



IGME

632

21-25

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

HORCAJO DE SANTIAGO

Segunda serie - Primera edición

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

HORCAJO DE SANTIAGO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por HERRING, S. A., Ingenieros Consultores, con normas, dirección y supervisión del I. G. M. E.

El personal que ha intervenido en la realización de los distintos trabajos es el que a continuación se relaciona:

- D. Antonio Hernández Samaniego, Licenciado en Ciencias Geológicas.
- D. Pedro del Olmo Zamora, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Los informes petrológicos y paleontológicos han sido realizados por la empresa E. G. I. M., así como por los laboratorios propios de HERRING, S. A. *Supervisión del I. G. M. E.:* T. Olaverri Capdevila.

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:

- muestras 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. 12.958-1976

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

INTRODUCCION

La Hoja núm. 632 del Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000, comprende parte de las provincias de Cuenca y Toledo, ocupando esta última solamente la cuarta parte occidental.

Desde el punto de vista geomorfológico es de destacar la suave morfología que imprimen los materiales miocenos y pliocenos, con tendencia a la formación de mesas, recortadas por la actual red hidrográfica. Los sedimentos mesozoicos más resistentes a la erosión determinan las elevaciones que con dirección N.-S. recorren el borde este de la Hoja.

Debido a la escasez de fauna, la datación de las distintas formaciones cartografiadas se ha basado en criterios litológicos. Dentro del Mesozoico, la formación calco-dolomítica del Jurásico marca la base estratigráfica de la zona. Sobre ella se apoya la serie cretácica, que comienza con la facies Utrillas, de probable edad Albiense, y continúa con una alternancia de tramos margo-arenosos y calizo-dolomíticos del Cretácico Superior. El tránsito Cretácico-Paleógeno está representado por paquetes de yesos y margas yesíferas atribuibles a la facies Garumniense. El Terciario posorogénico continental presenta variaciones laterales de facies de Este a Oeste, predominando las series evaporíticas y arcillosas vindobonienses que finalizan con la sedimentación de las calizas lacustres pontienses.

Las condiciones climáticas de subaridez, dominantes durante el Plioceno, dieron origen a la deposición de sedimentos fluviales potentes en la mitad occidental de la Hoja.

Los sedimentos cuaternarios están escasamente representados, reduciéndose a los depósitos de los cauces de los ríos actuales.

Las aportaciones bibliográficas de la zona son numerosas, siendo de destacar los trabajos recientes realizados por la Cátedra de Geodinámica Interna de la Facultad de Ciencias Geológicas de Madrid, dirigidos por ALIA MEDINA, M., sobre las formaciones mesozoicas y paleógenas de la Sierra de Altomira (SANCHEZ SORIA, P., Tesis Doctoral, 1973); así como diversas publicaciones sobre el Mioceno Continental de la Depresión del Tajo, entre las que cabe señalar las de CAPOTE, R., y CARRO, S., 1968-1971, y las realizadas por PORTERO, J. M., NESPEREIRA, J., y ESCORZA, C. M., sobre la Mesa de Ocaña.

1 ESTRATIGRAFIA

Debido a la ausencia de fauna característica que nos defina la edad de las distintas formaciones existentes en la presente Hoja, la diferenciación estratigráfica se ha realizado por comparación con otras litofacies semejantes, datadas en zonas próximas.

Los distintos grupos litológicos cartografiados se pueden agrupar en dos conjuntos de características estratigráficas y estructurales diferentes:

Formaciones mesozoicas y paleógenas de las Sierras de Altomira y Almenara

Comprenden sedimentos epicontinentales jurásicos y cretácicos intensamente tectonizados, y sedimentos continentales del Paleógeno afectados por los plegamientos de amplio radio. Estas formaciones afloran en el borde este de la Hoja.

Formaciones miocenas y pliocenas

Constituidas por sedimentos de génesis evaporítica en disposición horizontal, sobre las que se sitúan, mediante discordancia erosiva, los materiales detríticos pliocenos.

Estas formaciones ocupan el resto de la Hoja, continuando hacia el Oeste con las formaciones de la Mesa de Ocaña.

El Cuaternario se reduce a los aluviales de los cauces actuales de los ríos.

1.1 JURASICO (J)

Se incluyen en el Jurásico las formaciones calizo-dolomíticas que afloran en los núcleos de los anticlinales mesozoicos más occidentales de las Sie-

rras de Altomira y Almenara, sobre las que se apoya en clara discordancia la facies Utrillas.

Debido a la ausencia total de fósiles, se desconoce la edad exacta de esta formación. Por otra parte, la fuerte dolomitización y recristalización de estos sedimentos dan a la serie una gran uniformidad, borrando las posibles diferenciaciones que pudiesen existir antes de estas transformaciones.

La mayor parte de los afloramientos jurásicos están constituidos por un paquete de brechas calco-dolomíticas de color rojizo; este conjunto es muy uniforme en toda la Sierra de Altomira, variando únicamente la potencia visible, que oscila entre 30 y 50 m.

Sin embargo, en los afloramientos del borde SE. la formación jurásica está constituida por niveles de calizas microcristalinas y margas, siendo difícil establecer una correspondencia con los materiales jurásicos aflorantes en el resto de la Hoja. Así, SANCHEZ SORIA, P. (Tesis Doctoral, 1973), encuentra este mismo problema en la Hoja núm. 633 (al E. de la Hoja que nos ocupa), al comparar series tomadas al N. y S. del río Gígüela. Las formaciones infracretácicas al N. de dicho río se reducen al conjunto calizo-dolomítico brechoide, no siendo posible realizar las diferenciaciones cartográficas que más al Sur se han realizado.

Este mismo autor considera ambos conjuntos, en gran parte, coetáneos, aunque de distintas facies, dándoles posible edad liásica.

Al N. del Batán de San Pedro es donde la serie jurásica aparece más completa; allí se ha tomado la siguiente serie:

Techo: Cretácico.

