales que afectan a la parte aflorante del Macizo Hespérico se manifiestan también en los sedimentos de relleno de sus cuencas intracráticas, especialmente en el caso de la Hoja de Arganda, la alineación NNE-SSO., que corresponde a los grandes desgarres tardihercínicos del Macizo Hespérico (VEGAS, R., 1973, *in litt.*), reactivados en tiempos alpinos, y que provoca la orientación del *Sinclinal de Morata* y de las principales fracturas.

4 HISTORIA GEOLOGICA

La sucesión de acontecimientos que han dado lugar a las características estratigráficas y morfoestructurales que concurren en la Hoja de Arganda es sólo parte de la más compleja Historia Geológica de la fosa del Tajo, y dentro de ella debe ser contemplada.

La fosa del Tajo, individualizada como tal a partir del Cretácico Superior en virtud de una dinámica alpina que provocó la fracturación de horst-grabben —en parte por removilización de fracturas tardihercínicas— del borde oriental del Macizo Hespérico, constituye una cuenca molásica continental situada entre las áreas semimóviles celtibéricas, con plegamiento sajónico de cobertura, y el horst de basamento del Sistema Central.

La sedimentación de materiales en dicha fosa es pues de origen gliptogenético marginal a partir posiblemente del Cretácico Superior, época en que quedó aislada como tal cuenca molásica. La subsidencia de la cuenca, en gran parte equilibrada con la erosión de las áreas marginales, ha permitido acumularse gran espesor de materiales detritico-evaporíticos (VALDEBRO, C. I. P., Sondeo «Tielmes n.º 1», 1965), sólo deformados en las zonas de borde, y con intensidad decreciente en el tiempo (Mesozoico plegado y fracturado, Paleógeno plegado, Mioceno subhorizontal y apenas afectado). Sobre la distribución facial de dichos materiales influyen no sólo la intensidad de relieve, constitución litológica y clima de las áreas fuente margina-

les, sino también la influencia, aunque muy amortiguada, de una tectónica profunda del basamento subsidente, y la litología de los bordes plegados del relleno de la fosa, que se incorporan nuevamente al ciclo de deposición.

Durante el Mioceno, el esquema sedimentario parece corresponder al de una cuenca endorreica bajo clima árido, con potentes series detríticas de borde —sobre todo en el NO., más subsidente—, facies intermedias detrítico-calizo-evaporíticas con minerales de neoformación, y facies centrales evaporíticas. Estos materiales corresponden con los que hoy en día se depositan en la «bajada», «playa» y «sebkha» o «saladar» de cualquier paisaje endorreico norteafricano o norteamericano, y se corresponden, en la Hoja de Arganda, con la facies evaporítica de yesos masivos y edad Burdigaliense-Vindoboniense.

Un importante cambio en el nivel de energía del medio, coincidiendo con la posible existencia de un nivel erosivo sobre los yesos masivos inferiores, provoca el avance de las facies intermedias sobre las evaporíticas, a partir del Vindoboniense Inferior. La existencia de minerales de neoformación (sepiolita) y de yesos claramente detríticos, en la base de dichas facies, indica inequívocamente la mayor energía del medio, que ya permite la sedimentación de calizas y de material detrítico fino. Dicho aumento de energía deberá paralelizarse con una elevación relativa del área fuente de sedimentos, posiblemente unida a una mayor humedad estacional, con un clima de tipo sabana endorreica donde vivirían mamíferos y tortugas cuyos restos aparecen en dichas facies en zonas próximas, siempre en el límite entre las facies calcimargosas (de agua salobre) y las detríticas.

Un importante cambio en las condiciones climáticas de la cuenca y de nivel de energía del área fuente se produce en el Mioceno Superior (Serie del Páramo). Tras un período erosivo de importancia variable, se depositan materiales terrígenos groseros, 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, con cantos incluso de granito y de abundantes canales fluviales con laminación entrecruzada, playas y dunas, fluviales, indican un transporte muy rápido, con exceso de agua. Los interfluvios están ocupados con materiales de tipo palustre o lagunar y el techo de esta serie denota una recesión a un clima ligeramente más seco, con depósitos tipo fanglomerados y dunas.

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 clima cálido o mediterráneo relativamente húmedo y con numerosos lagos y canales fluviales (depósitos terrígenos intercalados). Este tipo de paisaje pudiera resultar muy similar al de las Tablas de Daimiel o los Ojos del Guadiana, en la actual zona palustre manchega, antes de su desforestación, y con clima relativamente más cálido. Las faunas asociadas, con mastodontes, caballos, ciervos, gacelas

y tortugas (CRUSA FONT, M., y TRUYOLS, J., 1960, y MOLINA, E. y col., 1972) confirman esta hipótesis, lo mismo que los yacimientos de moluscos dulceacuícolas. Según estas faunas, la Serie del Páramo, iniciada en el Mioceno Superior (Pontiense en sentido amplio), puede llegar incluso al Plioceno Inferior.

Con posterioridad a la deposición de la Serie del Páramo se produce una importante fase tectónica de edad rodánica, que a la vez que eleva el marco montañoso, provoca el juego de bloques de basamento, dando lugar a pliegues, abombamientos y fracturas en la cobertura miocena.

El Plioceno, depositado sobre una nueva superficie de erosión (M_2 de SCHWENZNER, J. E., 1936), marca un aumento de la aridez ambiental (formaciones fluviofanglomeráticas y arcillas con costras terminales de la Mesa de Ocaña), y se deposita, 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 eustático) y un cambio climático.