- 20 m. Caliza microcristalina gris-amarillenta, estratificación difusa, con posibles oolitos.
- 8 m. Margas (recubiertas).
- 15 m. Caliza microcristalina gris, con un nivel de 2 m. de carniolas intercalado, fractura concoidea, compacta.
- 20 m. Caliza cristalina de grano medio blanco-amarillento, con recristalizaciones de calcita, compacta.

1.2 CRETACICO

Los sedimentos cretácicos afloran en los flancos de los anticlinales que, con dirección N.-S., bordean la Hoja por el Este.

A pesar de que los afloramientos son de pequeña extensión y están separados unos de otros, las correlaciones estratigráficas pueden hacerse con bastante precisión, gracias a la uniformidad de facies de los distintos niveles estratigráficos cartografiados.

En esta zona de la Ibérica, el Cretácico Inferior no se ha depositado, a excepción de los sedimentos arenosos correspondientes a la facies Utrillas,

que se apoyan mediante discordancia erosiva sobre la formación calizo-dolomítica brechoide del Jurásico. El Cretácico Superior aparece completo y litológicamente constante en todos los afloramientos; está constituido por una alternancia de niveles margo-arenosos y niveles calizo-dolomíticos.

1.2.1 Albiense (C₁₆)

No existen pruebas paleontológicas para atribuir los sedimentos arenosos de facies Utrillas al Albiense; se han datado así por estar en toda la zona estudiada fosilizando la superficie de erosión jurásica, al mismo tiempo que forma el yacente del Cretácico Superior, que aparece concordante con él.

SAEFTEL, H. (1960), considera que se trata de Albiense Medio-Superior en facies continental con algunas identaciones marinas en algunos puntos de la Ibérica.

La composición de los sedimentos albienses es semejante en todos los afloramientos; se trata de unas areniscas amarillentas cementadas por carbonatos, con frecuentes intercalaciones margo-arcillosas de color verde. Debido a que la observación directa de los afloramientos es muy difícil por aparecer frecuentemente cubiertos por un coluvión, no se ha podido definir una estratigrafía con mayor detalle.

El estudio micropaleontológico realizado en una muestra tomada al N. de Uclés ha dado la siguiente asociación: *Haplophragmoides advenus* y *Haplophragmoides*, sp., que nos da una edad Albiense-Cenomaniense para estos sedimentos.

En cuanto a la potencia de la facies Utrillas en esta zona, es bastante constante, oscilando entre 12 y 15 m. Localmente se encuentran potencias menores, entre 5 y 6 m., no atribuibles a causas sedimentarias, sino a laminaciones tectónicas al actuar el Albiense como capa de despegue entre el Jurásico y Cretácico Superior.

1.2.2 Cenomaniense (C₂₁)

Está constituido por dos unidades litológicas perfectamente diferenciables, aunque en la cartografía se han aunado en un solo nivel debido a la escala.

La unidad inferior se encuentra concordante con el Albiense, y tanto en la vertical como lateralmente presenta pocas variaciones texturales. Está formada por caliza margosa, de aspecto calcarenítico, de color blanco-amarillento, con pequeñas hiladas margosas en la separación de los estratos más calcáreos. Es frecuente en los afloramientos que este tramo calcáreo presente en la base una estratificación en láminas de potencia comprendida entre 2 y 5 cm. cada una, alternando lechos calizos con niveles más arenosos. Localmente contiene restos de lamelibranquios y equinodermos.

La unidad superior es de naturaleza margo-arenosa, de color amarillo verdoso. Con frecuencia contiene concreciones arriñonadas de limonita, más abundante hacia el techo de la formación. Este tramo margoso se encuentra generalmente cubierto por un coluvial que dificulta la observación directa.

La datación de estos tramos, como Cenomanienses, se ha hecho teniendo en cuenta su posición estratigráfica y por correlación con zonas próximas estudiadas por distintos autores.

SANCHEZ SORIA, P. (Tesis Doctoral, 1973), cita en la localidad de Las Pedroñeras (Cuenca) una asociación de fauna común al Cenomaniense-Turonense, en el paquete margoso superior, por lo que es posible que parte del mismo corresponda a la base del Turoniense.

No se han encontrado en la zona fósiles característicos para su datación. En el anticlinal mesozoico al O. de Uclés se ha encontrado en el nivel inferior calcáreo; *Venus*, *sp.*, así como restos inclasificables de Equinodermos, Ostrácodos, Ophalmídeos, Discórbidos, Trochammina y Textuláridos.

Las mayores potencias de ambos tramos cenomanienses se encuentran al N. de Uclés, donde se ha obtenido la siguiente serie:

Techo: Turoniense.

- 35 m. Margas arenosas amarillentas. Cubiertas.
- 20 m. Calizas arenosas amarillentas, en capas de 0,80 a 1,20 m. Algo deleznales.
- 1,5 m. Caliza arenosa amarillenta, compacta, con *Venus*, *sp.*
- 13 m. Caliza muy arcillosa de grano fino, amarillo verdosa, con sombras de Ophalmídeos.
- 2 m. Recubrimiento.
- 0,5 m. Caliza margo-arenosa amarillenta, con nódulos de limonita y restos inclasificables de lamelibránquios.
- 0,5 m. Caliza arenosa blanco-amarillenta y niveles margosos blancos, alternando en lechos de 1 cm.

Hacia el S. se aprecia, en el tramo margoso superior, un enriquecimiento en el componente arcilloso, a la vez que el techo del tramo inferior calcáreo presenta niveles de caliza recristalizada muy compacta y oquedosa.

1.2.3 Turoniense (C₂₂)

Lo forman, como en el Cenomaniense, dos tramos: uno inferior calco-dolomítico y otro superior margo-arenoso, que se han cartografiado como un solo nivel.

El tramo inferior se apoya sobre el Cenomaniense concordantemente, y está constituido por calizas dolomíticas cristalinas de grano medio, con potencias que oscilan entre 8 y 20 m.

El tramo superior de margas arenosas amarillentas con recristalizaciones de calcita disminuye sensiblemente su potencia de N. a S., pasando de 30 m. a menos de 10 m.

No se han encontrado restos fósiles en ninguno de los afloramientos que aparecen en la Hoja. La datación como Turoniense se ha hecho teniendo en cuenta que no hay indicios de interrupción en la sedimentación, ésta es continua hasta el tramo calizo senoniense que se sitúa concordantemente por encima del tramo superior margo-arenoso.

Al N. de Uclés se ha tomado la siguiente serie turoniense:

Techo: Senoniense.

- 25 m. Margas arenosas amarillentas, con recristalizaciones de calcita y sombras de lamelibranquios. Parcialmente cubiertas.
- 7-8 m. Calizas dolomíticas blanco-rojizas, con estratificación difusa y aspecto masivo, compactas.
- 2 m. Calizas arenosas amarillentas, con nódulos de limonita, algo deleznales al tacto.

Las variaciones de los dos tramos hacia el S. se pueden comprobar al comparar la serie anterior con la tomada al N. del Batán de San Pedro (borde SE. de la Hoja), que es la siguiente:

Techo: Senoniense.

- 10 m. Margas arenosas blanquecinas, con recristalizaciones de calcita. Parcialmente cubiertas.
- 15 m. Calizas dolomíticas grises, tableadas, cristalizadas de grano fino, compactas.

1.2.4 Senoniense (C₂₃₋₂₆)

Lo constituyen dos tramos calizo-dolomíticos, separados por un paquete margo-arenoso que no sobrepasa los 20 m. de potencia.

En la cartografía se ha unido el tramo calcáreo inferior al nivel margoso intermedio.

No se ha encontrado fauna en los afloramientos de esta serie que aparecen en la Hoja; la datación se ha hecho correlacionándolos con zonas próximas, en las que existe fauna característica. Así, SANCHEZ SORIA, P. (Tesis Doctoral, 1973), cita un yacimiento de microfauna en la localidad de Fuente-despino de Haro (Cuenca), donde aparecen: Lacazina, Nummofallotia, Rotalina, Hedbergella y restos de algas.

Al N. de la Hoja, el tramo inferior lo forman 60 m. de calizas dolomíticas blanquecinas, que hacia el S., a la vez que disminuyen de potencia, son sustituidas por un nivel de carniolas que no superan los 10 m. de potencia.

El tramo intermedio margo-arenoso no se presta a un estudio de detalle,

ya que se encuentra siempre cubierto por un coluvial. La potencia de este tramo oscila entre 12 y 20 m.

El tramo superior lo componen unas calizas cristalizadas de grano grueso, blanco-amarillentas, que disminuyen de potencia hacia el S., pasando de tener más de 40 m. en Uclés a 30 m. en el Batán de San Pedro.

Las variaciones litológicas de los tramos inferior y superior quedan patentes al comparar las series tomadas al N. de la zona (serie de Uclés) con las tomadas en el S. (serie del Batán de San Pedro).

Serie de Uclés:

Techo: Mioceno.

- 10 m. Caliza microcristalina gris, con recristalizaciones de calcita, estratificadas en capas de 0,5 a 0,8 m. Compacta.
- 30 m. Caliza dolomítica blanco-rojiza, de aspecto brechoide, con recristalizaciones de calcita y estratificación difusa.
- 12 m. Margas arenosas amarillentas, con cristales romboédricos de calcita y tubos de algas. Parcialmente cubiertas.
- 20 m. Calizas dolomíticas blancas cristalizadas de grano medio, con sombras fósiles, compactas.
- 25 m. Calizas dolomíticas blancas, cristalizadas, de grano grueso, estratificación masiva, compactas.
- 15 m. Calizas dolomíticas blanco-rosadas, cristalizadas de grano grueso, con venillas de calcita y sombras de lamelibranquios, estratificación difusa.

Serie del Batán de San Pedro:

Techo: Mioceno.

- 30 m. Caliza cristalina amarillenta de grano muy grueso, con sombras fósiles, estratificación difusa.
- 20 m. Margas, cubiertas.
- 8 m. Carniolas.

1.2.5 Facies Garumniense (C₂₃T)

En el ángulo NE. de la Hoja que nos ocupa se pone al descubierto, en el núcleo de un pequeño anticlinal, un afloramiento de las facies salobres garumnienses. Esta facies está constituida por yesos masivos y arcillas verdes con alto contenido en sulfatos; intercalados en los tramos yesíferos aparecen niveles calizos y margosos.

Los yesos son sacaroides y alabastrinos, blancos y rosados; bien estratificados en bancos potentes, presentando en algunos tramos aspecto bre-

choide. Los niveles calco-margosos blanco-amarillentos se presentan en niveles de extensión irregular, que oscilan entre 30 y 40 cm. de potencia.

Los distintos autores que han estudiado estas facies, tanto en la Cordillera Ibérica como en la propia Sierra de Altomira, coinciden en denominarlas como facies garumnienses, aunque su edad puede ser mucho más amplia e incluso llegue hasta el Eoceno. SANCHEZ SORIA, P. (Tesis Doctoral, 1973), cita Lacazinas en las intercalaciones calizas. VIALLARD, P. (1968), en Zafra de Záncara, data como cretácica la formación yesífera con idénticas facies a las que aparecen coronando el Cretácico de este borde occidental de la Sierra de Altomira.

En el anticlinal situado al NO. de Uclés, donde aflora la formación Garumniense, no llegan a aparecer las capas de calizas y dolomías senonienenses, por lo que la potencia de la formación (C₂₃-T^A) no ha podido ser medida. En el anticlinal anteriormente citado se ha tomado la siguiente serie:

Techo: Paleógeno.

- 20 m. Arcillas y margas verdes parcialmente cubiertas. Incluyen cristales de yesos de formación secundaria.
- 10-15 m. Yesos sacaroides y alabastrinos de color variable, con niveles calco-margosos intercalados.
- 7-10 m. Margas y arcillas gris verdosas, con cristales de yeso de neoformación.
- 3 m. Alternancia de calizas margosas y margas blancas, con pequeños cristales de yeso de cristalización secundaria.