La costra terminal pliocena, recubierta de arcillas pardorrojizas fanglomeráticas indica, no obstante, que dichos cambios se han producido dentro de un sistema morfoclimático de tipo mediterráneo, con oscilaciones desde árido a semiárido hasta húmedo frío.

Al final del Plioceno se produce la basculación general hacia el SO. de edad valáquica, que afecta a todas las formaciones hasta entonces depositadas, y la formación de una nueva superficie de erosión (M_1 de SCHWENZNER, J. E., 1936), sobre la cual, en un clima árido y posiblemente frío, se depositan los mantos fanglomeráticos en régimen de «sheet-flood» de las «Rañas», que no sufren ya deformaciones ni basculamientos.

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 pliocena y miocena —a su vez condicionadas por la tectónica de basamento de la fosa— se jerarquiza progresivamente, dando una sucesión de rampas y terrazas que, al encajarse la red en el tramo evaporítico basal, sufren las consecuencias de la disolución selectiva de los yesos, deformándose por hundimiento.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

- No existe minería como tal en la Hoja de Arganda, salvo la explotación de canteras de extracción de rocas industriales, principalmente para áridos y materiales de construcción. De ellas, cobran singular importancia sobre

todo las graveras, y de ellas las que explotan los aluviones de la terraza media del Jarama, al S. del Puente de Arganda, y en donde la planicie aluvial puede tener más de 30 m. de potencia de gravas. También se explotan como gravera tanto en Arganda como en Villarejo de Salvanés los niveles detriticos basales de la Serie del Páramo, e incluso, cerca de Orusco, terrazas del Tajuña y coluviones.

Existen también abundantes canteras que explotan las calizas del páramo, para su transformación *in situ* (El Alto, Valderribas) o transportándolas mediante un ferrocarril de vía estrecha. Las principales canteras se sitúan en las proximidades de Morata de Tajuña, y entre esta localidad y la C. N. III, aprovechando allí la máxima potencia de calizas en el eje del sinclinal de Morata. También existen canteras de caliza cerca de Perales de Tajuña y Valdilecha, y en las proximidades de Villarejo de Salvanés.

El yeso se beneficia en multitud de pequeñas canteras cerca de Arganda, Morata, Tielmes, Carabaña, Villarejo de Salvanés y Valdonacete; prácticamente todos los escarpes de yeso están jalónados de canteras con mayor o menor importancia.

Por último, cabe señalar las explotaciones de aguas minero-medicinales de Carabaña, procedentes del nivel de thernardita, mirabilita, glauberita y epsomita, con sal común, generalizado en la base de los yesos masivos del centro de la cubeta del Tajo.

5.2 AGUAS SUBTERRANEAS

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

a) Materiales permeables por porosidad.

a₁) Alta permeabilidad.

Se incluyen aquí, sobre todo, los aluviones cuaternarios correspondientes a aluviales de fondo de valle, llanura de inundación, conos de deyección, cauces abandonados y terrazas, baja y media.

En especial las terrazas, planicies de inundación, y menos los aluviales, poseen muy alta permeabilidad, con elevados caudales en los pozos y captaciones, con excelentes recursos y un elevado volumen de reservas, sobre todo en la planicie aluvial de Arganda (PELAEZ, J. R.; PEREZ GONZALEZ, A.; VILAS, L., y AGUEDA, J. A., 1971), dada la potencia mayor de 30 m. que allí poseen las terrazas superpuestas.

a₂) Permeabilidad media o baja.

La presentan, 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.

En segundo lugar, y con mucha mayor importancia, la facies detrítica basal de la Serie del Páramo que, aunque con abundante proporción arcillosa, presenta en las zonas de Arganda, Morata, Perales y Villarejo de Salvanés potencia y permeabilidad suficiente para constituir acuífero, aunque colgado.

b) Materiales permeables por karstificación.

Destaca por su importancia y extensión la caliza del páramo, que posee excelente permeabilidad, aunque potencia muy variable y, en cualquier caso, posición topográfica colgada. Son muy abundantes los manantiales que jalonan el contacto de la caliza del páramo con la serie detrítica basal (su «impermeable», relativo), con aguas ligeramente duras, pero aprovechables. Este acuífero presenta, pues, recursos aprovechables, aun cuando su desfavorable posición topográfica limite las reservas, ya que se encuentra casi totalmente drenado (SAN JOSE, M. A. de, 1971).

También presentan cierta permeabilidad de tipo kárstico los yesos de la facies evaporítica basal, con manantiales salinos (p. k. 13 de la carretera de Tielmes a Valdilecha), pero la composición química de sus aguas les hace completamente inaprovechables, salvo para usos medicinales (aguas de Carabaña).

Un último acuífero de tipo kárstico, o mixto poroso-kárstico, con muy alta permeabilidad, son las tobas travertínicas de los alrededores de Orusco. No obstante, presentan poca extensión para que sus reservas sean explotables.

El resto de los materiales que aparecen en la Hoja, facies intermedia, rampas y loess y la gran masa de los yesos basales, pueden considerarse, a efectos de una posible explotación de aguas subterráneas, 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 VALDOUN, 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 (Añón), 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 mamíferos 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 CARANDELL, 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 españolas. 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.
- KINDELAN, 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.
- MARTIN ESCORZA, C., y HERNANDEZ ENRILE, J. L. (1972).—«Contribución al conocimiento de la geología del Terciario occidental de la fosa del Tajo». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, t. 70, pp. 171-190, Madrid.
- MARTIN ESCORZA, C.; CARBO, A., y GONZALEZ UBANEZ, 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.
- MARTIN 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 detríticos 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 geomorfológico 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 dècrochements 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