La fauna encontrada en esta formación es muy escasa y nada representativa, reduciéndose a espículas. Ophthalmídeos y Ostrácodos; se ha datado por comparación con facies semejantes próximas, situadas en la Hoja de Tarancón [607], al N. de esta Hoja.

1.3 PALEOGENO (T^A)

Jalonando los afloramientos cretácicos aparece una serie potente de marcado carácter continental, que comprende dos unidades litológicas perfectamente diferenciables.

La unidad inferior la componen de 100 a 150 m. de arcillas arenosas rojizas con repetidos niveles intercalados de 5 a 6 m. de potencia de areniscas y conglomerados rojizos de matriz limo arcillosa y cantos de medio a gruesos de cuarcita, redondeados.

La unidad superior está constituida por una alternancia de bancos de yeso alabastrino de color variable, localmente carstificados, con bancos de margas y arcillas gris verdosas, que incluyen cristales de yeso de neoformación. Asociadas a los niveles de yesos masivos se encuentran capas de calizas de 15 a 20 m. de potencia, microcristalinas, gris negruzcas, y que

en lámina delgada son biomicritas con Ostrácodos y Oogonios de carácea (Haprosichara).

La potencia total de la unidad superior es de 500 m., aproximadamente. Exceptuando los niveles calcáreos, el resto de la formación es azoica.

1.4 MIOCENO

Se han atribuido al Mioceno los depósitos continentales que, horizontal o subhorizontalmente, se sitúan mediante discordancia erosiva sobre los sedimentos paleógenos y mesozoicos.

Predominan los sedimentos de génesis evaporítica que ocupan la mitad occidental de la Hoja; litológicamente están formados por yesos y arcillas yesíferas de color blanco que lateralmente cambian de facies, pasando a formaciones limo-arcillosas rojizas y brechas calcáreas en las proximidades de los relieves mesozoicos y paleógenos

La datación de los distintos grupos litológicos distinguidos en las facies de centro de cuenca e intermedia, al carecer de fauna, se ha realizado por correlación con los grupos litológicos semejantes, que aparecen en la Mesa de Ocaña y en las proximidades de Tarancón, situadas, respectivamente, al O. y N. de la Hoja que nos ocupa.

1.4.1 Vindoboniense Inferior (T_{cl1}^{bb})

Desde el punto de vista litológico está constituido por una alternancia de arcillas yesíferas de color verde oscuro, con pequeños cristales de yeso de neoformación en capas de 0,5 a 0,8 m., con niveles discontinuos de 0,2 a 0,3 m. de yesos lenticulares grises muy deleznales.

Solamente existen afloramientos al N. de Santa Cruz de la Zarza, con una potencia de 10 a 12 m., quedando fuera de la Hoja el muro de la formación.

1.4.2 Vindoboniense Inferior-Vindoboniense Superior

Esta formación presenta de E. a O. tres facies distintas:

1.4.2.1 *Facies de relleno* (T_{cl1}^{bb-bc})

Litológicamente está constituida por unas brechas poligénicas de cantos calizos con matriz arcillosa, alternando con niveles limo-arcillosos rojizos, generalmente bien estratificados.

Este Mioceno de relleno, en la mayor parte de los casos, cubre las depresiones dejadas por los relieves mesozoicos y paleógenos. Aunque la disposición es horizontal, localmente llegan a presentar buzamientos próximos

a los 10°, como puede verse en la C. N. Madrid-Valencia, en las proximidades de Villarrubio. Estas pequeñas inclinaciones son frecuentes en las zonas de contacto de esta formación con las formaciones del Paleógeno y Mesozoico.

Constituye una unidad de génesis independiente de la de los Miocenos de facies intermedia (Ta_{c11}^{Bb-Bc}) y de facies de centro de cuenca (Ty_{c11}^{Bb-Bc}), aunque más al N., fuera de esta Hoja, pasa lateralmente a la facies intermedia. Posiblemente al sur de Torrubia del Campo ocurra esto mismo, pero no es visible, al estar cubiertas ambas facies por las calizas pontienses y las arenas del Plioceno.

Las potencias son muy irregulares a lo largo de los afloramientos, como cabe esperar dado su origen de relleno; éstas oscilan entre 10 y 40 m.

Al carecer de fauna, la datación de esta facies como Vindoboniense se basa en la posición de su límite superior, ya que por encima se sitúa la caliza pontiense; sin embargo, su límite inferior, al situarse en discordancia sobre el Paleógeno y Mesozoico, bien pudo haber comenzado a sedimentarse en el Burdigaliense.

Estos depósitos se corresponden litológicamente con el Mioceno de borde de la Hoja de Tarancón [607].

1.4.2.2 *Facies intermedia* (Ta_{c11}^{Bb-Bc})

Está constituida fundamentalmente por niveles de limos arcillosos y arcillas yesíferas de intensa coloración rojiza, con intercalaciones de niveles potentes de yesos sacaroides blancos. En las proximidades de los relieves paleógenos, sobre los que esta facies se superpone directamente, se enriquece en elementos detríticos, siendo frecuente la presencia de cantos gruesos de yesos alabastrinos de los niveles (Ty^A), al mismo tiempo que desaparecen las intercalaciones de yesos sacaroides blancos.

No se puede hacer un estudio detallado de esta formación porque carece de buenos afloramientos; generalmente está cubierta por un suelo eluvial arcilloso que impide la observación directa de los materiales. Los mejores afloramientos se encuentran en los taludes de la carretera de Tarancón a Horcajo de Santiago. Las potencias visibles varían entre 20 y 45 m.

1.4.2.3 *Facies de centro de cuenca* (Ty_{c11}^{Bb-Bc})

En aquellos puntos en que es visible el muro de esta formación, se observa que está claramente concordante con las arcillas yesíferas (T_{c11}^{Bb}). Litológicamente está compuesta por una alternancia de capas de 0,5 a 1 m. de yesos sacaroides y margas yesíferas, de intensa coloración blanca, con potencias que oscilan entre 20 y 40 m.

Hacia el techo aumenta el contenido en carbonatos, pasando los tramos yesíferos (T_{c11}^{bb-bc}) a margas y calizas margosas blancas con gasterópodos (T_{c11}^{bc}). Este tramo calcáreo en la Mesa de Ocaña, al O. de la zona que nos ocupa, constituye el techo de la formación yesífera (T_{c11}^{bb-bc}), estando presente en todos los afloramientos vindobonienses; sin embargo, en la presente Hoja sólo es visible al N. de Santa Cruz de la Zarza, reduciéndose a pequeños retazos calizos que apenas alcanzan los 5 m.

Al O. de Horcajo de Santiago, por la carretera que va desde esta localidad a Cabezamesada, afloran las calizas del páramo, poniéndose directamente en contacto con esta formación yesífera vindoboniense, sin que exista el tramo calcáreo del Vindoboniense Superior.

Esto hace pensar que en las zonas de borde de cuenca no se produjo esta sedimentación de calizas durante el Vindoboniense Superior, aunque la no existencia del tramo calcáreo en otros puntos alejados del borde de cuenca puede deberse al proceso erosivo posmioceno.

Esta formación es fundamentalmente azoica, exceptuando el tramo superior calcáreo, que contiene abundantes gasterópodos, de los que se han clasificado: *Limnaea bouilleti*, MICH., así como Ostrácodos, embriones de gasterópodos, Rotalias y concreciones de algas.

1.4.3 Pontienne (T_{c12}^{bc})

Aparentemente concordantes con las formaciones vindobonienses, se sitúan las calizas de los páramos; no se encuentra en esta Hoja la formación basal de arenas y gravas, que marca un período de erosión intramioceno, y que es tan representativa en zonas próximas.

Está constituido por calizas microcristalinas grises muy compactas, localmente carstificadas, bien estratificadas en capas de 1,5 a 2 m. y niveles de calizas margosas blancas; las potencias del páramo oscilan entre 0 y 15 m.

Los afloramientos pontienses son frecuentes en el segundo cuadrante, disminuyendo de potencia hacia el N. y O. hasta desaparecer. Este arrasamiento de las calizas del páramo está en relación con los fenómenos erosivos posmiocenos.

En muestras tomadas en las proximidades de Horcajo de Santiago, las calizas pontienses presentan la siguiente asociación faunística:

Limnaea bouilleti, MICH.; *Hydrobia calderoni*, nov sp.; *Planorbis lhiollierei*, MICH.; *Bythinia gracilis*, SAND.; *Pisidium*, sp.; *Planorbis*, sp.; *Hydrobia*, sp.; *Bythinia*, sp., y *Limnaea*, sp.

1.5 PLIOCENO

Atribuimos esta edad a la serie detrítica, constituida por arcillas limo-

sas, areniscas y conglomerados, que aparecen claramente discordantes sobre las formaciones miocenas y paleógenas.

Son de destacar las potencias de la serie pliocena al O. del río Riánsares, superiores a 50 m., con respecto a las potencias que presenta esta misma serie al E. del citado río, inferiores a 20 m.

Estos depósitos parecen señalar la existencia de un cauce fluvial plioceno importante, de dirección NE.-SO., cuyo emplazamiento sería muy próximo al actual Arroyo de la Cañada de Santa Cruz.

En la cartografía se han distinguido tres tramos:

1.5.1 Arcillas arenosas (Ta_2^b)

Constituyen la base de la formación pliocena en el borde NO. de la Hoja; también se encuentran intercaladas entre los tramos (Ts_2^b) y (T_2^b), tanto en el borde NO. como en el límite occidental de la Hoja. En el resto de los afloramientos pliocenos no aparece nunca este nivel arcilloso. Está constituido por una cuña de arcillas arenosas rojizas, cuya potencia oscila entre 0 y 8 m. Hay afloramientos de este tramo en la carretera de Santa Cruz de la Zarza a Zarza de Tajo.

1.5.2 Areniscas, conglomerados y limos (Ts_2^b)

Este tramo está constituido fundamentalmente por areniscas cuarcíticas rojas con matriz areno-arcillosa y cemento calcáreo, con estratificación cruzada y niveles conglomeráticos de cantos de tamaño medio, redondeados de cuarcita. En ocasiones se observan lechos limosos de potencia variable.

Localmente yacen sobre el tramo arcilloso (Ta_2^b), pero generalmente corresponden a paleocauces cuyo ahondamiento ha destruido la mayor parte de las arcillas anteriormente citadas; así, encontramos este nivel arenoso (Ts_2^b) a lo largo del valle del río Riánsares, discordante sobre las facies de centro de cuenca (Ty_{c11}^{b-bc}) e intermedia (Ta_{c11}^{b-bc}).

Las potencias de este tramo oscilan entre 20 y 50 m., correspondiendo las mayores potencias a las del borde S. de la Hoja.

1.5.3 Caliche (T_2^b)

Está constituido por calizas margosas en lajas de 2 a 3 cm. de espesor, que fosilizan una superficie de erosión; se sitúan discordantemente sobre suaves ondulaciones de los sedimentos inferiores.

Normalmente aparece sobre los tramos (Ta_2^b) o (Ts_2^b), pero en el borde SE.

de la Hoja se apoya directamente sobre la caliza pontiense. El espesor del caliche puede variar entre pocos centímetros y 8 m.

Se ha datado como probable Villafranquiense.

1.6 CUATERNARIO (QAI)

Se han diferenciado los aluviales correspondientes a la red fluvial reciente. Están constituidos por arenas limosas con lentejones de gravas mal graduadas.

2 TECTONICA

Mientras las tres cuartas partes occidentales de la Hoja aparecen cubiertas por sedimentos terciarios horizontales, afectados únicamente por deformaciones de amplio radio, en el cuarto oriental la estructura de la zona es más compleja. En ella, los sedimentos mesozoicos y paleógenos pertenecientes a los bordes occidentales de las Sierras de Altomira y Almenara aparecen afectados por pliegues alargados que se orientan en dirección N.-S., con un ligero incurvamiento hacia el Este.

Al N. de Uclés hay dos alineaciones mesozoicas, flanqueadas por su borde occidental por cabalgamientos cuyos planos de falla son paralelos a los ejes de los pliegues; de esta forma cada formación mesozoica constituye una escama, cabalgando la más oriental sobre la contigua occidental y haciendo desaparecer por laminación los sinclinales intermedios.

Al N. de Tribaldos afloran dos anticlinales mesozoicos, de los cuales el oriental imbrica un poco al occidental, sin llegar a constituir una estructura en escamas.

Hacia el Sur, esta estructura se prolonga por dos pliegues isoclinales de amplio radio, constituidos por sedimentos paleógenos que se bifurcan a la altura de Villarrubio, quedando cubiertos en parte por el Mioceno de relleno.

Al SE. de Almendros aflora en estructura monoclinal el flanco oriental de un anticlinal, cuyo flanco occidental no es visible por estar cubierto por la facies miocena (T_{c11}^{bb-bc}). Pudiera ser una escama, prolongación de las que más al N. pasan por Uclés.

Al SE. de la Hoja, en el anticlinal jurásico del Batán de San Pedro, se pone de manifiesto una serie de fracturas transversales que producen interrupciones y desplazamientos en las estructuras plegadas.

En el Mioceno, a pesar de la aparente horizontalidad y monotonía litológica de las series que lo constituyen, se observa una dirección preferente NE.-SO. en la red hidrográfica actual. Estas mismas alineaciones en la

Mesa de Ocaña, al O. de la Hoja que nos ocupa, han sido interpretadas por ALIA, M.; PORTERO, J. M., y MARTIN, C., como pequeñas fracturas o simples deformaciones de flexión en la cobertera originadas por recientes reactivaciones de accidentes profundos del basamento. Estas deformaciones han orientado los cursos de la actual red hidrográfica.

Respecto a los movimientos orogénicos y discordancias que originan pueden resumirse así:

- La discordancia jurásica-albiense pone de manifiesto la actuación de movimientos *neoquiméricos* que produjeron abombamientos, lo que motivó la retirada del mar jurásico y la aparición de la etapa erosiva subsiguiente que da lugar a una laguna estratigráfica.
- Los movimientos *paleolarámicos* dan lugar a una emersión general que origina pequeñas cuencas interiores, en las que se depositan sedimentos salobres de facies garumnienses. Las indentaciones calizas indican pulsaciones en la cuenca.
- Los movimientos *neolarámicos* dan lugar a la discordancia mesozoica-paleógena.

Posteriormente a la deposición de las facies lacustres miocenas y del Pontiense se producen reajustes del basamento, que son responsables de los trastornos locales que afectan a estos sedimentos.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Debido a la fuerte dolomitización que presenta la serie jurásica, así como los escasos afloramientos de la misma dentro de la Hoja estudiada, solamente es posible deducir las condiciones climáticas reinantes durante la sedimentación del mismo, estudiando los afloramientos jurásicos en las áreas próximas.

SANCHEZ SORIA habla de un Jurásico de facies muy somera en un ambiente cálido y seco, condiciones que debieron persistir a lo largo de toda su deposición, no permitiendo estas condiciones climáticas más que el desarrollo de una fauna muy precaria, debido a las grandes concentraciones salinas que se originaron.

Una vez depositados los últimos sedimentos del Jurásico, el país emerge comenzando una etapa erosiva prealbiense que dismanteló parte de estos sedimentos, originándose una superficie de erosión que queda fosilizada por los sedimentos correspondientes al Albiense, que en la zona tiene carácter transgresivo.

Durante la sedimentación de las facies Utrillas, varios autores coinciden en deducir la existencia de un clima cálido y húmedo, debido a los tonos

abigarrados de estas facies y a la existencia de minerales sedimentarios de hierro.

El carácter transgresivo de la sedimentación continúa durante el Cenomaniense; en él, las calizas de grano fino recristalizadas que hoy nos aparecen, en su origen debieron de ser micritas de aguas tranquilas poco profundas, pues estas facies tienen gran extensión en toda la Ibérica; en otras regiones estudiadas en donde la recristalización no ha borrado las estructuras aparecen con facies epicontinentales.

En los tramos basales cenomanienses es constante la aparición de arena fina que demuestra la influencia terrígena del principio de la transgresión. Hacia el techo, el cuarzo es escaso y suele reducirse a trazas de limos.

Las características climáticas debieron ser parecidas a las que reinaron durante el Albiense, apareciendo algunos tramos que contienen minerales sedimentarios de hierro.

El tránsito Cenomaniense-Turonense formado por dolosparita, en la que se ha destruido totalmente la textura originaria, presenta granos arcillosos difusos en el interior de los granos romboédricos y puede haberse originado a partir de una intraesparita sedimentada en aguas más someras y agitadas que las del Cenomaniense inferior. La falta total de arena indica que, a pesar de la escasa profundidad, la costa debería estar lejana, y el área de sedimentación sería una plataforma epicontinental cuya profundidad, sin ser nunca grande, era máxima en la primera mitad del Cenomaniense, e iría disminuyendo hacia épocas más modernas. Las condiciones climáticas debieron ser idénticas a las del Cenomaniense a lo largo de la sedimentación del Turonense, en un mar somero de salinidad acusada.

Al finalizar la sedimentación senoniense, debieron producirse importantes movimientos del basamento que dieron lugar a un levantamiento general y la retirada del mar, quedando en esta zona mares residuales, donde se produciría la sedimentación salobre del Garumniense en un clima caluroso y seco.

Con el Paleógeno aparece un cambio importante en las condiciones de sedimentación, pasándose de las facies salobres garumnienses a facies detríticas, al tiempo que se inicia una etapa de intensa actividad tectónica que imprime carácter sinorogénico a la sedimentación. Las condiciones climáticas debieron cambiar, ya que, aunque persistía el clima cálido, se desarrollaron gran cantidad de sedimentos detríticos que hablan de un ambiente relativamente húmedo con etapas secas que originan las intercalaciones yesíferas.

Al final del Paleógeno, la emersión de la Sierra de Altomira origina una divisoria que separaría dos subcuencas miocenas a ambos lados de la misma; dichas cuencas se fueron colmatando en régimen lacustre al tiempo que se erosionaba la sierra, quedando ésta, al final del Pontiense, cubierta en

gran parte por los sedimentos calizos que forman este piso y que colmatan la serie miocena.

Las condiciones climáticas durante la sedimentación del Vindoboniense serían parecidas a las reinantes durante el Paleógeno, con una tendencia progresiva a la aridez, depositándose en régimen endorreico una serie evaporítica muy monótona en la mitad occidental de la Hoja, con predominio de yesos y margas yesíferas, mientras que en los bordes de la sierra se depositan facies detríticas de borde.

A finales del Vindoboniense Superior se produce un cambio en las condiciones de sedimentación, debido a una variación lenta del clima árido a otro clima más húmedo.

Este régimen elevaría el nivel de la cuenca, produciéndose un descenso muy marcado en la salinidad y realizándose la sedimentación de paquetes calizos pontienses con gasterópodos de agua dulce.

Una vez terminada la sedimentación miocena se producen movimientos de reajuste del zócalo que originan los pequeños accidentes que presenta el Mioceno, en tanto que la removilización de los bordes montañosos de la cuenca tiene como consecuencia la deposición de los materiales arenosos y arcillosos pliocenos.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

4.1 CANTERAS

Como materiales canterables se explotan:

Calizas:

El mayor número de canteras corresponde a las calizas del Pontiense. Hay una explotación en las proximidades de la carretera de Torrubia a Horcajo de Santiago. Abandonadas hace poco tiempo están las canteras de las proximidades de Horcajo de Santiago, con entrada por la carretera de esta localidad a Pozorrubio.

También existen pequeñas canteras abandonadas en las calizas senonienses.

Yesos:

Se explotan los yesos alabastrinos paleógenos en diversos puntos. La mayor cantera está situada en el valle del río Bedija, cerca de la carretera Madrid-Valencia. Otras explotaciones de menor importancia, en este mismo nivel, se encuentran en la carretera de Almendros a Torrubia del Campo.

De los niveles yesíferos sacaroideos del Vindoboniense se ha extraído yeso en varios puntos, aunque generalmente están abandonadas. También se explotaron yesos en la zona de confluencia de los ríos Bedija y Riánsares, así como en las proximidades del Acebrón.

Arenas y gravas:

Existen diversas explotaciones pequeñas en los sedimentos arenosos del Plioceno, que son los únicos depósitos granulares con posibilidad de explotación en la Hoja.

Por la carretera de Santa Cruz de la Zarza a Cabezamesada existen pequeñas catas para la extracción de arena y grava fina.

También se han extraído limos arenosos en las proximidades de la carretera de Tarancón a Fuente de Pedro Naharro.

4.2 HIDROGEOLOGIA

El comportamiento hidrogeológico de las distintas formaciones diferenciadas en la cartografía pueden resumirse de la siguiente manera:

Formación mesozoica

Teniendo en cuenta los materiales que constituyen la columna estratigráfica del Mesozoico, observamos que en general no presentan características aceptables como roca almacén. Sólo y muy localmente, algunos niveles arenosos de las facies Utrillas pueden presentar cierto interés, aunque dada su variabilidad lateral no llegan a constituir un acuífero aceptable.

Por otra parte, los niveles calco-dolomíticos del Senoniense son los únicos tramos mesozoicos que presentan potencia suficiente y buena permeabilidad, tanto por fisuración como por carstificación, como para constituir un nivel interesante.

Formación paleógena

Los tramos arenosos que forman la base de esta formación constituyen un nivel permeable de alta transmisibilidad, proporcionando un acuífero de interés en el que se han efectuado varias captaciones.

Localmente los yesos alabastrinos (Ty⁴) están carstificados, constituyendo trampas al estar limitados por niveles arcillosos.

Formación miocena

Dentro de esta formación, el tramo calcáreo pontiense es el único que constituye un nivel permeable de interés, estando en ocasiones muy carstificados los niveles calizos.

Cuando las calizas del páramo se asientan sobre el mioceno de facies de relleno (T_{c11}^{Bh-Bc}), los niveles arcillosos de esta facies actúan de pantalla impermeable, originando surgencias.

Formación pliocena

En los depósitos arenosos y conglomeráticos pliocenos se localizan acuíferos que dan fuentes en el contacto con las arcillas subyacentes (Ta_2^B) cuando éstas existen.

En la zona SO., donde estos depósitos presentan mayores potencias, constituyen el acuífero más importante de la Hoja.

5 BIBLIOGRAFIA

- ABRIL, J., y SANCHEZ, A. (1967).—«Estudio Geológico de la Sierra de Almenara». *Bol. Inst. Geol. y Min.*, vol. 103, p. 3.
- ALIA, M. (1944).—«Datos morfológicos y estratigráficos de los alrededores de Toledo». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 42, pp. 613-614.
- (1960).—«Sobre la tectónica profunda de la Fosa del Tajo». *Not. y Com. del I. G. M. E.*, t. 58, pp. 125-162.
- ALONSO, J.; GARCIA, J., y RIBA, O. (1964).—«Arcillas miocenas de la cuenca del Tajo». *Cursos y Conferencias del Inst. Lucas Mallada*, vol. 9, pp. 277-286.
- BATALLER, J. (1968).—«El Garumniense español y su fauna». *Not. y Com. del I. G. M. E.*, t. 50, pp. 41-81.
- CABAÑAS, F. (1948).—«Resumen fisiográfico y geológico de la Serranía de Cuenca». *Rev. R. Acad. de C. Exactas, Físicas y Naturales*, t. 42.
- CAPOTE, T., y CARRO, S. (1968).—«Existencia de una red fluvial intramiocena de la depresión del Tajo». *Est. Geol. Inst. Lucas Mallada*, t. 24, pp. 91-95.
- (1970).—«Contribución al conocimiento de la región del NE. de la Sierra de Altomira». *Est. Geol.*, vol. 26, pp. 1-15.
- COMA, J., y FELGUEROSO, C. (1963).—«Posible edad cretácica de los yesos basales en los bordes de las Sierras de Altomira y Bolarque». *Mem. I. G. M. E.*, t. 64.
- CRUSAFONT, M., y VILLALTA, J. F. (1954).—«Ensayo de síntesis sobre el Mioceno de la meseta castellana». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Homenaje Hernández Pacheco)*, pp. 215-227.
- CRUSAFONT, M., y TRUYOLS, J. (1960).—«El Mioceno de las cuencas de Castilla y de la Cordillera Ibérica». *Not. y Com. del I. G. M. E.*, t. 60.
- CRUSAFONT, M.; GINSBURG, L., y TRUYOLS, J. (1962).—«Mise en evidence

- du Sannoisien dans le haute du Tajo». *Comp. Rend. Seand. Acad. Scien. Paris*, t. 225, pp. 2.155-2.157.
- GAIBAR, C. (1962).—«Estudio geológico en torno a un nuevo yacimiento de flora supracretácea española». *Not. y Com. del I. G. M. E.*, núm. 66.
- GAIBAR, C., y GEYER, O. (1967).—«Estratigrafía del Jurásico y Liásico en el sector de Yémeda (borde SO. de la Cordillera Ibérica)». *Acta Geol. Hisp.*, año II, núm. 4, pp. 89-92, CSIC.
- GAIBAR, C. (1968).—«Algunas precisiones sobre la litoestratigrafía, el espesor y la edad atribuibles al Mesozoico que, apoyado sobre el Keuper y constituyendo el yacente de las capas de Utrillas, aflora en la Hoja número 661 (Villarejo de Fuentes, Cuenca)». *Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp.*, t. 79, primer fasc., pp. 1-16.
- GAIBAR, C., y GEYER, O. (1969).—«Estratigrafía, edad y espesor atribuibles al Liásico manchego, y sus relaciones con algunos sectores de la Cordillera Ibérica». *Bol. I. G. M. E.*, t. 80, fas. 1, pp. 1-44.
- GARRIDO, J.; ALMELA, A., y RIOS, J. M. (1944).—«Reconocimiento geológico de una parte de las provincias de Cuenca y Guadalajara». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 42, pp. 107-128.
- GAVALA, J. (1965).—«El sondeo de Tielmes: espesor del Terciario lacustre en las cuencas del Tajo». *Rev. R. Acad. Cienc. de Madrid*, t. 59, núm. 3.
- MARTINEZ, I. (1956).—«El sistema Cretácico sobre la mesa manchega (Cuenca-Ciudad Real-Guadalajara)». *Mem. I. G. M. E.*, t. 57, pp. 163-174.
- MELENDEZ, F. (1969).—«Estratigrafía y estructura del sector norte de la Sierra de Altomira (Bolarque-Buendía)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 67, pp. 145-160.
- (1972).—«El Cretácico Superior-Terciario Inferior de la Serranía de Cuenca y la Sierra de Altomira». *Acta Geol. Hisp.*, t. 1, p. 12.
- MINGARRO, F. (1966).—«Estudio hidrogeológico de la Sierra de Altomira». *Bol. I. G. M. E.*, t. 77, pp. 141-222.
- QUESADA, A., y REY, R. (1962).—«Somero reconocimiento geológico en las zonas cretáceas que bordean la cuenca de Madrid-Cuenca-Guadalajara-Toledo». Inédito.
- QUINTERO, J., y TRIGUEROS, E. (1956).—«La Cordillera Ibérica». *Mem. I. G. M. E.*, t. 57, pp. 177-199.
- RAMIREZ, J., y MELENDEZ, F. (1972).—«Nuevos datos sobre el Cretácico Superior-Eoceno de la Serranía de Cuenca». *Bol. I. G. M. E.*, t. 83, p. 1.
- RIBA, O.; GARCIA, V., y ALONSO, J. (1961).—«Sedimentos finos del centro de la cubeta Terciaria del Tajo». *II Reunión de Sedimentología C. S. I. C.*, t. 2, pp. 21-55.
- ROYO, J. (1920).—«La Sierra de Altomira y sus relaciones con la Submeseta del Tajo». *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales. Serie Geología*, núm. 27, p. 39.

- (1926).—«Tectónica del Terciario Continental Ibérico». *Bol. I. G. M. E.*, t. 47, fasc. 2.
- SAEFTEL, H. (1960).—«Paleogeografía del Albiense en las Cadenas Celtibéricas de España». *Not. y Com. del I. G. M. E.*, núm. 63, pp. 163-192.
- SANCHEZ, P., y PIGNATELLI, R. (1967).—«Notas geológicas de la Sierra de Altomira». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 65, pp. 231-240.
- TISCHER, G. (1966).—«El Delta Wealdico de las montañas Ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos». *Not. y Com. del I. G. M. E.*, t. 81, p. 53.
- VIALLARD, P., y GRAMBAST, L. (1968).—«Presence de Cretacé Superieur continental dans la Chaîne Iberique castillane». *Comp. Rend de l'Acad. des Science*, t. 266, pp. 1.702-1.704.
- VIALLARD, P. (1968).—«Le Cretacé Inferieur dans la zone marginale sudoccidentale de la Chaîne Iberique». *Comp. Rend. Soc. Geol. de France*, fasc. 9, pp. 321-323.
- VILAS, L. (1971).—«Contribución al conocimiento de las series continentales de la mesa manchega (Cuenca)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 69, número 1, p. 103.
- VILAS, L.; BRELL, J. M., y BERTOLIN, M. (1971).—«Las series continentales al este de la Sierra de Altomira». *I Cong. Hispano-Luso*, p. 357.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA