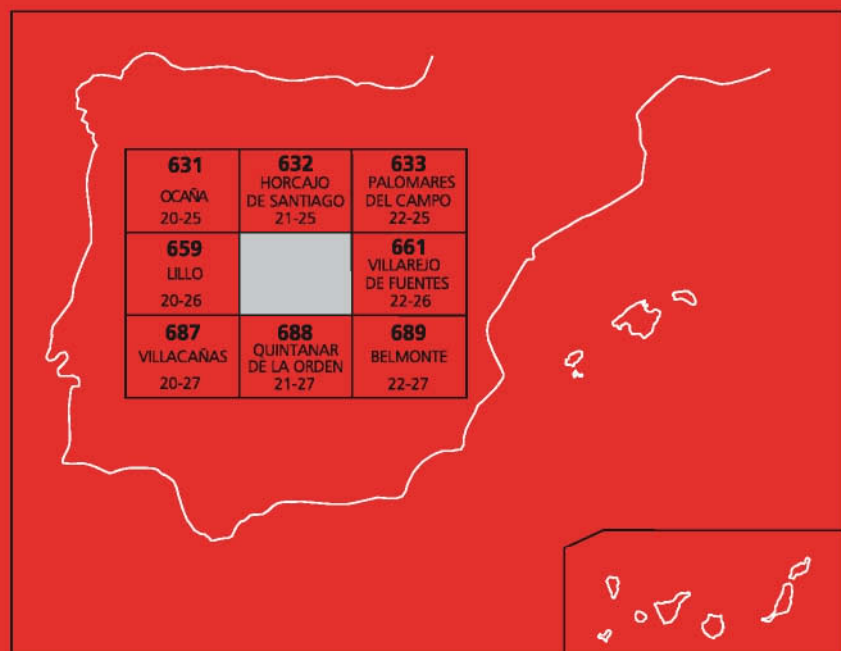




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



CORRAL DE ALMAGUER

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

CORRAL DE ALMAGUER

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 728-15-021-9
ISBN: 978-84-7840-968-6
Depósito legal: M-23032-2015

Impresión: Cianoplan, S. L.

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de Corral de Almaguer (660) han sido realizados, durante los años 1998, 1999 y 2000 por el Instituto Geológico y Minero de España, habiendo intervenido los siguientes autores:

Mapa Geológico:

M.J. Montes Santiago (IGME)

A. del Olmo (IGME)

F. J. Rubio Pascual (IGME)

Mapa Geomorfológico:

F.J. Rubio Pascual (IGME)

Memoria:

Estratigrafía: M.J. Montes Santiago (Cenozoico) (IGME), A. del Olmo (Mesozoico) (IGME) y F.J. Rubio Pascual (Cuaternario) (IGME)

Estructura y Tectónica: I. Gil Peña (IGME)

Geomorfología: F.J. Rubio Pascual (IGME)

Hidrogeología: L. Galán (IGME)

Recursos Minerales: V. Vivar (IGME), J. Rubio (IGME) y J.M. Baltuille (IGME)

Han colaborado en aspectos parciales:

Estratigrafía: M.J. Montes Santiago (IGME)

Cortes estructurales: I. Gil Peña

Sedimentología: M.J. Montes Santiago (IGME)

Petrografía: M.J. Montes Santiago (IGME) y A. del Olmo (IGME)

Micropaleontología: L. Granados

Edafología: A. Álvarez, M.P. Carral y R. Jiménez

Dirección y supervisión:

A. Martín-Serrano (IGME)

A. García Cortés (IGME)

Edición:

G. Romero Canencia (IGME)

L.F. Miguel Cabrero (IGME)

A. Muñoz Moreno (IGME)

Se pone en conocimiento del lector que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Álbum de fotografías y demás información varia.
- Informe edafológico

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. ENCUADRE GEOLÓGICO	9
2. ESTRATIGRAFÍA	12
2.1. MESOZOICO	12
2.1.1. Jurásico	12
2.1.1.1. Calizas micríticas, oolíticas y bioclásticas (1). Formación Carbonatada de Chelva. Pliensbachense-Dogger	13
2.1.2. Cretácico Inferior	14
2.1.2.1. Brechas carbonatadas, arcillas y margas verdes (2). Facies Weald. Barremiense	14
2.1.2.2. Arenas y areniscas (3). Formación Arenas de Utrillas. Albense-Cenomaniense	15
2.1.3. Cretácico Superior	16
2.1.3.1. Dolomías, margas y limos dolomíticos (4). Fms Margas de Chera y Dolomías de Alatoz. Cenomaniense	16
2.1.3.2. Formación Dolomías de Villa de Ves (4). Cenomaniense	17
2.1.3.3. Formación Margas de Casa Medina (5). Cenomaniense Superior-Turonense	18
2.1.3.4. Formación Dolomías de la Ciudad Encantada (5). Turonense	18
2.1.3.5. Formación Margas de Alarcón (5). Coniaciense-Santoniense Inferior	19
2.1.3.6. Calizas, margas y arcillas (6). Formación calizas y brechas de la Sierra de Utiel. Santoniense-Campaniense	19
2.1.3.7. Arcillas, margas y yesos (7). Formación Villalba de la Sierra. Campaniense-Paleoceno	20
2.2. CENOZOICO	21
2.2.1. Paleógeno	21
2.2.1.1. Areniscas microconglomeráticas amarillentas y calizas (8). Eoceno?	21
2.2.2. Neógeno. Mioceno y Plioceno de la Cuenca de Madrid	21

2.2.2.1. Mioceno. Unidad Intermedia	23
2.2.2.1.1. Brechas, conglomerados, areniscas y lutitas rojas (9). Ageniense medio-Vallesiense	23
2.2.2.1.2. Arcillas rojas con niveles de yesos (10). Aragoniense medio-superior	24
2.2.2.1.3. Margas yesíferas y yesos sacaroides (11). Aragoniense medio-superior	25
2.2.2.1.4. Margas y margocalizas blancas (12). Aragoniense-Vallesiense	26
2.2.2.1.5. Arcillas y limos arenosos rojizos (13). Limos arenosos calcificados (13lc). Aragoniense superior-Vallesiense	27
2.2.2.2. Mioceno. Unidad Superior	28
2.2.2.2.1. Microconglomerados y areniscas cuarcíticas (14). Tuoliense superior	28
2.2.2.2.2. Calizas micríticas y margas blancas. Calizas del Páramo (15). Tuoliense superior-Ruscinense	30
2.2.2.2.3. Margas blancas con niveles de margocalizas (16). Tuoliense superior-Ruscinense	31
2.2.2.3. Plioceno	31
2.2.2.3.1. Brechas, conglomerados y lutitas rojas (17). Villafranquiense	32
2.2.2.3.2. Conglomerados y areniscas en paleocanales y lutitas rojas (18). Villafranquiense	33
2.2.2.3.3. Lutitas rojas edafizadas con niveles calcificados (19). Villafranquiense	34
2.2.2.3.4. Calizas micríticas con algas (20). Villafranquiense	35
2.2.2.3.5. Margas y margocalizas blancas (21). Margas calcificadas (21mc). Villafranquiense	36
2.2.2.4. Pliocuaternario	36
2.2.2.4.1. Conglomerados y arenas en paleocanales y lutitas pardo-amarillentas (22). Villafranquiense- Cuaternario	36
2.3. CUATERNARIO	37
2.3.1. Arenas y conglomerados polimícticos (23). Terrazas	37
2.3.2. Limos negros y arenas (24). Navas	38
2.3.3. Terras rossas (25). Fondos de dolina	38
2.3.4. Arenas y limos (26). Fondo de valle	38
2.3.5. Limos, arenas y cantos (27). Abanicos aluviales	39
2.3.6. Cantos, arenas y limos (28). Coluviones	39

3. TECTÓNICA	40
4. GEOMORFOLOGÍA	45
4.1. ANÁLISIS MORFOGRÁFICO	45
4.1.1. Estudio Morfoestructural	45
4.1.2. Estudio del Modelado	45
4.1.2.1. Formas estructurales	45
4.1.2.2. Formas de ladera	46
4.1.2.3. Formas fluviales	46
4.1.2.4. Formas poligénicas	47
4.1.2.5. Formas endorreicas	48
4.1.2.6. Formas kársticas	49
4.1.2.7. Formas antrópicas	49
4.2. EVOLUCIÓN DINÁMICA	49
4.3. PROCESOS ACTUALES	49
5. HISTORIA GEOLÓGICA	50
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	53
6.1. HIDROGEOLOGÍA	53
6.1.1. Características climatológicas	54
6.1.2. Hidrología superficial	56
6.1.3. Características hidrogeológicas	57
6.1.3.1. Unidad Hidrogeológica 04.01. Sierra de Altomira	57
6.1.3.2. Unidad Hidrogeológica 04.02. Lillo-Quintanar	66
6.2. RECURSOS MINERALES	72
6.2.1. Rocas y Minerales Industriales	72
7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO (P.I.G.)	74
7.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DE LOS P.I.G.	74
8. BIBLIOGRAFÍA	75

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Corral de Almaguer se sitúa en la Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha, a caballo entre las provincias de Toledo (O) y Cuenca (E), en el borde septentrional de la llanura manchega.

La mayor parte de la hoja carece de relieves topográficos importantes, encontrándose los máximos desniveles en las estribaciones de la Sierra de Almenara, donde la cota máxima alcanza los 900 m. La cota inferior se localiza en el borde SO de la hoja con 662 m. En general el gradiente medio topográfico no supera los 100 m, estando comprendida la mayor parte del área cartografiada entre 700 y 800 m. Con este rango de cotas, la llanura es el paisaje dominante.

La red de drenaje dentro de la hoja discurre con una dirección general NE-SO en la que se orientan los ríos Cigüela y Riansares, vías de aguas principales en el ámbito cartográfico. A estos cauces se unen otros afluentes, cuyo caudal es mínimo durante la mayor parte del año. Los arroyos procedentes de la Sierra de Almenara de orientación E-SO principalmente, se suman a la dirección de drenaje principal. Estos arroyos, de igual manera, presentan escaso flujo acuoso.

La población es reducida. Los mayores núcleos urbanos son Corral de Almaguer, Villamayor de Santiago, Villanueva de Alcardete, Pozorrubio y Cabezamesada. Dichas poblaciones se encuentran cercanas a los bordes de la hoja y entre ellas existen buenas comunicaciones periféricas por carretera. El área central de la hoja, sin embargo, carece de vías revestidas, aunque esta carencia se suple por una buena red de pistas agrícolas.

La actividad económica principal es la agricultura, destacando el cultivo de la vid y los cereales. Dada las características topográficas de la hoja, sin relieves importantes, dicha actividad agrícola condiciona en gran medida la observación geológica, pues según la época del año, la apreciación de los materiales puede ser significativa o prácticamente nula. Esto se debe a que gran parte de las observaciones se realizan en campos de cultivo, los cuales ocupan una porción prominente de la superficie total estudiada, y a menudo las diferenciaciones de las unidades cartográficas dependen del cambio de color que los materiales presentan. Estos cambios, a menudo sutiles, son difícilmente apreciables cuando los cereales, las vides y en general la vegetación, están en pleno apogeo (primavera y comienzo de verano). Por contra, a finales del otoño y en invierno, la definición en la apreciación geológica aumenta sensiblemente, gracias a que los campos se encuentran roturados y los sarmientos podados, y por consiguiente despejados para su observación. La mayor parte de la cartografía de la presente hoja se ha realizado en esta última época del año.

1.2. ENCUADRE GEOLÓGICO

La presente Hoja se localiza geológicamente en la región centro-oriental de la Cuenca del Tajo. Esta última junto con las del Duero y Ebro constituye una de las grandes cuencas

continentales interiores de la Península Ibérica. Al igual que las otras cuencas citadas, la Cuenca del Tajo contiene un registro prácticamente completo de depósitos paleógenos y neógenos.

La Cuenca del Tajo se caracteriza desde un punto de vista estructural como una cuenca intraplaca generada por la deformación alpina, con una evolución morfotectónica condicionada por el rejuego de los accidentes o fracturas tardihercínicas (PORTERO, J.M. y AZNAR, 1984; VEGAS, R. *et al.*, 1986). La formación de la cuenca guarda relación con las compresiones alpinas que actúan sobre el Macizo Hespérico, contribuyendo a la individualización del Sistema Central en el Eoceno-Oligoceno (ÁLVARO, M. *et al.*, 1979; PORTERO, J.M. y AZNAR, 1984; Warburton, J. y Álvarez, C., 1989). Durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior tuvo lugar el emplazamiento, en forma de gran cabalgamiento, de la Sierra de Altomira, la cual disecta de norte a sur la cuenca, pudiéndose distinguir de esta manera entre la Cuenca de Madrid, al O de la citada sierra, y la Depresión Intermedia o Cuenca de Loranca al E. Esta última queda así como una cuenca de tipo "piggy-back". La Hoja de Corral de Almaguer, se sitúa de forma más precisa junto al borde de las estribaciones meridionales de dicha Sierra de Altomira (Sierra de Almenara).

Una vez individualizada, la evolución estructural de la Cuenca del Tajo, en particular a lo largo del Neógeno, viene determinada por el movimiento de las fracturas, verticales a inversas de alto ángulo, salvo en el caso de la Sierra de Altomira, que limitan los bordes. Dicho movimiento no es homogéneo, para un mismo lapso temporal, en los diferentes bordes de la cuenca ni, incluso, dentro de un mismo margen (CALVO, J.P. *et al.*, 1989; MUÑOZ MARTÍN, A. y DE VICENTE, G., 1998), hecho que incide directamente en la evolución vertical, envergadura y penetración de los sistemas aluviales asociados a estos márgenes.

La Cuenca del Tajo aparece limitada, como resultado de la evolución estructural antes apuntada, por márgenes espacialmente heterogéneos: segmentos del orógeno hercínico reciclado en el ciclo alpino (Sistema Central, Montes de Toledo), cadenas alpinas donde aparecen implicadas formaciones mesozoicas y paleógenas (Cordillera Ibérica en su rama castellana) y mantos ascendidos (lineación de Altomira). Todo ello condiciona una neta variabilidad en cuanto a la composición de las áreas fuente, que incide en la litología de los terrígenos que componen los sistemas aluviales así como en la de los depósitos lacustres (CALVO, J.P. *et al.*, 1989).

Desde un punto de vista paleolatitudinal, la posición de la Cuenca Tajo, en el contexto general de la placa Ibérica, fue bastante similar a lo largo del Cenozoico, a la que presenta en la actualidad (SMITH *et al.*, 1981). Por su parte la posición paleogeográfica de la cuenca para ese período queda resumida en UCHUPI, E., 1988. Un hecho a anotar es que el registro sedimentario de la cuenca ha sufrido escasas modificaciones en relación con el presumiblemente inicial. Esta constatación es en todo válida para la parte alta del Terciario (Mioceno medio y superior), donde dentro del registro sedimentario puede ser reconstruida de forma precisa la arquitectura de los sistemas deposicionales y la paleomorfología de los márgenes, y asumible en buena parte para el Oligoceno y Mioceno inferior, aunque la posibilidad de observación de los depósitos correspondientes a este período es más limitada.

Las condiciones paleoclimáticas existentes en la Cuenca del Tajo durante el Mioceno vienen definidas por criterios de la fauna paleomastológica (LÓPEZ MARTÍNEZ, N. *et al.*, 1987) así como por las asociaciones de facies y mineralogía de los depósitos. Las evidencias geoquímicas (isótopos) son reducidas (ORDÓÑEZ, S. *et al.*, 1983, 1987; CALVO, J.P. *et al.*, 1990) y se centran fundamentalmente en sedimentos del Mioceno medio (carbonatos) y del Mioceno inferior (evaporitas). La agrupación de estos criterios sugiere en términos globales unas condiciones climáticas secas y cálidas para la mayor parte del Mioceno inferior y medio, con sesgo hacia clima más húmedo y frío durante el Vallesiense. Durante el Turoliense, la asociación de facies observada en la Cuenca, con predominio de facies lacustres de agua dulce, sugiere la existencia de condiciones climáticas relativamente húmedas, hecho que, sin embargo, contrasta con el carácter cálido y seco indicado para el clima de la Península durante este periodo (LÓPEZ MARTÍNEZ, N. *et al.*, 1987).

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. MESOZOICO

Los afloramientos mesozoicos de la presente hoja, aparecen situados hacia el borde oriental, formando anticlinales alargados de dirección N-S. La edad geológica de los materiales es Jurásico y Cretácico no excluyéndose que algunos posean edad Paleoceno e incluso Eoceno. Algunos anticlinales forman relieves pertenecientes a la Sierra de Almenara, mientras que otros se encuentran arrasados y peneplanizados, teniendo la misma cota topográfica que los materiales terciarios, siendo difícil diferenciar y reconocer en ellos las distintas formaciones secundarias que constituyen los anticlinales.

Entre los anticlinales más destacados se encuentran los que forman los relieves pertenecientes a la Sierra de Almenara, y que se sitúan a lo largo del borde Este de la hoja y los que se encuentran en las proximidades de Villamayor de Santiago y al Sur de la hoja.

2.1.1. Jurásico

El Jurásico en la Hoja de Corral de Almaguer, se encuentra representado por una sucesión de rocas carbonatadas cuyo espesor supera en la región los 200 m. Aparece formando el núcleo de los anticlinales alargados, la longitud aflorante de los anticlinales puede superar los 4 km, siendo la anchura del núcleo a lo sumo de unos centenares de metros. El mejor afloramiento de materiales jurásicos, se encuentra en la región, situado al sur de la población de Saelices (Hoja nº 633, Palomares del Campo), junto a las hoces del río Cigüela. En el afloramiento, aparecen formaciones jurásicas que van desde el Liásico inferior (Fm Carniolas de Cortes de Tajuña) al *Dogger* (Fm Carbonatada de Chelva).

Los materiales jurásicos, en el Río Cigüela, (Hoja nº 633) fueron descritos por SÁNCHEZ SORIA, P. y PIGNATELLI GARCÍA, R. (1957), los cuales atribuyen a las unidades carbonatadas por debajo de la Fm Arenas de Utrillas, una edad que comprende desde el Jurásico Inferior al Superior.

Posteriormente SÁNCHEZ SORIA, P. (1974), señala que desde los trabajos de RICHTER, G. y TEICHMULLER, R. (1944), la mayor parte de los autores que han trabajado en esta región han atribuido al Liás, todos los materiales carbonatados existentes por debajo de la Fm Arenas de Utrillas. Sin embargo este autor señala que pueden existir sedimentos del Jurásico Medio e incluso Superior; aunque se ha comprobado durante la realización de la presente hoja que parte de los materiales que se atribuyen al Jurásico, pueden ser de edad Cretácico Inferior en facies "*Weald*".

De las unidades jurásicas descritas en el Río Cigüela, (Hoja 633) se ha observado en la presente Hoja, la existencia de la Fm Carbonatada de Chelva, cuya edad se extiende desde el *Pliensbachiense* al *Dogger*. Dicha unidad está formada por calizas micríticas, oolíticas y bioclásticas.

2.1.1.1. Calizas micríticas, oolíticas y bioclásticas (1). Formación Carbonatada de Chelva. Pliensbachiense-Dogger

En los materiales atribuidos a la Fm Carbonatada de Chelva se pueden distinguir dos tramos con facies diferentes. Uno inferior fundamentalmente micrítico y otro superior con intercalación de calizas tipo “wackestone” o “packstone” bioclásticas, con frecuencia oolíticas. La atribución litoestratigráfica del tramo inferior (calizas micríticas) es problemática, pudiendo representar, al menos en parte, a términos de los materiales que constituyen el Grupo Renales. Por otra parte, los materiales del tramo superior presentan marcadas similitudes con los que constituyen la Fm Carbonatada de Chelva en algunas áreas de la Cordillera Ibérica, por lo cual, y en ausencia de otros criterios, pueden ser atribuidos a esta unidad.

Desde un punto de vista litológico, el tramo inferior se compone de calizas micríticas, con calizas grises o beige a veces recrystalizadas, que se organizan en capas de espesor de muy fino a muy grueso, teniendo a veces planos de estratificación irregulares y discontinuos.

Son escasas las estructuras sedimentarias. En buena parte predominan las laminaciones algales, teniendo algunas capas costras ferruginosas en su techo. El contenido de fósiles es escaso, reconociéndose algunos restos de bivalvos, ostreidos y gasterópodos. Los materiales están dispuestos en pequeñas secuencias granocrecientes y granodecrecientes.

El ambiente sedimentario de este tramo corresponde a un medio intermareal y submareal somero. Se le atribuye una edad Pliensbachiense-Toarciense debido a su posición estratigráfica y al asumir que puede tratarse de un equivalente de las unidades que constituyen el Grupo Renales.

El segundo tramo litoestratigráfico es una continuación sedimentaria del anterior, y es el que ocupa la mayoría de los núcleos anticlinales en los que aflora el Jurásico.

Es fundamentalmente carbonatado, sin embargo hacia techo aparecen capas de arcillas y margas de algunos metros de espesor. Los sedimentos carbonatados son principalmente dolomías tableadas, de aspecto micrítico, que con frecuencia están karstificadas, también se encuentran capas de calizas oolíticas y bioclásticas, ricas en moluscos y crinoideos.

Las estructuras sedimentarias que se observan en las dolomías son laminaciones algales, costras ferruginosas, y con frecuencia fuerte bioturbación. En las calizas oolíticas, a su vez, se comprueba la presencia de bases erosivas, estratificación cruzada, “hard grounds” y bioturbación perforante.

Las dolomías tableadas se organizan en cuerpos de 4 a 6 m separados por capas decimétricas de margas grises. Hacia techo la abundancia de margas se hace más importante, apareciendo las intercalaciones margosas con espesores métricos. Petrográficamente en las dolomías tableadas se observa una fina alternancia de cristales de dolomicrita y doloesparita, siendo

frecuentes procesos diagenéticos que dan lugar a calcificaciones, dolomitizaciones secundarias y karstificaciones.

Las calizas oolíticas y bioclásticas, están parcialmente dolomitizadas, y se muestran como capas de 0,5 m de espesor, superpuestas unas con otras o separadas por niveles centimétricos de margas. Son secuencias generalmente granodecrecientes, la base es erosiva y el techo lo forma una costra ferruginosa o “hard ground” con perforaciones biogénicas. Al microscopio, las calizas oolíticas son oomicritas y oosparitas. En el núcleo de los oolitos se observan foraminíferos y trozos de moluscos.

La sedimentación de este tramo litológico se llevó a cabo en un medio que variaba de supramareal a intermareal para las dolomías tableadas, mientras que las calizas oolíticas son propias de un ambiente marino más profundo y de mayor energía el cual variaba desde zonas próximas a la costa, áreas de “shoreface”, formándose las barras oolíticas, a zonas más alejadas, áreas de “offshore”, en este último ambiente se originaron los “hard ground”, que señalan discontinuidades estratigráficas de cierta importancia.

El techo de los sedimentos jurásicos está marcado por una importante costra ferruginosa que se sitúa tanto sobre los materiales pertenecientes al tramo inferior de la Fm Carbonatada de Chelva como los que constituyen las calizas del tramo superior. La costra corresponde a un paleosuelo laterítico que señala la emersión y edafización de los depósitos jurásicos, a lo largo del Jurásico Superior y Cretácico Inferior, este suelo se desarrolló en un clima tropical.

No se conocen datos que aclaren definitivamente la edad de esta unidad, atribuida por diferentes autores al Jurásico Inferior, Medio o Superior.

El espesor de toda la unidad es prácticamente imposible de medir, debido a que no existe dentro de la hoja un perfil completo de la unidad, además de encontrarse replegada y arrasada o cubierta por los depósitos del Cretácico Inferior en Facies *Weald*.

2.1.2. Cretácico Inferior

2.1.2.1. Brechas carbonatadas, arcillas y margas verdes (2). Facies *Weald*. Barremiense

Los materiales a los que atribuimos edad Cretácico Inferior (Facies *Weald*), han sido descritos, en otros trabajos como jurásicos (*Dogger-Malm*), identificándolos como la Fm Carniolas de Cortes de Tajuña, en función de su aspecto brechoide.

Sin embargo las características cartográficas, estratigráficas y sedimentológicas regionales, permiten asignar a estos materiales una edad Cretácico Inferior, posiblemente Barremiense. Estas características son:

- El contacto mediante una costra ferruginosa con los sedimentos claramente jurásicos.

- La presencia de margas y arcillas coloreadas (verde, rojo) con huellas de raíces.
- La existencia de capitas de yeso, el aspecto brechoidal de algunas rocas carbonatadas.
- La presencia de charáceas y ostrácodos.
- El tránsito a las arenas de Utrillas que es mediante una superficie erosiva.

El espesor es variable, oscilando entre 10 y 0 m, no siendo fácil identificar a estos materiales en el campo, ya que muchas veces están cubiertos por coluviones o por vegetación.

En ocasiones, están formados por una alternancia decimétrica de dolomías blancas finamente tableadas con laminaciones algales, algo arenosas y arcillas y margas de colores grises y negros. Las capas situadas a techo, son dolomías margosas, tableadas, con laminaciones paralelas algales, el techo está marcado por un paleosuelo sobre el que se apoyan las arenas de Utrillas, siendo frecuentes las huellas de raíces y bioturbación.

Se interpreta a estos materiales como depósitos lacustres someros o bien como sedimentos costeros que tienen influencias continentales, los cuales fueron colonizados por vegetales.

Otras veces los sedimentos son arcillas verdes y rojas que presentan frecuentes signos de edafización. Estas arcillas a techo pueden tener una alternancia de dolomías brechoidales de espesor centimétrico y decimétrico de base erosiva, con arcillas y margas de color rojo y verde de espesor decimétrico a métrico; las dolomías presentan laminaciones algales y nódulos de yeso, a su vez las arcillas ofrecen frecuentes signos de edafización y moldes de raíces. El tránsito a las arenas de Utrillas se hace mediante una superficie erosiva.

Estos materiales también se interpretan como una sedimentación producida en un medio lacustre muy somero o en un ambiente costero muy marginal que fueron colonizados por vegetación.

Dadas las características litológicas y sedimentológicas expuestas, es posible correlacionar los materiales descritos con los pertenecientes a la Fm Calizas de la Huerguina de edad Barremiense.

2.1.2.2. Arenas y areniscas (3). Formación Arenas de Utrillas. Albiense-Cenomaniense

La Fm Arenas de Utrillas está constituida, principalmente, por arenas y areniscas silíceas, cementadas a veces por carbonatos, de grano fino, que tienen colores amarillos, rojos y blancos, también contiene arcillas versicolores y cantos de cuarzo y cuarcita subredondeados de pequeño tamaño.

El contacto con los materiales, sobre los que se apoya la formación, es erosivo. Las condiciones de observación de la formación no suelen ser buenas, pues muchas veces los sedimentos están recubiertos por depósitos cuaternarios.

El espesor de la formación es muy variable entre 5 y 10 m. Son areniscas y arenas silíceas que intercalan lentejones de gravas, limolitas y arcillas de tonalidades rojo-verdosas. En las areniscas se observan estructuras de corriente tales como estratificaciones cruzadas, planar y bases erosivas. En la parte superior aparecen intercalaciones carbonatadas, arenas y arcillas de color amarillo.

Se ha atribuido un origen continental fluvial a estos depósitos detríticos, considerándolos como de edad Albiense aunque también esté incluido el Cenomaniense, al tener en cuenta criterios de posición estratigráfica regional.

2.1.3. Cretácico Superior

La observación de los materiales y diferenciación de las unidades del Cretácico Superior en la presente hoja, ofrece dificultades, de observación ya que se encuentran en una región peneplanizada y además se muestran con un alto grado de dolomitización, recristalización y brechificación que enmascaran sus originales características litológicas y sedimentarias.

Para la descripción de las distintas unidades, se han utilizado las propuestas por VILAS *et al.* (1982) para la Cordillera Ibérica Suroccidental, adaptadas de las descritas por SÁNCHEZ SORIA, P. (1974) y FERNÁNDEZ CALVO, C. (1981).

Las Formaciones reconocidas son:

- Fm Margas de Chera.
- Fm Dolomías de Alatoz.
- Fm Dolomías Tableadas de Villa de Ves.
- Fm Margas de Casa Medina.
- Fm Dolomías de la Ciudad Encantada.
- Fm Margas de Alarcón.
- Fm Calizas y Brechas de la Sierra de Utiel.
- Fm Villalba de la Sierra.

2.1.3.1. Dolomías, margas y limos dolomíticos (4). Fms Margas de Chera y Dolomías de Alatoz. Cenomaniense

Sobre las arenas de la Fm Utrillas se encuentran materiales margosos y dolomíticos que se han identificado como pertenecientes a la Fm Dolomías de Alatoz, si bien no se excluye que unos pocos metros basales de margas pertenezcan a la Fm Margas de Chera.

Por encima de las anteriores formaciones del Cretácico Inferior, aparecen unos 6-12 m de alternancia de dolomías margosas, con espesor decimétrico que alternan con margas arcillosas de igual espesor, las cuales se atribuyen a la Fm Dolomías de Alatoz. Hacia techo la presencia

de dolomías, se hace más abundante, alcanzando las capas una potencia que supera el metro. El techo de este tramo dolomítico está marcado por una importante costra endurecida.

Las dolomías de la Fm Dolomías de Alatoz son margosas y nodulosas, presentando además laminaciones tendidas. También se observan en ellas la presencia de capas con base canalizada, intensa bioturbación y ostreidos, estando a veces brechificadas.

El espesor de la formación, observado en el campo es desigual variando de 6 a 12 m. La alternancia de dolomías y margas representa una cierta ciclicidad, donde las margas señalan las bases de secuencias somerizantes. La sedimentación tuvo lugar en una plataforma interna somera, en la que las secuencias señalan la progradación de depósitos litorales sobre ambientes más profundos.

A pesar de no encontrarse fósiles característicos que indiquen una edad determinada para estas formaciones, se les atribuye al Cenomaniense por su posición estratigráfica y criterios regionales.

2.1.3.2. Formación Dolomías de Villa de Ves (4). Cenomaniense

Esta unidad está constituida fundamentalmente por dolomías, cuyo espesor presenta pocas variaciones, siendo alrededor de unos 15 m. La formación se apoya sobre la Fm Dolomías de Alatoz que a veces tiene a techo una importante costra. En cartografía no se ha diferenciado esta unidad de las anteriores formaciones (Margas de Chera y Dolomías de Alatoz), dado el escaso espesor de cada una de ellas y la dificultad de diferenciar y reconocerlas en el campo, al estar muchas veces recubiertas y peneplanizadas.

Pueden diferenciarse en la unidad, dos tramos litológicos, los cuales no aparecen siempre en el campo. El más basal, está formado por dolomías de aspecto masivo, o por capas de 0,5 m margosas de color crema, en las que se observan laminaciones difusas, y donde la bioturbación horizontal y vertical es abundante, encontrándose también algunas conchas de bivalvos. Este tramo quizás corresponda al techo de la Fm Dolomías de Alatoz.

El tramo superior constituye en algunos afloramientos la totalidad de la Fm, está menos dolomitizado y se compone bien por calizas "packstone" o "grainstone", ricas en conchas de moluscos (ostreas, etc.). Las calizas tienen base erosiva, bioturbación y estratificación cruzada, estando parcialmente dolomitizadas. También el tramo superior, puede mostrarse como una alternancia de capas decimétricas de dolomías brechificadas, donde se reconocen bases erosivas, estratificaciones cruzadas, conchas de moluscos y bioturbación que alternan con capas decimétricas de margas nodulosas. En los estratos de dolomías se encuentran foraminíferos, briozoos y equínidos.

El tránsito a la Fm suprayacente se hace en algunos afloramientos, de un modo neto, mediante una superficie ferruginosa. Sin embargo en ocasiones, el tránsito se realiza por medio de 5 m

de arcillas rojas y verdes que alternan con capas decimétricas de dolomías brechoidales, las cuales presentan claros signos de edafización.

Se interpretan como depositados en un ambiente de plataforma interna que sufrían etapas de somerización, llegando hacia techo a estar emergidos, como señalan las edafizaciones y las costras ferruginosas. Se ha atribuido una edad Cenomaniense, atendiendo a criterios estratigráficos y regionales.

2.1.3.3. Formación Margas de Casa Medina (5). Cenomaniense Superior-Turonienne

Esta formación presenta malas condiciones de observación al estar parcial o en gran medida cubierta. Tiene un espesor de unos 10 m. y se apoya sobre la Fm Dolomías de Villa de Ves por medio de una costra o un paleosuelo.

En algunos afloramientos está constituida por margas grises y verdes, mientras que en otros aparecen margas verdes y rojas, con claros signos de edafización.

En observaciones realizadas en las margas grises y verdes se comprueba la presencia de foraminíferos planctónicos, junto con restos de briozoos, equinodermos y bivalvos, los cuales indican un medio sedimentario propio de plataforma interna. Sin embargo la presencia de edafizaciones, nos señalan la somerización y exposición de estos depósitos en áreas situadas más hacia el oeste.

Se atribuye a esta Fm una edad Cenomaniense Superior-Turonienne atendiendo a criterios estratigráficos y regionales.

2.1.3.4. Formación Dolomías de la Ciudad Encantada (5). Turonienne

Sobre las margas de la unidad anterior se sitúan una serie de dolomías y calizas que tienen un espesor variable, en los distintos perfiles levantados, desde 4 m a 14 m. Corresponden a la Fm Dolomías de la Ciudad Encantada. En cartografía no se ha diferenciado esta formación de la precedente (Fm Margas de Casa Medina), ni de la situada a su techo (Fm Margas de Alarcón). Esto es debido al escaso espesor de las tres formaciones y a la dificultad en el campo de reconocerlas ya que a veces están recubiertas y peneplanizadas.

Las dolomías tienen un aspecto masivo y granuloso, siendo groseramente cristalinas. Pueden estar estratificadas en gruesos bancos y con colores que oscilan de grises a verdosas. En ellas a veces se pueden reconocer estratificaciones cruzadas de gran escala, y también recristalizaciones de calcita, las cuales aumentan su aspecto grosero.

A pesar de los procesos diagenéticos que las han afectado, se reconocen restos de gasterópodos, equinidos, ostreidos y rudistas. En algunas partes de la Fm sobre todo hacia el techo se observan procesos de silicificación que dan lugar a nódulos de sílex.

Hay zonas en que la dolomitización no ha afectado a los sedimentos, observándose biomicritas y biopelmicritas ("packstone" y "grainstone"), ricos en moluscos y equínidos, con una fuerte bioturbación y "patches" de rudistas.

El medio de sedimentación corresponde a una plataforma interna energética, zona de "foreshore", la cual sufrió procesos de somerización y emersión que dieron lugar a procesos diagenéticos importantes, como dolomitizaciones y silicificaciones.

La edad de la Fm es Turoniense teniendo en cuenta la posición estratigráfica y criterios regionales.

2.1.3.5. Formación Margas de Alarcón (5). Coniaciense-Santoniense Inferior

Por encima de la Fm anterior y mediante un tránsito brusco, se sitúan unos 12 m de margas con colores verdes y rosáceos que tienen incluidas algunas intercalaciones de margas nudosas dolomíticas. Estos sedimentos corresponden a la Fm Margas de Alarcón, y en los perfiles levantados son difíciles de estudiar ya que se encuentran en parte recubiertas. Los estudios realizados en ellas señalan la presencia de carofitas, ostrácodos y/o *microcodium*, los cuales nos indican un ambiente sedimentario continental o litoral con gran influencia del continente. Este medio sufrió emersiones acompañadas de procesos edáficos, como así lo señala la presencia de *microcodium* y las marmorizaciones que afectan a las margas.

Se les atribuye una edad Coniaciense a Santoniense Inferior atendiendo a criterios litoestratigráficos y regionales.

2.1.3.6. Calizas, margas y arcillas (6). Formación calizas y brechas de la Sierra de Utiel. Santoniense-Campaniense

Sobre los sedimentos margosos de la Fm Margas de Alarcón se encuentran materiales calcáreos que en gran parte están brechificados y dolomitizados, se les denomina Formación Calizas y Brechas de la Sierra de Utiel. El espesor de la Fm varía entre 20 y 30 m. y comprende tres tramos litológicos.

El tramo basal está formado por calizas y dolomías brechoidales, el intermedio son margas de color crema y el superior brechas carbonatadas similares a las basales. Los materiales unas veces se disponen como una fina alternancia de calizas y margas y otras como una superposición de capas de calizas. Las calizas son biomicritas y biopelmicrita ("mudstones", "wakestones" y "grainstones"), tienen estratificación cruzada, intensa bioturbación y en ellas se reconocen gasterópodos, "pellets", bivalvos, equínidos, rudistas, laminaciones algales, ostrácodos y charáceas.

Las rocas calcáreas brechificadas son dolomías y en ellas se observan de un modo difuso, estratificaciones cruzadas y restos de moluscos. La génesis de la brechificación está asociada a la disolución de niveles evaporíticos.

Los materiales se organizan en secuencias de somerización de escala decimétrica a métrica, que se desarrollan, bien en barras calcareníticas propias de medios enérgicos, o bien en calizas algales originadas en medios más tranquilos.

El conjunto de los depósitos de la Fm se interpretan como sedimentados en una plataforma interna, que sufría épocas de somerización y emersión. La presencia de charáceas y ostrácodos nos indica que el medio tenía influencia continental, pudiendo corresponder a una zona litoral. La emersión de los depósitos venía acompañada de la precipitación de evaporitas.

La edad de la formación es Santoniense-Campaniense.

2.1.3.7. Arcillas, margas y yesos (7). Formación Villalba de la Sierra. Campaniense-Paleoceno

Sobre la formación precedente, se encuentran sedimentos que por sus características litológicas pueden asimilarse a la Formación Villalba de la Sierra. La observación de esta unidad se realiza en el ángulo nordeste de la hoja, especialmente junto al cauce del Río Cigüela. Están formados por margas, arcillas grises y verdes y yesos. El espesor de la Fm es desconocido ya que el techo se encuentra erosionado por depósitos terciarios, pero en el campo supera los 200 m. Los materiales pertenecientes a esta Fm se encuentran muy replegados, debido a que los esfuerzos tectónicos alpinos al actuar sobre estos sedimentos de características muy plásticas, han producido una gran deformación sobre ellos, llegando incluso a producirse procesos diapíricos.

El tránsito de la Fm Calizas y Brechas Calcáreas de la Sierra de Utiel a esta Fm, se realiza por medio de un paquete de margas y arcillas grises y verdes con una potencia de 50 m. Sobre estas margas grises y verdes se encuentra una alternancia de yesos y margas yesíferas de un espesor superior a los 40 m. Los yesos forman cuerpos de 1-2 m. que a su vez están compuestos por la superposición de capas de 5 cm de grosor, las margas yesíferas alternantes tienen espesores entre 1-0,5 m.

El ambiente en el que se produjo la sedimentación de estos materiales corresponde a un medio supramareal o de "sabkha", que nos señala la última regresión marina cretácica.

Los distintos autores que han estudiado estas facies, tanto en la Cordillera Ibérica como en la vecina Sierra de Altomira, coinciden en denominarlas como facies Garumnienses, con una edad comprendida entre el Campaniense y el Maastrichtiense, aunque su edad puede ser mucha más amplia e incluso llegar hasta el Eoceno.

La fauna encontrada en esta formación ha sido muy escasa y nada representativa, reduciéndose a espículas, ophtalmínidos y ostrácodos, por lo tanto se ha datado a la Fm por comparación con facies semejantes en hojas próximas.

2.2. CENOZOICO

2.2.1. Paleógeno

2.2.1.1. Areniscas microconglomeráticas amarillentas y calizas (8). Eoceno?

Esta unidad se encuentra en un estrecho afloramiento situado en la zona SE de la Hoja. Dicho afloramiento origina un ligero resalte que ayuda a su seguimiento, aunque su calidad de observación es escasa.

Su potencia observable no sobrepasa los 10 m, y consta de dos tramos litológicos cuya resolución cartográfica impide su individualización. El tramo inferior está compuesto por unas calizas micríticas bioclásticas con gasterópodos. El tramo superior consiste en unas areniscas microconglomeráticas, en ocasiones conglomeráticas, de tonalidad amarillenta. Se ha reconocido como perteneciente a la Unidad Detrítica Inferior (DÍAZ MOLINA, M., 1974).

Se interpretan como depositadas en un ambiente fluvial, correspondiendo probablemente a zonas distales de abanicos aluviales de alta eficacia de transporte con áreas fuente en relieves paleozoicos situados al sur.

La edad que se atribuye es Eoceno-Oligoceno superior por su posición estratigráfica y criterios regionales, apoyados en la fauna encontrada en distintos yacimientos en la Depresión Intermedia que comprenden probablemente las zonas de mamíferos Headoniense, Sueviniense y Arverniense (CRUSAFONT, M. y AGUIRRE, E., 1973; DAAMS, R. *et al.*, 1989).

2.2.2. Neógeno. Mioceno y Plioceno de la Cuenca de Madrid

La estratigrafía general del Neógeno de la cuenca de Madrid ha sido ya establecida en trabajos anteriores (ALBERDI, M.T. *et al.*, 1983; JUNCO, F. y CALVO, J.P., 1983; ANTUNES, M.T. *et al.*, 1987). La división de unidades propuesta está basada en el análisis tectosedimentario del registro mioceno de la cuenca. En cuanto a los depósitos paleógenos infrayacentes, han sido estudiados por ARRIBAS, M.E. (1985) en las zonas marginales de la parte septentrional de la cuenca, quedando un tanto indefinida, por ausencia de criterios biocronoestratigráficos, la posición temporal del límite entre aquéllos y las unidades neógenas.

La división estratigráfica comúnmente aceptada para el Neógeno de la cuenca de Madrid admite cuatro unidades principales: tres para el Mioceno (Inferior, Intermedia y Superior) y una para el Plioceno.

La Unidad Inferior del Mioceno (Ageniense-Aragoniense medio), se compone principalmente de facies evaporíticas de anhidrita (frecuentemente transformada en yeso en los afloramientos), halita, arcillas y carbonatos (magnesita y dolomita). Este conjunto de facies evaporíticas grada lateralmente a sucesiones arcillosas con pasadas de yeso y/o anhidrita en nódulos y de aquí

a depósitos clásticos progresivamente más gruesos, configurando todo ello una disposición centrípeta de facies características de un ámbito hidrológico y geomorfológico de una cuenca endorreica.

La Unidad Intermedia (Aragoniense medio-Vallesiense), presenta notables diferencias. Dominan en ella las facies lacustres carbonatadas (calcita y dolomía), conservándose no obstante la ordenación de facies con las orlas de facies aluviales, más gruesas hacia los bordes de la cuenca. Estas facies aluviales son diferentes tanto en composición de cantos como en arquitectura deposicional. Dichas diferencias están controladas esencialmente por la heterogeneidad litológica del área fuente y el funcionamiento tectónico diferenciado de estos a lo largo del Aragoniense y Vallesiense inferior. Esta unidad se ha dividido a su vez, en diferentes sectores de la cuenca, en dos secuencias, Unidad Intermedia I y Unidad Intermedia II, caracterizadas por dos episodios de progradación-retracción de facies detrítico carbonatadas.

La Unidad Superior del Mioceno (Turolense superior-Rusciniense), está compuesta por una sucesión de escasa potencia que consta en general de un nivel inferior predominantemente clástico y un nivel superior formado por carbonatos. En el ámbito general de la cuenca, esta unidad se dispone erosivamente sobre la unidad Intermedia, sellando una superficie de paleokarstificación bien desarrollada sobre los niveles carbonáticos que culminan esta última unidad (CALVO, J.P. *et al.*, 1989).

La Unidad Pliocena (Villafranquiense) se instala sobre una superficie erosiva que afecta a las unidades infrayacentes. Los depósitos pliocenos son de carácter detrítico y multiepisódico (zonas de borde), y se hallan bien representados en los sectores NE, centro y Sur de la cuenca, con facies de arcillas limosas rojizas o anaranjadas y con desarrollo a techo de costras carbonáticas.

Dentro la serie neógena de la presente hoja, se han distinguido y cartografiado varias unidades cartográficas, atendiendo a sus características litológicas y de facies. Las relaciones verticales y laterales de estas unidades en el ámbito del área de trabajo, ponen de manifiesto que son litofacies genéticamente relacionadas entre sí, que registran el desarrollo coetáneo y limitado a determinados espacios geográficos, de determinados procesos y ambientes sedimentarios, lo que en la bibliografía viene siendo denominado como Sistema Depositional (ANADÓN *et al.*, 1989). A su vez, estos Sistemas Depositionales, forman conjuntos también genéticamente relacionados y limitados por discontinuidades, o por sus continuidades correlativas, a muro y techo, conformando Secuencias Sedimentarias según la definición de los anteriores autores.

En el caso de la serie neógena que se estudia, los límites de estas secuencias son discontinuidades que representan cambios en la polaridad sedimentaria (progradación- retracción) y/o discordancias o bien cambios en la paleogeografía de la cuenca. Estas discontinuidades son observables sobre todo en las zonas proximales de los sistemas aluviales situados en la zona oriental de la hoja. Los límites, se han seguido en la cartografía, poniéndose de relieve mediante líneas discontinuas, que en la normativa MAGNA representan un contacto discordante. Sin embargo, excepto sobre los materiales mesozoicos y paleógenos plegados donde la angularidad de las capas es evidente, en el resto de los casos dicha angularidad no existe (al menos en el

ámbito cartografiado), de modo que la notación se mantiene como apoyo al seguimiento y comprensión de la estratigrafía del mapa geológico.

Las secuencias deposicionales anteriormente descritas coinciden en gran medida con la división clásica considerada como válida para la cuenca de Madrid. Dicha correlación se explica más detenidamente en los apartados siguientes.

2.2.2.1. *Mioceno. Unidad Intermedia*

Consta de unidades que conforman los depósitos inferiores del Neógeno de la presente hoja.

Los materiales que constituyen estas unidades, se apoyan sobre la discordancia observable entre los conglomerados de la unidad 9 y los materiales plegados del Mesozoico y Paleógeno aflorantes tanto en la Sierra de Almenara como en diversas zonas del área oriental del mapa.

A grandes rasgos se caracteriza por un episodio de progradación-retracción de los sistemas aluviales (9), adosados a los relieves mesozoicos y paleógenos de la Sierra de Almenara. Las facies distales de dichos sistemas, experimentan asimismo los anteriores cambios en la polaridad sedimentaria, con la particularidad que en el episodio expansivo las facies distales son evaporíticas (10 y 11), y en el retractivo dichas facies son arcillo-limosas (13). En las zonas más distales del aporte conglomerático (zona occidental del mapa) se produce una homogeneización en la sedimentación con el depósito de las margas y margocalizas blancas (12).

Si se tienen en cuenta por una parte las unidades definidas para la Cuenca de Madrid por JUNCO, F. y CALVO, J.P. (1983) y SANZ, E., *et al.* (1992), y que la Unidad Inferior cartográficamente queda geográficamente más al norte de la hoja y por debajo estratigráficamente de los afloramientos de área estudiada, puede decirse que el ciclo progradante (9, 10, 11 y 12) correspondería tentativamente a la Unidad Intermedia I (Aragoniense medio-superior), y el ciclo retractivo (12, 13, 13lc y 9) a la Unidad Intermedia II (Aragoniense superior-Vallesiense).

2.2.2.1.1. *Brechas, conglomerados, areniscas y lutitas rojas (9). Ageniense medio-Vallesiense*

Aflora a lo largo del sector centro-oriental de la hoja, donde pueden distinguirse dos áreas de afloramientos. Una más meridional en ambos márgenes del Río Cigüela y otro más septentrional en la margen izquierda de dicho río y relieves mesozoicos de la Sierra de Almenara.

En general su expresión morfológica es escasa, motivado por la intensa actividad agrícola desarrollada sobre sus afloramientos materiales. Sin embargo, sobre los depósitos más meridionales de la unidad (ambos márgenes del Río Cigüela), es posible distinguir una superficie estructural debida a la mayor erosionabilidad de los materiales suprayacentes (13).

La base de la unidad la constituye una discordancia sobre los materiales Mesozoicos y paleógenos plegados (zona oriental de la hoja). Esta discordancia se observa bien en la esquina NE, en parajes como Torrelengua y Cerro de la Campana. En este último afloramiento los conglomerados buzan unos 6° hacia el E. La potencia máxima estimable es de unos 40 m.

Litológicamente consiste en una alternancia de capas de conglomerado, areniscas y lutitas. Las capas de conglomerado tienen un espesor medio entre 2 y 5 m y se presentan con una base erosiva con abundantes “scours” que indican paleocorrientes hacia el O y SSO. En general los paleocanales se encuentran poco incididos, originando cuerpos laxos de longitud decamétrica. Internamente presentan cicatrices erosivas que representan un marcado relleno multiepisódico. El techo de estas capas a veces, está constituido por un tramo de arenisca de grano grueso a medio, con “ripples” de corriente, mostrándose las típicas secuencias granodecrecientes. En otras ocasiones el techo de los paleocanales es plano, depositándose encima directamente las lutitas rojas. Buenos ejemplos de este tipo de paleocanales pueden observarse en las márgenes del río Cigüela (proximidades del Cerro Mínguez, Casa de Blanquillo y sobre todo al S de Castillo Añador). Los cantos son principalmente de diversos tipos de calizas (formaciones mesozoicas) y cuarzo, con tonalidades blanquecinas y rojizas, siendo su tamaño medio entre 5 y 7 cm.

Las lutitas son de color pardo rojizo y presentan intercalaciones de niveles tabulares de arena fina a gruesa con laminación paralela y “ripples”, así como horizontes de edafización esporádicos.

La unidad experimenta unos cambios laterales muy rápidos hacia las facies lutíticas de la unidad 5 así como a las facies de yesos de las unidades 3 y 4. De la geometría de dichos cambios de facies pueden deducirse episodios de progradación-retracción que probablemente registran aceleraciones y ralentizaciones en el diastrofismo de su área fuente (Sierra de Almenara).

Se interpretan como depósitos de cursos de agua trenzados próximos a abanicos aluviales, con un régimen hidráulico de fuerte estacionalidad como lo demuestran la arquitectura interna del depósito (cicatrices, fuertes incisiones, etc.), así como un alto gradiente para los abanicos, con una relativamente acusada pendiente deposicional, atestiguado por sus rápidos cambios en la horizontal hacia facies más distales de lutitas y yesos (3, 4 y 5).

Por su posición estratigráfica la unidad se considera Mioceno medio-superior (Aragoniense-Vallesiense).

2.2.2.1.2. Arcillas rojas con niveles de yesos (10). Aragoniense medio-superior

Aflora en el sector más septentrional del curso del Río Cigüela y en ambos márgenes.

La base de la unidad no llega a aflorar, de modo que la potencia máxima observable está en torno a los 20 m.

Está formada por limos arcillosos y arcillas rojas yesíferas (tonalidades naranjas), que contienen de forma dispersa niveles de acumulación de cristales de yeso de 0,5 a 1 cm y cuya potencia es de escala decimétrica. Estos niveles de acumulación originan un cierto resalte, y son más abundantes hacia el techo de la unidad (Cerro de las Zorreras). Hacia la base de algunos afloramientos, aparecen niveles discontinuos de margas blancas probablemente relacionados con una mayor proporción de carbonatos en el depósito.

La presente unidad yesífera da paso en la vertical a las arcillas y limos arenosos de la 13. Lateralmente y hacia el E (zonas proximales), pasa a los conglomerados y areniscas canalizados (10) con los que experimenta un brusco cambio de facies, de modo que es posible encontrar canales de conglomerado inmersos directamente en los materiales de dicha unidad (margen derecha del Río Cigüela al S de Pozorrubio). Asimismo y hacia más distal, cambia de facies a las margas y yesos sacaroideos de la unidad 12.

La unidad se interpreta como depositada en un ambiente de orla de lago salino ("mud flat" salino) en los que proliferarían la precipitación de yesos primarios entre las arcillas y lutitas detríticas marginales del lago (HARDIE *et al.*, 1979, en SANZ, E. *et al.*, 1994). El depósito se produciría en episodios de sequedad más o menos prolongados pero bajo condiciones de aguas saturadas con nivel freático próximo a la superficie.

La edad atribuida a la unidad es Mioceno medio (Aragoniense medio-superior).

2.2.2.1.3. Margas yesíferas y yesos sacaroideos (11). Aragoniense medio-superior

Aflora al S de la localidad de Pozorrubio, (margen izquierda del Río Cigüela), en una serie de frentes de canteras abandonadas. Asimismo, existen afloramientos de esta unidad a unos 4 km al E de Corral de Almaguer, también en canteras y pozos excavados en el terreno.

Al igual que las unidades anteriores su base no es observable siendo su espesor estimado entre 15 y 20 m.

Litológicamente la unidad está compuesta por una alternancia de yesos y margas que en conjunto presentan una coloración grisáceo-blancuecina. Los niveles de yesíferos los conforman paquetes de 30 a 70 cm de yesos sacaroideos de aspecto arenoso, a veces nodulizados. Asimismo algunos paquetes presentan junto con la variedad anterior, niveles decimétricos de yeso selenítico y fibrilar con una marcada disyunción vertical.

Los tramos entre los anteriores paquetes y en especial a techo, son de margas yesíferas con tonos blancuecinos y a veces rojizos, en los que se encuentran horizontes decimétricos de acumulación de yeso microcristalino.

Las facies de yeso selenítico se interpretan como depositadas en un ambiente de lago salino de escasa profundidad, con aguas cerca del punto de saturación del yeso durante periodos

relativamente prolongados. (MAGEE, 1991, en SANZ, E. *op. cit.*). Los cristales de yeso se desarrollarían en la interfase sedimento-agua. Los tramos margosos entre los paquetes de yeso, representarían entradas de aguas al lago. La decantación del material más fino, junto con la precipitación de carbonato originaría el depósito de las margas.

Así pues, las alternancias que se observan, revelan episodios de sequedad junto con otros de avenidas de aguas, típicos de un clima más bien seco. Por otra parte, la distribución de estas facies de yesos en los dos ámbitos de afloramiento, indicaría (en área de la hoja) dos posibles depocentros lacustres salinos.

Por su relación con unidades adyacentes, la edad atribuida a la unidad es Mioceno medio (Aragoniense medio-superior).

2.2.2.1.4. *Margas y margocalizas blancas (12). Aragoniense-Vallesiense*

Aflora principalmente en la región occidental de la hoja, sobre todo en el seno de los abundantes pozos realizados sobre dicha litología y en algunos taludes originados por el Río Riansares en su margen izquierda. Asimismo aflora en el N de la hoja, al SE de la localidad de Cabezamesada. En esta última zona, su expresión morfológica es la de un ligero resalte entre los materiales limo-arcillosos (13) y las calizas micríticas del páramo (15), que ayuda a su trazado cartográfico debido a la escasa calidad de sus afloramientos (aislados entre viñas y campos de cultivo).

Esta unidad presenta una cierta variabilidad tanto en el espacio como en el tiempo. De esta forma, mientras que la base no es visible en los afloramientos occidentales, en los afloramientos septentrionales, se apoya sobre los materiales de la unidad 13. El techo también es heterócrono, siendo en ocasiones las facies limosas de la unidad 13 y en otras, las calizas del Páramo (15), o las facies detríticas de su base (14).

Litológicamente se caracteriza por una alternancia de margas y margocalizas y calizas micríticas de coloraciones blanquecinas. Hacia la base del tramo suelen aparecer esporádicamente alguna intercalación de yesos sacaroideos blancos (taludes de la margen izquierda del Río Riansares, hacia el N). En las calizas micríticas de espesor decimétrico, suelen encontrarse conchas y moldes de gasterópodos y oogonios de caráceas. En la vecina Hoja de Lillo, ARANDILLA *et al.* (1976), citan un nivel de sílex lechoso y opalino inmerso en la unidad, que no ha podido ser constatado en la presente hoja.

La parte inferior de esta unidad de margas y calizas cambia lateralmente hacia las facies de yesos (11), mientras que la parte superior lo hace hacia facies limoso-arcillosas (13).

Se depositaron en un ambiente lacustre somero generalizado hacia el centro de la cuenca, como lo demuestra el hecho de que lleguen a situarse directamente sobre las formaciones del zócalo (vecina Hoja de Lillo).

La edad asignada a la unidad es Mioceno medio-superior (Aragoniense-Vallesiense).

2.2.2.1.5. *Arcillas y limos arenosos rojizos (13). Limos arenosos calcificados (13lc).*
Aragoniense superior-Vallesiense

Aflora en ambos márgenes del Río Cigüela en el sector oriental de la hoja, y en gran parte del cuadrante NO.

Los materiales que constituyen la presente unidad poseen unas relaciones laterales muy variadas. De este modo se dispone sobre las unidades evaporíticas 10 y 11; y sobre los conglomerados de la unidad 9, a los que en parte pasa lateralmente. Asimismo, en el sector occidental se encuentra sobre las margas y margocalizas de la unidad 12. Su techo habitualmente se encuentra limitado por las calizas micríticas del Páramo (15) o a las facies detríticas de su base (14).

La potencia, debido a sus variaciones laterales, es variable y está comprendida entre 10 y 30 m.

En los afloramientos a lo largo del Río Cigüela, está compuesta por arcillas de color rojo intenso muy homogéneas en las que a veces se muestran intercalaciones de niveles arenosos de escasa continuidad lateral de escala decimétrica. Asimismo, en los afloramientos nororientales, es posible observar niveles de conglomerados dispersos de tamaño de grano medio de unos 3 cm. Son frecuentes también las edafizaciones y horizontes edáficos, así como la bioturbación probablemente debida a raíces de plantas.

En los afloramientos del cuadrante NO la unidad es más limo-arenosa, y las intercalaciones de niveles arenosos son más frecuentes. Asimismo, en algunos afloramientos próximos al borde N de la hoja (margen izquierda del río Albadana), aparecen algunos niveles decimétricos de yeso sacaroideo intercalado entre los limos arenosos, que indicarían episodios de evaporación intensa con precipitación de yesos.

En el cuadrante SO, hacia el techo de la unidad, se ha diferenciado una unidad de limos arenosos calcificados (13lc). En afloramiento, estos materiales se asemejan en gran medida a las calizas micríticas del Páramo, sin embargo en corte fresco presenta unas coloraciones rojizas y anaranjadas que la caracterizan.

Como se observa en la cartografía, la calcificación de los limos arenosos se desarrolla cuando no existe un recubrimiento de sedimentos detríticos pliocenos (19) sobre las calizas del Páramo (15), o bien cuando no aparece la unidad detrítica en su base (14). En este sentido, la calcificación cabría interpretarla en relación con procesos kársticos de disolución en las calizas del Páramo cuando estas estuvieran expuestas a las aguas superficiales. Las aguas saturadas en carbonato, al circular verticalmente calcificarían a los materiales infrayacentes al precipitar dicho carbonato. En los lugares donde la base de las calizas está ocupada por la unidad de areniscas (14), estas experimentarían un proceso de cementación intenso, preservando de la calcificación a los limos arenosos (sector meridional de la margen derecha del Río Cigüela).

Esta unidad de arcillas y limos arenosos, se interpretan como depósitos de arroyadas difusas en un ambiente de llanura lutítica seca. Estos materiales constituirán las facies distales de los abanicos aluviales procedentes de la Sierra de Almenara. La superposición de esta unidad arcillo-limosa sobre los depósitos conglomeráticos (9), indica una clara retracción en dichos sistemas aluviales. Secuencialmente, la unidad encajaría en la Unidad Intermedia II de la Cuenca del Tajo.

La edad atribuida a la unidad, por su posición estratigráfica sería Mioceno medio-superior (Aragoniense superior-Vallesiense).

2.2.2.2. Mioceno. Unidad Superior

Esta unidad, ampliamente reconocida en la Cuenca de Madrid, se separa de la unidad anterior mediante una discontinuidad sedimentaria que conlleva un cambio en el régimen de sedimentación de la cuenca, según el cual aquella, deja de producirse en ambientes distribuidos de acuerdo a un sistema centrípeto, (con facies proximales hacia los bordes y facies distales hacia el centro), para realizarse en un complejo fluvio-lacustre alargado más o menos norte-sur. Igualmente, el cambio se verifica en los sedimentos resultantes, pues los depósitos de naturaleza evaporítica son sustituidos por otros propios de agua dulce.

En general, dentro de esta secuencia se han diferenciado dos etapas evolutivas. Durante la primera se instala una red fluvial (14), con llanuras lutítico-limosas y canales que transportarían arenas. En los márgenes de los canales se sedimentarían margas en pequeños sistemas lacustres (16). En la segunda etapa, remite el sistema fluvial dando paso a la expansión de sistemas lacustres carbonatados, con facies palustres variadas y sedimentación de las calizas micríticas del páramo (15).

Siguiendo el modelo estratigráfico de JUNCO, F. y CALVO, J.P. (1983) y SANZ, E., *et al.* (1992) para la Cuenca de Madrid, esta unidad correspondería a la Unidad Superior.

2.2.2.2.1. Microconglomerados y areniscas cuarcíticas (14). Turolense superior

La unidad aparece en diversos sectores dentro de la hoja. Próximo al borde N, aparece en un afloramiento de dirección NE-SO debajo de las calizas micríticas del Páramo (15). Con la misma posición estratigráfica y de dirección espacial, aparece en el sector centro-meridional en la margen derecha del Río Cigüela. Por último aparecen afloramientos aislados en el cuadrante SO.

En la mayor parte de los afloramientos la base de la unidad son las lutitas de la 13, sin embargo en el afloramiento más septentrional, la unidad se apoya sobre las margas y margocalizas de la 12. El techo siempre lo constituyen las calizas micríticas del Páramo (16).

En los afloramientos del N la potencia máxima estimada es de unos 10 m, sin embargo en el resto de los afloramientos no se superan los 4 m.

En afloramiento, la unidad posee tonalidades oscuras. Está constituida por microconglomerados y areniscas de grano grueso, en cuerpos canaliformes laxos, con base erosiva sobre los materiales infrayacente. En la base de los canales es frecuente observar niveles de acumulación de cantos bien rodados de grava ("lag") cuya composición principal es de cuarzo (de colocaciones claras y rojizas) y cuarcita, lo que indica un área fuente claramente paleozoica. Internamente presentan numerosas cicatrices erosivas donde se observan diversos tipos de laminaciones cruzadas. Asimismo, es frecuente la laminación cruzada a gran escala debida a "megaripples". En algunos afloramientos, es posible observar lo que parecen cuerpos de acreción lateral (Casa de Blanquillo, borde NE del afloramiento de la margen izquierda del río Cigüela). En general el tamaño de grano va disminuyendo hacia el techo, pasándose no obstante de modo brusco a un tramo de lutita de coloraciones pardo-amarillentas, parcialmente edafizada.

Lateralmente esta unidad detrítica se acuña, ocupando su lugar las margas blancas con niveles de margocalizas, que al norte están incorporadas a las calizas de Páramo (15), y al sur constituyen la unidad 16.

Se interpreta como depósitos de un sistema fluvial que a grandes rasgos discurriría en sentido N-S (evidenciado en cierta forma por la situación geográfica de sus afloramientos), y con área fuente paleozoica deducida de su composición de cantos. Este sistema fluvial se encuentra ampliamente distribuido en toda la cuenca, y ha sido descrito por numerosos autores bajo el epígrafe de Red Fluvial Intramiocena (CAPOTE, R. y CARRO, S., 1968, ALÍA, M., *et al.*, 1973, JUNCO, F. y CALVO, J.P., 1983, SANZ, E., *et al.*, 1992, etc.).

Por criterios regionales y por dataciones magnetoestratigráficas en el centro de la cuenca de Madrid (MONTES, M. *et al.*, 2006), la edad atribuida a esta unidad es Turolense superior.

Tanto la composición de cantos como la dirección atribuida al sistema indican, por una parte, un cierto gradiente deposicional para el área fuente de la red fluvial (probablemente el Sistema Central), así como una cierta estabilidad tectónica en el borde oriental (Sierra de Altomira), puesto que en principio no se observan aportes al sistema provenientes de dicho borde.

La explicación de estos hechos, podría ser a modo de hipótesis, el establecimiento de un campo de esfuerzos de dirección NO-SE originado por el empuje de las Béticas. Dicho campo de esfuerzos ("Guadarrama"), postulado por MUÑOZ MARTÍN, A. y DE VICENTE, G. (1998), sería sincrónico con el depósito de la unidad, y según los mencionados autores sería el responsable de la reactivación de fallas tardihercínicas las cuales elevarían al Sistema Central. Esta elevación generaría el gradiente deposicional necesario para el establecimiento del presente sistema fluvial por toda la cuenca y con la dirección deducida. Asimismo, el campo de esfuerzos NO-SE, implicaría en el borde SE de la cordillera Ibérica una actividad transpresiva dextrosa.

2.2.2.2.2. Calizas micríticas y margas blancas. Calizas del Páramo (15). *Turolense superior-Rusciniense*

Aflora a lo largo de la “mesa”, en sentido morfológico, que atraviesa la hoja en dirección NE-SO. Dicha “mesa” está limitada al E por el curso del Río Cigüela y al O por la ribera del río Riansares y subsidiarios a este último. Otros afloramientos se encuentran también en la margen izquierda del Río Cigüela (Los Alcores) y en el límite de la hoja, al S de Villanueva de Alcardete.

La base de la unidad casi siempre la constituye un tramo de margas blancas, cuando no aparecen las areniscas de la unidad 14 infrayacentes. En los afloramientos más septentrionales, a ambos lados de la “mesa”, este tramo de margas se ha incorporado al trazado cartográfico de la unidad debido a que la resolución del mapa no permite su representación. Sin embargo en los afloramientos más meridionales el tramo de margas se ha individualizado gracias a su mayor potencia (16). El techo de la unidad en los afloramientos del N, lo delimita las distintas unidades del Plioceno superior diferenciadas.

La potencia de la unidad en el ámbito de la hoja es variable y oscila entre 2 y 10 m.

Básicamente la unidad está compuesta por el tramo de margas blancas antes mencionado, situado en su base, de unos 0,5 a 1,5 m de potencia. A continuación se reconocen las calizas micríticas clásicamente denominadas como “calizas del Páramo”, y cuya expresión morfológica es patente puesto que su litología es la responsable del desarrollo de la “mesa” o “páramo” antes mencionado.

Dicha unidad calcárea consiste de forma genérica en calizas micríticas, de coloraciones grises en corte fresco, muy compactas, con frecuentes moldes de gasterópodos y a veces, laminaciones algales y oncolitos. En ocasiones en estas calizas se observan cavidades de escala centimétrica rellenas por lutitas rojas laminadas debidas probablemente a bioturbación. Estas calizas, se presentan en paquetes de 0,5 a 2 m, alternando con niveles de margas y margocalizas blancas.

Esta descripción general experimenta localmente variaciones. Así, en los afloramientos más nororientales (N de Pozorrubio), la base de las calizas aparece fuertemente brechificada, y en su tramo intermedio es posible observar horizontes de karstificación rellenos posteriormente de margas. Hacia el techo se observan margas de coloraciones beige intercaladas entre las calizas. En esta misma zona, un poco más al N (proximidades de Horcajo de Santiago), fuera de la cobertura de la hoja, las calizas ofrecen morfologías canalizadas, de magnitud decamétrica marcadas por bases erosivas incididas y rellenas multiepisódicamente por arcillas rojas y brechas de la propia caliza.

En los afloramientos de la margen izquierda del Río Cigüela (Los Alcores), la potencia de la unidad es menor, no superándose los 2 m, siendo el espesor de los paquetes de caliza de unos 20 a 30 cm. Las margas intercaladas entre los paquetes son de carácter noduloso. Estos afloramientos no tienen continuidad cartográfica con los del otro lado del río, sin embargo se depositan sobre la misma unidad (13) y a la misma cota topográfica, por lo que se los correlaciona con aquellos.

Estas calizas se interpretan clásicamente como depositadas en una serie de sistemas lacustres carbonatados que estarían conectados entre sí mediante pequeños canales rellenos de lutitas rojas, margas y margocalizas con esporádicas formas de construcción algal. La variedad de facies palustres que ofrece esta unidad, no solo pone de relieve el carácter somero de los lagos, sino que también delatan la presencia de áreas lacustres con exposición subaérea durante periodos prolongados (horizontes de karstificación).

El yacimiento de Canteras de Iberia (SANZ, E., *et al.*, 1992) situado en la base de los afloramientos de esta misma unidad en la Mesa de Ocaña, junto con las dataciones magnetoestratigráficas del centro de la cuenca (MONTES, M. *et al.*, 2006), le otorgan una edad Mioceno superior-Plioceno inferior (Turoliense superior-Rusciniense).

2.2.2.2.3. Margas blancas con niveles de margocalizas (16). Turoliense superior-Rusciniense

Esta unidad aflora casi siempre debajo de las calizas micríticas del Páramo (15), allí donde ésta aparece. Sin embargo como se ha mencionado en el apartado anterior solo se ha diferenciado allí donde su potencia permitía su representación cartográfica. Estos afloramientos quedan restringidos a la zona S del mapa, en las proximidades de Villanueva de Alcardete.

En los afloramientos de la base de las calizas del páramo consisten en una alternancia de margas blancas, con nodulización esporádica y margocalizas. En esta zona (margen derecha del Río Cigüela), la potencia estimada es de unos 2-3 m. En los afloramientos próximos a Villanueva de Alcardete (circunvalación), ofrecen una mayor potencia y además de la alternancia antes mencionada, se observan paquetes centimétricos de calizas micríticas con moldes de gasterópodos, en general nodulizados y muy trastocadas.

Estas facies se interpretan como depositadas en las zonas marginales de lagos someros carbonatados donde la decantación del material más fino, junto con la precipitación de carbonato originaría el depósito de las margas. En este sentido, los afloramientos de Villanueva de Alcardete, se interpretan como un cambio de facies hacia zonas más marginales del lago de las calizas micríticas del páramo. Este cambio de facies se observa directamente en la cartografía justo en el límite de la hoja, al S de aquella localidad, y se deduce por la cota topográfica coincidente de estos afloramientos con los de la unidad 15 de la margen izquierda del río Cigüela.

Por su relación con las calizas micríticas la unidad se data como Mioceno superior-Plioceno inferior (Turoliense superior-Rusciniense).

2.2.2.3. Plioceno

Los materiales atribuidos a esta edad en el área de estudio, descansan en discordancia erosiva sobre las unidades infrayacentes y significan un renovado cambio en la sedimentación en la cuenca, ya que dan paso nuevamente a depósitos detríticos generalizados en ella. En el ámbito de la presente hoja, estos depósitos detríticos están distribuidos otra vez siguiendo un sistema centripeto con facies proximales al E y distales al O.

Dentro de estos materiales se han distinguido dos etapas evolutivas. La primera de ellas, situada a techo de las calizas micríticas del páramo, y de edad atribuida Villafranquiense consiste a grandes rasgos en el establecimiento en el borde oriental (Sierra de Almenara) de una serie de sistemas aluviales coalescentes que gradan hacia el O hacia facies más distales, dejando zonas deprimidas interabanico con sedimentación lacustre (unidades 17, 18, 19, 20 y 21). Cuando cesa el depósito de estos materiales, se produce en la cuenca un aplanamiento que en ocasiones lleva asociada una costra laminar multiacintada (PÉREZ GONZÁLEZ, A., 1982). La segunda etapa de edad atribuida Pliocuaternario vendría acompañada por el establecimiento de una red fluvial encajada en el resto de los depósitos pliocenos y miocenos anteriores, que fluiría con una componente principal hacia el SO (unidad 22).

No se tienen datos paleontológicos ni de otro tipo que puedan confirmar la edad de los depósitos. Su atribución al Plioceno superior (Villafranquiense) se debe a su posición estratigráfica por encima de las calizas del Páramo (15), cuyo techo se considera Plioceno inferior (Rusciniense). La atribución de edad Pliocuaternaria para la unidad suprayacente, viene derivada de su relación estratigráfica con respecto a la etapa infrayacente.

2.2.2.3.1. *Brechas, conglomerados y lutitas rojas (17). Villafranquiense*

Aflora a lo largo del borde oriental de la hoja, en la vertiente occidental de la Sierra de Almenara, así como en algunos sectores del borde S de la hoja, adherido asimismo a los relieves mesozoicos y terciarios plegados que allí se encuentran.

El límite inferior es una acusada discordancia que origina que esta unidad se disponga indistintamente sobre formaciones mesozoicas y terciarias, constituyentes principales de la mencionada Sierra de Almenara.

Su espesor es muy variable superando a veces los 50 m.

Al pie de este relieve, la unidad consiste en un conjunto de aspecto masivo constituido por cuerpos mal estratificados de bloques y gravas angulosas, con una matriz de arenas, limos y arcillas de color rojo. Los cantos son heterogéneos, siendo el principal componente las calizas del mesozoico, aunque también es posible observar cantos centimétricos de cuarzo lechosos y rojizo (probablemente reciclados de las "Facies Utrillas"). En estos afloramientos se han medido buzamientos de unos 5°, que pudieran representar su pendiente deposicional. Este tipo de depósito evoluciona lateralmente y de forma relativamente rápida a facies más organizadas en las que se reconocen capas de espesor métrico constituidas por cuerpos amalgamados de gravas con cicatrices erosivas muy marcadas y con una clara gradación hacia el techo del tamaño de grano, que culmina en una delgada capa de espesor decimétrico de arcillas y limos rojos frecuentemente cementada.

Entre las capas de material conglomerático se encuentran arcillas y limos arenosos con niveles de areniscas y limolitas de un intenso color rojo con edafizaciones frecuentes. Hacia el O, la unidad grada rápidamente a los depósitos de la unidad 19.

Los depósitos más groseros de la unidad se interpretan como “debris flow” desarrollados en las zonas más proximales de abanicos aluviales coalescentes cuyos ápices se situaban en los mismos relieves mesozoicos a los que aparecen adosados. Los depósitos más organizados dentro de la unidad, corresponderían a zonas algo más distales del abanico donde los cursos de agua discurrirían de forma más estable, dejando interfluvios donde se sedimentarían las lutitas presentes en la unidad.

Por su posición de cambio lateral con respecto a otras unidades cartográficas, la unidad se data como Vilafranquiense.

2.2.2.3.2. Conglomerados y areniscas en paleocanales y lutitas rojas (18). Vilafranquiense

Aflora al O de la anterior unidad y en clara relación de cambio lateral respecto a la misma.

Se apoya sobre distintas unidades del Mioceno mediante discordancia erosiva. Así en la zona septentrional de su afloramiento lo hace sobre los conglomerados de la unidad 9, de aspecto semejante, y cuya diferenciación cartográfica se ha realizado por cota topográfica. Siguiendo hacia el SO, se dispone sobre las arcillas y limos arenosos rojizos de la unidad 13, ofreciendo un contraste de litologías que queda patente en el relieve de la zona mediante un pequeño, pero apreciable desnivel (Los Alcores). Un poco más al S, la base de la unidad son las calizas micríticas del Páramo (15), que en este sector aparecen significativamente adelgazadas. Este último apoyo de la unidad es clave para asignar como pliocenos a estos depósitos, y también a los que hacia él cambian lateralmente. Hacia el límite S de su trazado cartográfico, cambia a las facies carbonatadas representadas por las unidades 20 y 21.

Litológicamente, hacia la parte inferior de la serie, se asemejan mucho a la unidad 9, tanto en composición de cantos como en arquitectura del depósito, presentando una alternancia de capas de conglomerado, areniscas y lutitas, con bases erosivas pero laxas en los paleocanales de conglomerados, de relleno multiepisódico y paleocorrientes en general hacia el O. Buenos ejemplos de este tipo de facies pueden observarse en la carretera que une las localidades de Pozorrubio y Puebla de Almenara. En las proximidades de Villamayor de Santiago, dentro de los tramos lutíticos es posible observar niveles discontinuos de calizas micríticas de 20-30 cm con base nodulosa y techo con laminación milimétrica debida probablemente a algas. Asimismo dentro de los tramos lutíticos esporádicamente aparecen horizontes de edafización calcificados (Los Alcores).

Sin embargo, hacia las partes altas del depósito, los paleocanales de conglomerados, presentan una base erosiva muy acusada que pone de manifiesto morfologías de canal muy incididos (taludes en la carretera de Villamayor a Saelices). Este aumento de la energía en las características del depósito hacia techo, muestra una cierta progradación del sistema hacia la cuenca. A techo de los canales se observa una base neta, aparentemente erosiva, sobre las que se depositan areniscas de grano grueso, de aspecto masivo que revelan una caída drástica en la capacidad de transporte. Por último, a techo de las areniscas aparece a veces una costra laminar multiacintada bien desarrollada.

La unidad puede interpretarse como facies proximales de abanicos aluviales dominados por flujos acuosos turbulentos (“sheet flood”), bajo un régimen hidráulico de fuerte estacionalidad

y alto gradiente para los abanicos, con una pendiente deposicional acusada, (con incremento hacia techo), argumentada por la arquitectura interna del depósito con cicatrices, fuertes incisiones, etc., y el desarrollo de calizas en la llanura de inundación.

La génesis de esta unidad aluvial como la de la anterior, de carácter más proximal, hay que buscarla en el establecimiento en el área fuente de un gradiente deposicional. Dicho gradiente pudo estar motivado principalmente por dos causas:

- Aumento en el diastrofismo de los relieves donde se encuentran ubicados los depósitos aluviales.
- Descenso en el nivel de base de la red fluvial.

Dado el aumento progresivo en el gradiente deposicional hacia techo de los depósitos registrado por un mayor encajamiento en los canales, la hipótesis más plausible parece la relacionada con un episodio de activación tectónica en los bordes. Sin embargo esta hipótesis tiene la dificultad de que en el Plioceno, si bien el estado tensional para este sector de la península Ibérica es compresivo con dirección NO-SE (MUÑOZ MARTÍN, A. y DE VICENTE, G., 1998), las estructuras que se citan son principalmente flexiones corticales de dirección NE-SO, las cuales llevan asociadas estructuras de extensión que se producen en la parte externa superficial de las mismas.

No obstante, el mencionado campo de esfuerzos NO-SE, aunque más debilitado que en episodios anteriores es compatible con una cierta compresión y por consiguiente reactivación de la Sierra de Altomira (de dirección N-S) para la edad pliocena, que originaría el gradiente necesario para la generación de los depósitos aluviales. Asimismo, esta compresión podría explicar las ondulaciones o plegamiento laxo que presenta la caliza del páramo y facies asociadas en la zona. Este proceso podría haberse amplificado por el levantamiento de todo el margen oriental de la Península Ibérica como consecuencia del mecanismo de “doming” ligados a la apertura del “rift” en el E peninsular (apertura del Golfo de Valencia), proceso iniciado en el Mioceno superior y que sigue en la actualidad.

Por su posición estratigráfica y relaciones laterales se le atribuye una edad Villafranquiense.

2.2.2.3.3. Lutitas rojas edafizadas con niveles calcificados (19). Villafranquiense

Aflora en el sector septentrional de la “mesa” originada por las calizas del páramo, y sobre dicha unidad. El espesor de la unidad varía entre 0 y 10 m.

Litológicamente está compuesta principalmente por lutitas muy rubificadas, con horizontes de edafización calcificados de cierta importancia (0,5 m en la circunvalación de Pozorrubio). Aunque no se han observado directamente, deben existir niveles de conglomerados inmersos en la unidad, ya que a veces son frecuentes cantos rodados en los campos de cultivo desarrollados en ella. Hacia el techo de la unidad se desarrolla una superficie que a veces lleva asociada una costra laminar, observada asimismo entre los campos de cultivo.

En la Ermita de La Soledad (Pozorrubio), justo encima de las calizas micríticas del páramo, aparece un encostramiento de coloraciones rojizas y moteado claro, de 1-1.5 m de espesor que muestra una disyunción vertical acusada. El moteado blanco está compuesto por margas y calizas micríticas, mientras que la fracción rojiza está formada por lutitas muy cementadas. Estos encostramientos es posible que se deban a procesos de disolución kárstica (*Kavernossen karren* -WRIGHT, 1982; en SANZ, E., *et al.*, 1992), citados en otros puntos de la cuenca. Dichos encostramientos se originan por la acción de raíces que colonizan los carbonatos a medida que se deseca el sistema. Estos procesos de karstificación actuaron durante el Plioceno.

Lateralmente, representarían las facies más distales de los sistemas aluviales adosados a la Sierra de Almenara, y se interpreta como depositada en un sistema fluvial con llanuras de inundación muy desarrolladas donde se desarrollarían horizontes edáficos relativamente importantes. La evolución de este complejo fluvial debió de producirse bajo clima húmedo y cálido (ORDÓÑEZ, S. *et al.*, 1982). Estas condiciones climáticas favorecieron la karstificación de las calizas del Páramo (15) que se encontraban expuestas en los interfluvios de la red fluvial. La anterior deducción paleoclimática es coherente con la tipología del karst sobreimpuesto a las calizas (SANZ, E. *et al.*, 1992.)

La edad atribuida es Villafranquiense.

2.2.2.3.4. Calizas micríticas con algas (20). Villafranquiense

Aflora al E de la localidad de Villamayor de Santiago, y sus afloramientos los limitan dos anticlinales con materiales mesozoicos y terciarios.

Se sitúan a techo de los conglomerados y lutitas de la unidad 9, y como cambio lateral de las unidades 19 y 21. En el extremo oriental de su afloramiento llegan a reposar de forma discordante sobre materiales del mesozoico estructurados en el anticlinal.

Su potencia se cifra entre 1 y 5 m de espesor aproximadamente.

Las características litológicas son semejantes a los de las calizas micrítica del Páramo, si bien en este caso las calizas son mucho más compactas y no es tan evidente la presencia de margas alternantes. Asimismo, un rasgo diferenciador de estas calizas es la frecuente presencia de laminaciones algales y oncolitos de entidad centimétrica. A techo de las calizas se desarrolla una superficie que en su mayor parte lleva asociada una costra multiacintada.

Se interpreta como depositada en un ambiente lacustre somero con el nivel freático de aguas relativamente estable. Esta cuenca lacustre se generaría en una depresión interabanico originada entre los sistema aluviales de la Sierra de Almenara al E, y los provenientes del S, viéndose favorecida en su génesis además, por los umbrales relativos que supondrían las dos estructuras anticlinales entre las que se dispone, y que actuarían como una cierta barrera a la entrada de material detrítico proveniente de los sistemas aluviales.

La edad de esta serie carbonatada sería Plioceno superior por su relación lateral de cambio de facies con la unidad 19, situada como se ha mencionado sobre las calizas del Páramo. La edad Villafranquiense de estas calizas viene apoyada por el hecho de que la superficie desarrollada a techo de la misma está sensiblemente más elevada (800 m) que la equivalente en las calizas del Páramo en ambas márgenes del Río Cigüela (760 m), con el que podría correlacionarse dada la similitud de sus facies.

2.2.2.3.5. Margas y margocalizas blancas (21). Margas calcificadas (21mc). Villafranquiense

Aflora en el mismo ámbito que la anterior unidad y con las mismas relaciones espaciales.

La potencia de esta unidad margosa es relativamente uniforme oscilando entre 5 y 7 m.

La plaza de toros de Villamayor de Santiago, está compuesta por margas y margocalizas blancas, a veces parcialmente cementadas y en ocasiones deleznales. Intercalados en la serie, existen niveles de acumulación de tobas calcáreas desarrolladas sobre raíces (posiblemente juncáceas) de tamaño centimétrico y con estructuras concéntricas sobre un núcleo de textura oquerosa. Estos niveles de acumulación son netos y en ocasiones se adivina una base erosiva, que demuestra que este tipo de clastos han sido removidos.

Hacia el tramo superior son frecuentes nódulos de entidad centimétrica y a veces decimétrica, rellenos de arcilla y limos muy rojos (de descalcificación) con granoclasificación positiva y que a veces se disponen cortando la laminación de las margas. Estas características inducen a pensar que se trata de cavidades de origen kárstico posteriormente rellenas. En este tramo superior son asimismo frecuentes los moldes de raíces de plantas rellenos de arcillas rojas.

En los afloramientos más orientales, se ha diferenciado en la cartografía una unidad de margas calcificadas (21mc), de tonalidades blanquecinas y amarillentas, que tanto en su descripción, como en su génesis son totalmente comparables a la de los limos arenosos calcificados (13lc).

La interpretación es totalmente comparable a la de la unidad anterior, solo que en este caso afluirían al lago aguas con material en suspensión que facilitarían la génesis de las margas.

La edad sería asimismo Plioceno sin más precisión.

2.2.2.4. Pliocuaternario

2.2.2.4.1. Conglomerados y arenas en paleocanales y lutitas pardo-amarillentas (22). Villafranquiense-Cuaternario

Aflora especialmente en el cuadrante NO del mapa y en parte del borde O, sobre los materiales lutíticos de la unidad 13 y sobre los margocalizos de la 12, apoyándose sobre ellos en clara discordancia erosiva. La cota topográfica a la que se sitúan estos materiales es claramente inferior a la de la superficie del Páramo y de los depósitos pliocenos suprayacentes, con lo que la presente unidad se hallaría encajada en aquellos.

Cerca de la esquina NO existen algunas graveras donde la unidad ofrece buenos afloramientos. En ellas la unidad posee entre 3 y 4 m de potencia y se compone básicamente de una parte inferior de conglomerados y arenas y una parte superior marga-arenosa seguida de una costra laminar incipiente. Los conglomerados se disponen sobre una base erosiva pero no encajada, y poseen una composición de cantos bien rodados eminentemente cuarcítica, con percentiles medios de entre 2 y 3 cm. Internamente presentan laminación en surco a gran escala y cicatrices erosivas frecuentes. Las direcciones de paleocorrientes deducidas son en general hacia el S y SO.

A techo se observa una marcada superficie neta y sobre ella unas arenas en ocasiones margosas de colores claros con laminación cruzada de bajo ángulo que revela una disminución general de la energía del sistema.

La unidad se interpreta como depositada en un sistema fluvial con alta eficacia en el transporte, cuyos cauces no dispondrían de bordos estables de manera que divagarían por la llanura aluvial, lo cual explicaría las bases planas que presenta. Este sistema fluvial, encajado sobre los demás depósitos pliocenos y miocenos, representaría el inicio del encajamiento de la red fluvial en la zona. Sucesivas bajadas en el nivel de base provocarían encajamientos posteriores que generarían el abandono drástico de estos sistemas fluviales, lo que explicaría la brusca superficie a techo de los conglomerados de la unidad y el depósito sobre ella de las facies arenoso-margosas, representantes de la colmatación de los canales.

Dicho encajamiento pudiera estar debido al inicio del exorreísmo en la cuenca y el comienzo, por tanto, del vaciado erosivo de la misma, derivado de la erosión remontante de los sistemas fluviales. Según MUÑOZ MARTÍN, A. y DE VICENTE, G. (1998), la causa del encajamiento generalizado de la red fluvial habría que atribuirlo al levantamiento de todo el margen oriental de la Península Ibérica relacionado con la apertura del "rift" en el Golfo de Valencia, proceso ya citado en descripción de la unidad 18.

2.3. CUATERNARIO

2.3.1. Arenas y conglomerados polimícticos (23). Terrazas

Los depósitos de terraza aparecen ligados a los dos principales colectores, el río Riánsares y el río Cigüela - Arroyo de Valverde. Se sitúan escalonados en varios niveles a +27, +10-8 y +4 m sobre los cauces actuales, aunque muchos de estos escalones se encuentran regularizados en forma de glacis-terrazza (Riánsares). Su espesor es de unos 2 m en el Riánsares, llegando a más de 4 m en el Cigüela. Sedimentológicamente se trata de gravas y arenas variablemente cementadas organizadas en secuencias granodecrecientes con facies Gp/Gt→St, aunque a techo es frecuente la presencia de cuerpos granocrecientes arena-grava separados por superficies encostradas. Las facies limosas de decantación son escasas.

Las gravas están formadas por cantos bien redondeados de 1-8 cm de cuarcita y cuarzo, y en menor proporción de caliza y sílex, aunque estos pueden llegar a tener tamaños de 20 cm en los "lag" de base del depósito. Los cantos carbonatados son también proporcionalmente

más abundantes en las terrazas del río Cigüela, cuya área fuente la constituyen los relieves mesozoicos de Sierra Almenara, que en las terrazas del Riánsares, que reciclan gravas fluviales pliocenas. Las arenas son de cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas. Los niveles más altos presentan suelos rojos a pardo-rojizos y una potente costra laminar de 0.6 - 1 m de espesor que a veces fosiliza niveles de removilización con gravas y fragmentos de costra laminar. Los niveles más bajos presentan suelos pardos y horizontes petrocálcicos menos desarrollados.

En cuanto a su edad, abarcan desde el Pleistoceno inferior los niveles más altos (terrazza de +27 en Villanueva de Alcardete) al Pleistoceno medio (+10-8 m) y superior (+4 m), de acuerdo con la caracterización cronoestratigráfica de PORTERO, J.M. *et al.* (1988) para las terrazas del sistema del Guadiana. En las terrazas del Arroyo de Valverde se recogió industria lítica "levallois" en terraza. Se da la circunstancia de que morfológicamente esta terraza está a nivel con la terraza de +27 del río Cigüela, pleistocena inferior y por tanto demasiado antigua para ser correlacionada con ella. Probablemente el portillo Los Cruces, que estrangula el curso del arroyo y lo separa del Cigüela, ha funcionado como nivel de base local, siendo la terraza de edad al menos hasta el Pleistoceno superior.

2.3.2. Limos negros y arenas (24). Navas

Los depósitos endorreicos están bien representados en la mitad suroccidental de la Hoja de Corral de Almaguer, encontrándose asociados fundamentalmente a depresiones de origen kárstico sobre las calizas del Páramo. Se trata de limos negros, ricos en materia orgánica y arenas y limos arrastrados por la escorrentía. Su edad, de acuerdo con los niveles fluviales sobre los que se pueden encontrar desarrollados, puede abarcar todo el cuaternario.

2.3.3. Terras rossas (25). Fondos de dolina

Las principales depresiones kársticas de la Hoja de Corral de Almaguer se encuentran en su cuadrante suroccidental, desarrolladas sobre las calizas del Páramo. Aunque funcionan como zonas endorreicas, las mejor conservadas morfológicamente y, probablemente más recientes, presentan fondos planos de arcillas rojas de decalcificación y arenas y otros insolubles productos de la disolución de las calizas, margas y areniscas de la serie del Páramo. Su edad, relacionada con el proceso de disección fluvial y de descenso de niveles freáticos, puede abarcar al menos todo el cuaternario.

2.3.4. Arenas y limos (26). Fondo de valle

Los principales fondos de valle de la hoja son los correspondientes al Río Riánsares y su afluente la Acequia Albardena, y al Río Cigüela y su afluente el Arroyo de Villaverde. Están constituidos por limos pardos y arenas con cantos, tratándose de depósitos de pequeñas barras arenosas y facies de llanura de inundación, correspondientes a cursos de baja eficacia de transporte. Su edad es del Cuaternario más reciente (Holoceno).

2.3.5. Limos, arenas y cantos **(27)**. Abanicos aluviales

Están sobre todo bien representados en ambas márgenes del río Cigüela, donde constituyen aparatos de pequeño tamaño, a veces coalescentes, a la salida de arroyos y regueros secundarios. Su edad es también holocena.

2.3.6. Cantos, arenas y limos **(28)**. Coluviones

Existen en la Hoja algunas estrechas franjas de depósitos de ladera, generalmente relacionados con fuertes pendientes generadas por la incisión fluvial. Los materiales suelen ser finos, arenas y limos, mezclados con cantos y bloques del sustrato próximo. Su edad es holocena.

3. TECTÓNICA

La Hoja de Corral de Almaguer se sitúa en el borde de cuenca mesozoica, en la zona de enlace entre las estribaciones más suroccidentales de la Cordillera Ibérica (terminación meridional de la Sierra de Altomira) y el borde suroriental de la cuenca de Madrid.

La S^a de Altomira se caracteriza por la deformación de una cobertera adelgazada, despegada del basamento y tegumento de Pérmico y Trias inferior por los niveles plásticos del Keuper (SÁNCHEZ SORIA, P., 1973). La orientación y geometría de la S^a de Altomira, anómala con respecto al resto de la Cordillera Ibérica, hizo pensar que el juego de accidentes de zócalo había controlado decisivamente las deformaciones (RICHTER, G. y TEICHMULLER, R., 1933; SÁNCHEZ SORIA, P. y PIGNATELLI GARCÍA, R., 1967; CAPOTE, R. y CARRO, S., 1970). Para VAN WESS, J.D. (1994) la formación de Altomira está asociada con la desaparición de las facies Keuper. PERUCHA, M.A. *et al.* (1995) determinan que es la existencia de un escalón en el basamento unido a una falla normal por debajo del nivel de despegue (falla de Sacedón) lo que es capaz de nuclear y concentrar las deformaciones de la cobertera suprayacente. Esta falla controla además tanto el espesor de los materiales triásicos y jurásicos como sus facies (MUÑOZ MARTÍN, A., 1997). Para GUIMERÁ, J. y ÁLVARO, M. (1990) la S^a de Altomira representa el desarrollo en la cobertera de la terminación lateral-oblicua de las deformaciones compresivas del sistema ibérico pirenaico.

Según MUÑOZ MARTÍN, A. (1994) y MUÑOZ MARTÍN, A. *et al.* (1994) la S^a de Altomira se genera por la actuación durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior de un campo de esfuerzos E-O, resultado de la superposición en este área del campo ibérico-pirenaico (NE) con el campo bético (NO-SE).

La evolución estructural de la Cuenca de Madrid ha sido estudiada por DE VICENTE, G. *et al.* (1996 a y b), estableciendo el control que la variación de actividad en sus márgenes ha ejercido sobre el relleno neógeno. Durante el Mioceno inferior las facies proximales de los abanicos aluviales se sitúan en el borde activo de Altomira. En el Mioceno medio, la máxima actividad tectónica se localiza en el Sistema Central, controlando ahora este margen la ubicación de los abanicos aluviales mientras el borde de Altomira es cubierto en "onlap" por sedimentos lacustres marginales. En el Mioceno Superior la cuenca pasa a ser exorreica coincidiendo con el cambio de régimen tectónico de compresivo a distensivo. Desde el punto de vista de la deformación interna de la serie neógena, esta está afectada en el centro de la cuenca únicamente por estructuras frágiles o deformaciones de gran radio. Las discordancias angulares y progresivas entre los sedimentos paleógenos y neógenos observadas en el borde de cuenca se transforman en paraconformidades en el centro de la misma.

El principal rasgo estructural en la hoja es la existencia de un dominio plegado en la zona oriental (dominio de Altomira) que afecta a la serie mesozoica y terciaria inferior y que es progresivamente cubierto hacia el oeste por los terciarios subhorizontales de la cuenca de Madrid.

Las características que condicionan el estilo de la deformación en esta zona son:

Basamento paleozoico a escasa profundidad.

- Serie mesozoica muy adelgazada.
- Cambio en el carácter del nivel de despegue al estar constituido por un Keuper adelgazado y representado únicamente por sus unidades detríticas.

La geometría de las unidades sintectónicas junto con la geometría de las estructuras permite esbozar las pautas de la evolución de la deformación en este área.

Descripción de la estructura

En el ámbito de la hoja diferenciamos dos dominios con características estratigráficas y estructurales propias: Sª de Altomira y cuenca de Madrid.

Dominio de Altomira

La Sª de Altomira es la alineación estructural que constituye el límite occidental de la Cordillera Ibérica, presentando una orientación submeridiana que es anómala respecto al resto de la cadena. En conjunto se trata de una estructura anticlinorial producida por el apilamiento de escamas cabalgantes hacia el oeste que se desarrolla por encima del nivel de despegue del Keuper (QUEROL, R., 1989). En el norte de la sierra los pliegues son bastante apretados, con orientación N-S y una clara vergencia oeste. Al sur del estrecho de Paredes (falla de Tarancón), en la zona de estudio, la alineación estructural de la sierra se amortigua, llegando a aparecer al S de la misma anticlinales aislados de geometría enconfrada sin vergencia clara que presentan un giro progresivo de sus ejes desde el borde occidental (N-S) hasta el oriental (NO-SE o incluso ONO-ESE) lo que da lugar a la formación de pequeñas cuencas sinclinales internas que son ocupadas por la serie terciaria continental sincrónica con la deformación. La alineación de la sierra está segmentada por “transfers” de orientación N070E dextrosas y N140E sinistras (CALVO, J.P. *et al.*, 1991).

En esta hoja el dominio de Altomira se caracteriza por alineaciones estructurales mesozoicas N-S a NNE que hacia el sur enlazan con el anticlinorio de Los Hinojosos-Villanueva de Alcardete y hacia el E con el conjunto cabalgante de la Sierra de Almenara. Por el norte limita con el sistema de fallas del Cigüela de orientación NE que delimita este sector como un bloque levantado respecto a sectores septentrionales de Altomira. Hacia el oeste, las estructuras mesozoicas de esta hoja se hunden rápidamente bajo los terciarios subhorizontales de la cuenca de Madrid.

De norte a sur se observa un cambio progresivo del estilo de la deformación. Al norte encontramos anticlinales submeridianos de núcleo jurásico de longitud kilométrica, que son progresivamente menos apretados al avanzar hacia el oeste. El flanco occidental de estas estructuras está laminado por fallas inversas de similar orientación que superponen unos anticlinales a otros; el eje de los anticlinales se hunde rápidamente hacia el norte a la altura

del río Cigüela, mientras que su terminación meridional no se observa al estar cubierta por los abanicos pliocenos. El cabalgamiento más occidental de este sector superpone el anticlinal desarrollado sobre éste al flanco oriental de una superficie plegada definida por la Fm Brechas de Utiel (6) y Fm Villalba de la Sierra, que finalmente se hunde bajo la serie terciaria.

Hacia el sur afloran alineaciones anticlinales de núcleo jurásico, con una orientación NNE que están parcialmente cubiertas por la serie sin y postectónica. Su vergencia es menos definida, apareciendo algunos retrocabalgamientos-fallas inversas con poca entidad de desplazamiento. La unidad detrítica miocena (9) se dispone en "onlap" sobre estas estructuras cubriéndolas parcialmente y aflorando en las extensas áreas sinclinales definidas por estas. Estos anticlinales hunden sus ejes hacia el sur, elevándose de nuevo de forma brusca al sur del Arroyo de Villaverde, zona que se corresponde con la terminación septentrional del anticlinorio de Los Hinojosos-Villanueva de Alcardete.

El anticlinorio de Los Hinojosos-Villanueva de Alcardete se define como un domo estructural elevado respecto a la zona descrita y respecto al sector más meridional de Altomira. Está formado internamente por la juxtaposición de anticlinales N-S de núcleo Jurásico, mediante la eliminación del flanco occidental de las estructuras por fallas inversas submeridianas. Está arrasado a nivel de los surcos sinclinales y parcialmente fosilizado por las unidades del Mioceno. En esta hoja aflora únicamente su terminación septentrional, la cual se produce mediante el giro dextroso de los ejes de los anticlinales que lo componen y el hundimiento de estos hacia el norte. Esta terminación está localmente fosilizada por los abanicos pliocenos (17).

En conjunto la estructura parece responder a la amortiguación lateral del cabalgamiento frontal de Altomira mediante la ramificación de este plano. Así, nos encontramos en la zona de tránsito entre un sector septentrional en el que el acortamiento se resuelve principalmente por el apilamiento de escamas de cabalgamiento y un sector meridional en el que se forman pequeñas escamas de cabalgamiento-fallas inversas con desplazamientos de muy poca entidad, resolviéndose el acortamiento principalmente por plegamiento. Esto podría estar ligado a la desaparición en el sustrato de la falla que según PERUCHA, M.A., *et al.* (1995) y MUÑOZ MARTÍN, A. (1997) actúa como centro de nucleación de las estructuras en sectores más septentrionales, unido a la posición más elevada del sustrato en esta y a un comportamiento más solidario de la serie mesozoica con el basamento debido a la menor potencia y carácter más detrítico de la unidad de despegue.

Dominio de la Cuenca de Madrid

La cuenca de Madrid es una depresión terciaria ocupada por 2000 a 3500 m de potencia de sedimentos, con su depocentro situado cerca del Sistema Central (QUEROL, R., 1989). Su individualización de la Depresión Intermedia es una consecuencia del levantamiento de Altomira, siendo ya efectiva en el Oligoceno terminal. El "onlap" de la serie terciaria sobre Altomira durante el Mioceno Medio vuelve a conectar ambas cuencas. Los cambios en los modelos de distribución de facies a lo largo del Mioceno (ALONSO ZARZA, A.M. *et al.*, 1993; DE VICENTE, G. *et al.*, 1996) muestran las variaciones de actividad de los bordes de la cuenca.

Por encima de las unidades plegadas, descritas en el dominio de Altomira, se depositan series miocenas escasamente deformadas que se extienden por la mayor parte de la hoja. Su relación con las unidades terciarias infrayacentes es de discordancia angular en los flancos de los anticlinales de núcleo mesozoico y de paraconformidad hacia el centro de cuenca, donde la sismica muestra que el Paleógeno permanece subhorizontal (DE VICENTE, G. *et al.*, 1996).

Las facies proximales de las unidades detríticas miocenas (9) cubren en “onlap” las estructuras de núcleo mesozoico. Las condiciones de afloramiento de esta unidad en esta zona son bastante deficientes, por lo que no ha sido posible caracterizar las deformaciones que en otros sectores de Altomira afectan al menos a los niveles basales de la misma, apareciendo cabalgada por la serie mesozoica (IGME, 1976) o presentando buzamientos puntualmente elevados en relación con los flancos de los anticlinales de núcleo mesozoico.

La caliza del páramo (15) presenta una pendiente general hacia el sur-suroeste lo que sugiere la existencia de un basculamiento a gran escala. Esto coincide con lo descrito por MUÑOZ MARTÍN, A. (1997) para la “superficie páramo” y “superficie meridional” de la cuenca de Madrid y Sª de Altomira, en las que detecta además flexiones de gran radio de orientación NE.

La red fluvial se orienta en una dirección preferente NE-SW, que coincide con la dirección dominante en la cuenca de Madrid tanto para la red hidrográfica como para los lineamientos morfoestructurales (MUÑOZ MARTÍN, A., 1997). Algunos autores han invocado la actuación reciente de accidentes de zócalo para explicar este control (CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J., 1978; MARTÍN ESCORZA, C., 1980; MUÑOZ MARTÍN, A., 1997).

La Hoja se encuadra en una zona de baja sismicidad, respondiendo los mecanismos focales de los terremotos localizados en el entorno más próximo a la zona de estudio a una compresión NO (GINER, J.L., 1996; MUÑOZ MARTÍN, A., 1997). Esto es compatible con el campo de esfuerzos deducido por DE VICENTE, G. *et al.* (1996 c) y HERRAIZ, M. *et al.* (2000) para el Mioceno superior-actualidad en la Cuenca de Madrid.

Interpretación estructural

Los pliegues y cabalgamientos de Altomira presentan un nivel de despegue basal situado en las facies plásticas del Keuper. La estructuración principal de la sierra se produce en el Oligoceno-Mioceno inferior, intermedia entre la Cordillera Ibérica (Oligoceno) y el Sistema Central (Mioceno medio-superior).

La evolución de la serie sintectónica en el área estudiada dibuja las pautas de la evolución en la deformación. En sectores meridionales se comprueba que el conjunto de las unidades inferiores terciarias (Paleógeno-Mioceno inferior) presentan un marcado engrosamiento en las áreas sinclinales. Esto puede hablar de la existencia de fuertes erosiones en los flancos de las estructuras y/o de la existencia de discordancias progresivas. La unidad paleógena (8) presenta rasgos similares a uno y otro lado de la sierra de Altomira, con áreas fuente en las áreas paleozoicas emergidas al sur y oeste y con una deformación similar a la de la serie mesozoica

infrayacente. Sin embargo, el hecho de que la unidad (7) presente espesores muy superiores en los sondeos situados en los núcleos sinclinales que en los afloramientos de los flancos de los anticlinales, hace pensar en erosiones locales ligadas a estos flancos, con lo que estas estructuras estarían ya incipientemente formadas en el Oligoceno; el cambio de ángulo entre la serie mesozoica y la unidad paleógena sería de pequeña entidad y quedaría enmascarado por el tramo blando definido por la unidad del tránsito Cretácico -Terciario (7). La existencia de una discordancia entre estas dos unidades ya fue señalada por otros autores en el área de Altomira, siendo de tipo erosivo para ALBÉNIZ, M.A. y BRELL, J.M. (1967) y GARCÍA ABBAD, F. (1978), y angular para SÁNCHEZ SORIA, P. (1973) y DÍAZ MOLINA, M. (1974). La unidad paleógena-neógena, no aflorante en esta Hoja, tiene ya áreas fuentes mixtas paleozoicas y mesozoicas y la distribución de sus facies está condicionada por la posición de las estructuras del área de Altomira.

En sectores septentrionales del borde oriental de Altomira se observa el desarrollo de discordancias progresivas en relación con esta unidad (MUÑOZ MARTÍN, A., 1997). Las unidades detríticas miocenas tienen sus áreas fuente claramente ligadas a los anticlinales N-S. Describe discordancias angulares sobre las unidades previas y se dispone en "onlap" sobre las mismas pero, como ya se indicó anteriormente, en otros sectores de Altomira se observa puntualmente cortada por los cabalgamientos de Altomira y deformada en relación con los flancos de los anticlinales, lo que indica que la deformación compresiva continúa con posterioridad al "onlap" de esta unidad. Esto hace pensar que probablemente existen discordancias angulares y progresivas en relación con la misma pero las deficientes condiciones de observación impiden constatarlas.

Así podemos resumir que el inicio de la deformación tiene lugar pre-sindepósito de la unidad paleógena (8) y que esta continúa al menos hasta el Mioceno inferior.

El depósito de la Unidad Terminal (Mioceno Superior) a lo largo del margen de Altomira marca una disminución drástica de la actividad tectónica en este borde, aunque existen todavía reactivaciones puntuales de algunas estructuras que en zonas más septentrionales llegan a plegar las calizas del Páramo (IGME, 1999). El tránsito de la compresión (transpresión) a la extensión (transtensión) viene marcado por un cambio en la cuenca de sedimentación, que pasa a ser exorreica.

Este régimen transtensivo produce el hundimiento en graben de orientación NE de la Cuenca de Madrid (GINER, J.L., 1996; MUÑOZ MARTÍN, A., 1997) lo que produce el rejuvenecimiento del relieve. Esto da lugar a la formación de abanicos aluviales en el Plioceno y condiciona las orientaciones de la red fluvial y de los lineamientos morfológicos. Así mismo explica los sismos de baja intensidad producidos recientemente en este área.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. ANÁLISIS MORFOGRÁFICO

4.1.1. Estudio Morfoestructural

Geomorfológicamente, la Hoja de Corral de Almaguer puede ser dividida en dos dominios, pertenecientes a dos grandes unidades morfoestructurales: la Cuenca de Madrid, cuyas altas planicies conforman gran parte de la Hoja y las estribaciones de Sierra Almenara y su piedemonte de enlace con la cuenca, que ocupan la franja oriental de la Hoja.

Geológicamente, el dominio de la cuenca está representado por depósitos neógenos y cuaternarios. Los principales rasgos morfológicos que caracterizan el área son las planicies de la superficie multipoligénica del Páramo, con cotas entre los 710 y los 780 m, suavemente ascendentes hacia el NE; y las amplias llanadas aluviales del Río Cigüela y del Riánsares que se encajan bajo ellas. Los rasgos kársticos y endorreicos también se concentran en este dominio.

El dominio de la sierra se caracteriza por los pliegues y estructuras de dirección N-S que afectan a los materiales mesozoicos y paleógenos de la parte oriental de la Hoja. Las estructuras aparecen arrasadas por una superficie de erosión y encostramiento que se conserva preferentemente sobre los anticlinales ocupados por formaciones carbonatadas del Jurásico y Cretácico y en buena medida semicubiertos por depósitos de piedemonte finineógeno también fosilizados por el encostramiento carbonatado. La topografía general del dominio se encuentra entre los 810 y los 860 m, ascendiendo hacia el este.

4.1.2. Estudio del Modelado

Las formas individuales que componen la morfología de la Hoja de Corral de Almaguer se agrupan genéticamente en las siguientes clases de procesos:

4.1.2.1. Formas estructurales

Las formas estructurales incluyen las **crestas** de las sierras mesozoico-paleógenas, **resaltes de capa** cuando tienen menor entidad morfológica, relieves de resistencia sustentados por capas duras con acusado buzamiento. En el dominio de cuenca, las capas duras horizontales o suavemente monoclinales definen **escarpes estructurales**, destacando los del Páramo y los de algunos niveles más bajos de calizas o margocalizas miocenas y de conglomerados miocenos y pliocenos fuertemente cementados. También se han representado como escarpes estructurales los sustentados por el encostramiento carbonatado, tanto sobre el piedemonte como sobre las áreas de cuenca. Las capas de calizas y conglomerados y brechas cementadas de la Unidad Superior miocena sustentan **superficies estructurales (Se)**. La edad de estas formas está ligada al encajamiento de la red fluvial tras la peneplanización post-alpina y es por tanto de edad finineógena a cuaternaria.

Un caso especial lo constituyen las calizas del Páramo, que presentan sobre una superficie poligénica, **superficie estructural con retoques erosivos (S₁)**. Esta superficie es sólo en parte correlacionable con la superficie M₂ de SCHWENZNER, J. (1936) o superficie C de GLADFELTER, B. (1975), ya que no constituye la auténtica superficie sumital del Páramo. PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1982) ha mostrado que se trata de una superficie de erosión-acumulación de edad pliocena, que relaciona con deformaciones atribuibles a una fase tectónica (Iberomanchega I), en la que tienen lugar importantes procesos de karstificación (también señalados por VAUDOUR, J., 1979), cubierta y posteriormente exhumada; por lo que morfológicamente se trata de un elemento estructural y pasivo, sustentado por la competencia de las calizas del Páramo.

4.1.2.2. Formas de ladera

Destacan los **coluviones** formados por depósitos acumulados al pie de laderas de fuerte pendiente que articulan con el fondo de valle. Están ligados a los episodios más recientes de la morfogénesis.

4.1.2.3. Formas fluviales

Los niveles de **terrazza** situados a +40, +27, +8-10 y +4 m constituyen los rasgos morfológicos fluviales con mejor representación en la Hoja.

El nivel de +40 m corresponde a las gravas pliocenas del sistema fluvial de las series rojas, que en ocasiones sustentan superficies con rasgos edáficos (suelos rojos con potentes horizontes petrocálcicos) que hemos cartografiado como aterrazamientos. En la margen derecha del río Cigüela aparece suavemente encajado en el Páramo, mientras que al NO de la Hoja, en relación con el Riánsares, aparece más profundamente encajado.

El nivel de +27 m presenta su principal extensión en la margen izquierda del río Cigüela, abriendo su vallonada a la salida del encajamiento en el Páramo que termina en Castillo Añador. Presenta formas de **glacis terraza** articulando la llanura aluvial con los relieves circundantes. La edad de este nivel, por correlación con los depósitos de otras terrazas del sistema del Guadiana, ya expresada en el capítulo de estratigrafía, representa el Pleistoceno inferior.

El nivel de +8-10 m presenta afloramientos estrechos y discontinuos a lo largo del Cigüela, que suelen apoyarse sobre capas duras de conglomerados miocenos. También aparecen en el arroyo de Valverde y en el Riánsares. En el caso del Riánsares, las terrazas de la margen derecha, que a veces aparecen desdobladas en al menos tres niveles, suelen presentarse regularizadas en forma de glacis-terrazza. La edad de estos niveles es del Pleistoceno medio a tal vez superior en algún caso (Arroyo de Valverde).

El nivel de + 4 m, de edad Pleistoceno superior, aparece representado en el río Cigüela, donde también suelen apoyarse sobre conglomerados miocenos cementados, en el arroyo de

Valverde, en la acequia Albardero y probablemente tiene correspondencia con la parte más baja de los glacia-terrazas del Riánsares.

Los **escarpes de terraza** están frecuentemente borrados. Sí se conservan los de la terraza de +27 en la margen izquierda del Cigüela ya que el encostramiento del techo del depósito aumenta su competencia.

El **fondo de valle** constituye, junto con la **incisión lineal** (a veces **incisión lineal poco marcada**) sobre las superficies y zonas alomadas y con procesos de **pérdida de drenaje**) los rasgos fluviales más recientes. Dibujan una red fuertemente jerarquizada, de tendencia dendrítica sobre los materiales blandos del dominio de cuenca, y con fuerte control estructural, con morfologías en bayoneta, en el dominio de sierra. Los principales cursos fluviales presentan una marcada dirección NE-SO que es herencia de una topografía finineógena plana y ligeramente basculada hacia el SO. El río Cigüela presenta un curso meandriforme encajado en el Páramo, visible en la zona de Castillo Añador, e igualmente el Riánsares a su paso por la Ermita de la Virgen de La Muela. La existencia de una red meandriforme fósil por epigénesis en la zona del Páramo de La Alcarria y en la Sierra de Altomira, fue ya puesta de manifiesto por MUÑOZ y PALACIOS (1990) y PORTERO, J.M. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1991). Estos cursos de baja energía divagarían sobre unos depósitos blandos, las series rojas del plioceno superior, que al final de la etapa de relleno de la cuenca terciaria conformarían un paisaje con bajos gradientes topográficos. El paso a condiciones claramente exorreicas y el inicio del encajamiento de la red fluvial en el tránsito Plioceno-Pleistoceno dismantlaría la cobertera de materiales blandos, pasando la red meandriforme a quedar grabada sobre los materiales duros infrayacentes, quedando fósil mientras la meseta calcárea se ha conservado.

En algunos puntos de pérdida de drenaje se localizan **conos de deyección** recientes, especialmente en el Cigüela a la salida de Castillo Añador, donde aparecen como conos coalescentes.

4.1.2.4. Formas poligénicas

Dentro de las superficies de erosión, el rasgo más antiguo conservado son una serie de **rampas erosivas (S_{1R})** sobre las zonas más altas de las sierras de materiales mesozoico-paleógenos, cuya edad es probablemente de mioceno superior al plioceno más bajo, previas o contemporáneas a la formación de las series rojas del plioceno superior, y que podemos correlacionar con los procesos de erosión y karstificación de la superficie multipoligénica del Páramo (S₁). Estas superficies quedan más altas que la costra laminar multiacintada que fosiliza el paisaje del Plioceno superior y por tanto constituyen restos conservados de una paleotopografía penneplanizada claramente anterior. Sin embargo en sectores más al sur (Hoja de Quintanar de la Orden), no existen dos niveles claramente separables, estando ambas topografías probablemente solapadas. La **superficie de erosión-encostramiento (S₂)**, que correlacionamos con la costra laminar multiacintada de PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1982) o con la S_i de MOLINA, E. (1975), de edad Plioceno superior, se conserva sobre los depósitos rojos pliocenos en el dominio de cuenca, y sobre algunos anticlinales de materiales mesozoicos en

el dominio de sierra. La superficie lleva asociada, como rasgo edáfico, una costra carbonatada de facies laminares con espesores generalmente inferiores a 1 m. Consideramos que esta superficie sobre los fluviales pliocenos es correlacionable con la superficie encostrada de los abanicos aluviales coetáneos que forman el piedemonte de Sierra Almenara. **Este glacis o techo de piedemonte encostrado (S₂G)** desciende desde cotas cercanas a las sumitales de S₁R hasta el nivel de la superficie S₂, y está formado por hasta más de tres metros de costras laminares multiacintadas y niveles internos de removilización formados por brechas intraclásticas de costra.

Las crestas más elevadas de Sierra Almenara, a veces con superficies de rampa sustentadas, constituyen antiguos relieves residuales apenas elevados sobre la paleotopografía de finales del Plioceno. Sin embargo, por motivos de claridad gráfica sólo hemos representado cartográficamente como **relieve residual** el pequeño isleo alomado de margocalizas de la serie del Páramo, que se eleva en medio de la terraza de +27 al norte de Villanueva de Alcardete.

La articulación de las superficies elevadas con replanos fluviales de distinta edad se realiza mediante **glacis erosivos**, a veces de bastante extensión superficial.

Formas de génesis aluvial-coluvial se localizan en cabeceras de arroyos y pequeños valles con poco drenaje y fuerte pendiente, sobre todo en relación con secundarios del Cigüela.

4.1.2.5. Formas endorreicas

Las formas endorreicas son uno de los elementos más significativos del paisaje manchego, producto de la interacción entre factores tectónicos y climáticos (PÉREZ GONZÁLEZ, A., 1982). En la Hoja de Corral de Almaguer, la amplia extensión de formaciones impermeables aflorantes o subaflorantes en el dominio de cuenca y su topografía general de bajos gradientes hacen que las **navas** sean muy frecuentes. Una reciente clasificación de los humedales de La Mancha centro-occidental según su posición morfológica se recoge en RODRÍGUEZ GARCÍA, J. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1999). De acuerdo con su posición morfoestructural, las depresiones endorreicas de la Hoja de Corral de Almaguer son agrupables en:

- Depresiones de origen kárstico sobre formaciones tabulares calcáreas: por coalescencia de dolinas en las calizas del Páramo o por disolución de la costra laminar o de terrazas encostradas (dominio de cuenca, O de la Hoja).
- Fondos lineales por evolución de surcos fluviales. Se encuentran en relación con la red fluvial actual, asociados a zonas con drenaje deficiente por toda la Hoja.
- Fondos situados en cambios de pendiente al pie de las mesas del Páramo y de relieves de arenas y gravas pliocenas, o en torno a anticlinales mesozoicos al O de la Hoja, siempre sobre niveles estratigráficos impermeables.
- Fondos instalados en pequeñas depresiones estructurales. En el dominio de sierra, limitadas por crestas de niveles competentes.

4.1.2.6. Formas kársticas

Las formas kársticas son frecuentes en tanto que las formaciones carbonatadas tabulares y las costras o los depósitos fluviales encostrados cubren gran parte de la Hoja o están subaflorescentes. Se trata de formas de disolución con **bordes de dolina** que a veces aparecen **difusos**, y que suelen presentar fondos planos ocupados por el sustrato y productos de decalcificación. Muchos de ellos han evolucionado por escorrentía de laderas y coalescencia hacia formas puramente endorreicas.

4.1.2.7. Formas antrópicas

Las formas antrópicas de escala cartográfica en la Hoja de Corral de Almaguer están ligadas a **escombreras**, fundamentalmente constituidas por residuos sólidos urbanos en la periferia de Corral de Almaguer.

4.2. EVOLUCIÓN DINÁMICA

En el Mioceno, con el levantamiento de la Sierra de Altomira se configura un área deprimida abierta hacia la Cuenca de Madrid, cuyos depósitos casi llegan a cubrir los relieves de Sierra Almenara, el área fuente local en la Hoja de Corral de Almaguer. Esta paleotopografía plana del final de la etapa de relleno neógena apenas se ve retocada durante el Plioceno y el inicio del Cuaternario, cuando un suave basculamiento hacia el oeste o suroeste y el paso de la cuenca a condiciones exorreicas van a rebajar gradualmente los niveles de base, labrándose superficies y vallonadas suavemente encajadas en el paisaje mioceno, bajo un clima eminentemente árido y articulándose con los principales relieves mediante pequeños piedemontes encostrados. La progresiva definición de la red de drenaje durante el cuaternario acelera el rejuvenecimiento del paisaje, aunque las cotas de incisión son pequeñas y las morfologías planas o alomadas siguen siendo dominantes, marcando la formación de amplias llanadas fluviales en el dominio de cuenca y de suaves valles sinclinales en el dominio de sierra.

4.3. PROCESOS ACTUALES

No hay procesos morfogenéticos actuales de importancia en la Hoja de Corral de Almaguer. Los procesos fluviales, salvo los ligados a escorrentía, están fuertemente condicionados por la canalización de los principales cursos, aunque son posibles episodios esporádicos de inundación. Las áreas endorreicas mantienen igualmente un funcionamiento estacional, pero ninguna de las presentes en la Hoja tiene gran entidad ni valor ecológico. Los Procesos kársticos siguen siendo activos, aunque su proceso es lento salvo el caso de colapsos puntuales.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

El Jurásico, primer sistema existente en el área de estudio está representada por la Fm Carbonatada de Chelva. El inicio de la serie jurásica se desconoce ya que no se observan los sedimentos situados en la base. Sin embargo los materiales más antiguos examinados, que son calizas micríticas, finamente tableadas, nos indican que se depositaron en un medio marino, en zonas de intermareal a submareal somero; los depósitos superiores son calizas oolíticas, dolomías brechificadas y margas, nos hablan de un medio sedimentario que varió de submareal a supramareal.

Los materiales más antiguos representan el inicio de un episodio transgresivo, el cual se acentuó durante la sedimentación de las calizas oolíticas, que son depósitos propios de una plataforma interna. Finalmente las dolomías brechificadas nos indican el establecimiento de la etapa regresiva que culmina con la discontinuidad a techo. Esta etapa regresiva culmina con la emersión de los sedimentos jurásicos, que son erosionados y edafizados en un clima tropical, durante el Jurásico Superior y la base del Cretácico Inferior.

Sobre la discontinuidad de techo del Jurásico se apoyan diferentes materiales de edad Cretácico Inferior (Barremiense), en Facies *Weald*. Los sedimentos son calizas, dolomías brechoidales, arcillas versicolores y yesos, en ellas se observan huellas de raíces, procesos edáficos, characeas y ostrácodos. De todo ello se infiere un medio sedimentario, para estos materiales, continental (lacustre somero) o bien litoral con una gran influencia continental. Se los asocia a la Fm Calizas de la Huerquíina, siendo su edad Barremiense. A techo se encuentra una discontinuidad marcada por una costra ferruginosa.

Sobre la discontinuidad situada a techo del Cretácico Inferior (Barremiense), se sedimentan depósitos arenosos silíceos pertenecientes a la Fm Utrillas (Albiense-Cenomaniense). Las arenas muestran estructuras propias de corrientes tractivas, y signos de haber sufrido procesos edáficos, de todo ello se deduce que tienen un origen continental, debido a la acción de corrientes fluviales. Su techo está marcado por una discontinuidad importante, sobre la que depositan materiales marinos de edad Cenomaniense, que nos indica el inicio de una fase transgresiva marina.

Esta fase transgresiva está representada por las Fm de Chera, Alatoz y Villa de Ves.

Las Fms son depósitos marinos que se apoyan sobre la discontinuidad, situada a techo de los materiales continentales pertenecientes a la Fm Utrillas. La base de la secuencia la forman las margas de la Fm de Chera, que indican el inicio de la transgresión marina, posteriormente se instala una plataforma marina carbonatada somera, representada por las Fms Alatoz y Villa de Ves, las cuales están formadas por ciclos de somerización. Finalmente se produce la caída del nivel del mar que se reconoce por la discontinuidad en el techo y marca una nueva fase de regresión.

A techo del Cenomaniense se produce una nueva invasión marina que viene señalada por las Fms Casa Medina y Ciudad Encantada.

La transgresión se inicia con la Fm Casa Medina, la cual está constituida por margas y biomicritas con fauna propia de plataforma externa.

La Fm Ciudad Encantada refleja el episodio de propagación de un ambiente de plataforma interna, durante la etapa de estabilización de alto nivel del mar. En esta plataforma se produce gran cantidad de carbonatos: montículos de rudistas y barras calcareníticas. La caída del nivel del mar durante el Turoniense Superior, que señala otra etapa de regresión marina origina la emersión de esta formación y la consiguiente creación de una superficie de discontinuidad.

Posteriormente en el Coniaciense, se produce de nuevo la invasión del mar, transgresión que viene reflejada por la Fm Margas de Alarcón, la cual se apoya sobre la discontinuidad de techo de la Fm Ciudad Encantada, y representa una laguna estratigráfica que comprende el Turoniense Superior y parte del Coniaciense Inferior.

Los materiales de esta transgresión son margas y arcillas sedimentadas en un ambiente marinocontinental, con un amplio desarrollo de suelos.

Esta transgresión dura hasta el Santoniense Inferior, en que se inicia una etapa de regresión que se extiende a su vez hasta el Santoniense Superior, tiempo en el que de nuevo se produce una invasión marina representada por la Fm Sierra de Utiel.

La transgresión se manifiesta por los depósitos propios de plataforma interna los cuales se apoyan sobre los sedimentos marino-continentales de la Fm Margas de Alarcón.

Los depósitos de la formación son propios de ciclos somerizantes y están formados por calizas y dolomías brechoidales. La caída del nivel del mar viene indicada por la sedimentación de evaporitas e indica el inicio de una nueva fase regresiva manifestada por los depósitos de la Fm Villalba de la Sierra, los cuales se depositaron en un ambiente propio de "sebkha", a lo largo del Maastrichtiense-Paleoceno y quizá parte del Eoceno. La retirada marina trae como consecuencia la erosión de los depósitos, formándose una discontinuidad durante el Terciario.

Esta interrupción en la sedimentación se prolonga en el área hasta el Paleógeno, donde los movimientos alpinos generadores del levantamiento de la Sierra de Altomira y sierras asociadas (Almenara), traen como consecuencia el depósito de conglomerados y areniscas como producto de la erosión de los mencionados relieves.

La sedimentación aluvial se prolonga hasta el Neógeno, donde los depósitos conglomeráticos gradan, hacia el centro de la cuenca, a facies lutíticas con nódulos de yeso y más distalmente a evaporitas, con dos depocentros en el ámbito de la hoja. La distribución cartográfica de las facies configura una disposición centrípeta de facies, típica tanto hidro como geomorfológicamente de una cuenca endorreica bajo condiciones climáticas secas y cálidas.

El final del Mioceno, viene marcado por un cambio en las condiciones climáticas que adquieren un sesgo más húmedo y frío, que traen como consecuencia, en un primer momento, el establecimiento de una red fluvial encajada sobre los materiales infrayacentes y posteriormente, la generalización de ambientes lacustres de agua dulce. La estabilidad tectónica de las áreas de aporte aluvial, viene a sumarse a la difusión de este tipo de ambiente sedimentario (calizas del Páramo).

Durante el Plioceno, una cierta reactivación del borde oriental (Sierra de Almenara), compatible con un estado tensional de esfuerzos NO-SE para esta época, provoca el gradiente topográfico necesario para el depósito de una serie de abanicos aluviales coalescentes que gradan hacia el O a facies más finas. Entre los abanicos procedentes del E y los del S, se establece una pequeña cuenca lacustre favorecida en su génesis por dos umbrales relativos representados por dos estructuras mesozoicas. La reactivación tectónica en esta época, sería asimismo la responsable del plegamiento laxo que se observa en numerosos afloramientos de las Calizas del Páramo.

A finales del Plioceno, el levantamiento del margen oriental de la Península, relacionado con la apertura del "rift" en el Golfo de Valencia, origina el inicio del encajamiento de la red fluvial, el posterior depósito de los materiales cuaternarios, y en último término la configuración de la red fluvial actual.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. HIDROGEOLOGÍA

El territorio de la hoja a escala 1:50.000 de Corral de Almaguer (nº 660) se distribuye equitativamente entre las provincias de Toledo y Cuenca.

Su red hidrográfica, constituida por cursos de escaso caudal entre los que destacan los ríos Cigüela y Riánsares, se encuentra dentro del tramo alto de la Cuenca del Guadiana (Figura 1), que discurre hacia el S de la hoja, marcando las tendencias principales de su drenaje, tanto superficial como subterráneo.

Desde el punto de vista hidrogeológico, los principales acuíferos de la zona se circunscriben a las formaciones calcáreas y dolomíticas del Jurásico y Cretácico, que afloran en la mitad oriental de la hoja y a los materiales detrítico-carbonatados finimiocenos, que forman la Unidad del Páramo. Ambos conjuntos forman parte fundamental de las Unidades Hidrogeológicas 04.01 Sierra de Altomira y 04.02 Lillo-Quintanar. El resto de la hoja está ocupado por formaciones terciarias de baja permeabilidad (acuitardos), que confinan a los acuíferos mesozoicos o bien constituyen la base impermeable de los acuíferos del Páramo y de los depósitos aluviales y terrazas plio-cuaternarios.

Según el mapa de isoyetas medias de la Cuenca Alta del Guadiana para el periodo 1949-1983 (Figura 2), la mayor parte de la superficie de la hoja se encuentra dentro de las curvas que delimitan los 400 y 500 mm (ITGE, 1991).

Dichas precipitaciones se reparten durante unos 85 días al año y tienen un carácter netamente estacional. Los temporales de lluvias más significativos se producen en primavera (chubascos) y, especialmente, en otoño, cuando los vientos templados y húmedos de componente SO (ábregos) dan lugar a un estancamiento de nubes en la cara meridional de los sistemas Central e Ibérico. Las fechas más típicas para el paso de estos frentes nubosos, que producen temporales de 2 ó 3 días de duración, son del 15 de octubre al 15 de noviembre.

Asimismo, los periodos secos se circunscriben al invierno (sequía fría), con ciclos de heladas y nieblas (sobre todo en las zonas con encharcamientos), y al estío (sequía cálida), con brotes de tormentas y golpes de calor. Ambos periodos se hallan muy condicionados por las precipitaciones producidas durante la estación precedente.

Las precipitaciones máximas recogidas en la zona durante 24 horas se encuentran entre 50 y 60 mm y, por su parte, las heladas y nieblas pueden llegar a originarse durante 45 y 27 días al cabo del año, respectivamente.

En el cuadro siguiente se exponen los datos climáticos de las estaciones meteorológicas de Cabezamesada y Villanueva de Alcardete (GARCÍA DE PEDRAZA, L. *et al.*, 1994), consideradas ambas representativas de las llanuras mesetarias del N de la hoja y de las áreas inundadas asociadas al valle fluvial del Cigüela, al S de la misma.

ESTACIÓN METEOROLÓGICA	A	P	D	t	TM	Tm	ETP
Cabezamesada	744	459	62	14°	18,7°	9,4°	771
Villanueva de Alcardete	725	477	70	14,4°	21,9°	6,9°	788

Cuadro 1

- A = Altitud (msnm)
- P = Precipitación media anual (mm)
- D = Días de lluvia
- t = Temperatura media anual (°C)
- TM = Valor medio anual de las temperaturas máximas (°C)
- Tm = Valor medio anual de las temperaturas mínimas (°C)
- ETP = Evapotranspiración potencial media anual, según Thornthwaite (mm)

De acuerdo con todos los datos expuestos, y siguiendo los criterios de caracterización agroclimática provinciales del MAPA (1988 a y b), estas comarcas se incluyen dentro de la

zona que presenta un régimen de humedad **Mediterráneo seco**, con un invierno tipo *avena fresco* y un verano de tipo *maíz* (PAPADAKIS, J., 1966).

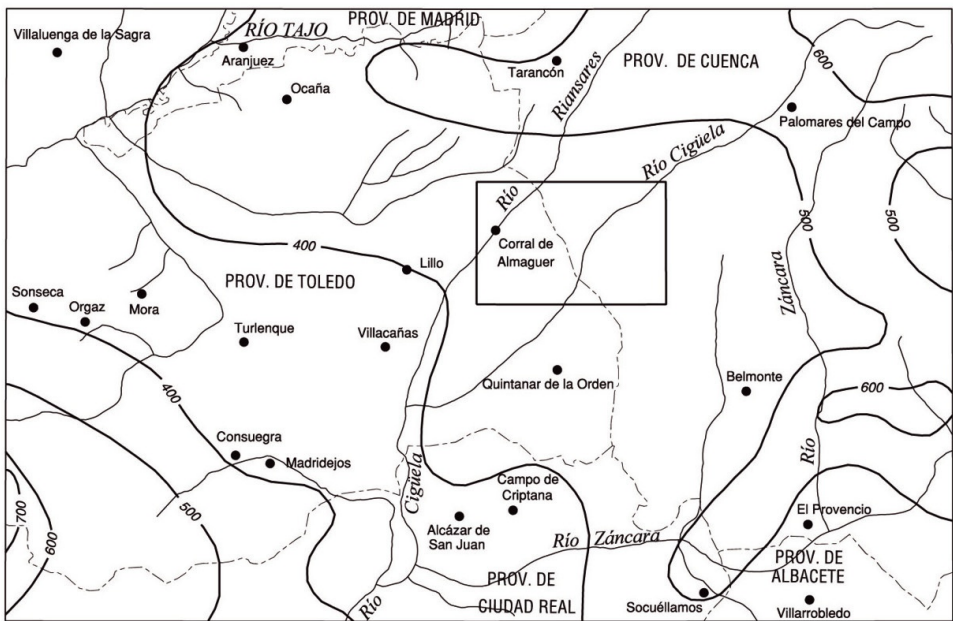


Figura 2. Mapa de isoyetas de la Cuenca Alta del Guadiana para el periodo (1949-1983)

6.1.2. Hidrología superficial

Los elementos fundamentales del drenaje en esta hoja son, de E a O, el río Cigüela y el río Riánsares, que al SO de Corral de Almaguer recibe a su principal afluente: el arroyo (o acequia) Albardana. Se trata de cursos cuyo régimen está altamente influenciado por las precipitaciones. Su caudal es relativamente elevado en invierno, mientras que en estiaje se reduce drásticamente, lo cual se agrava por las extracciones de aguas para riegos en verano.

El cauce del río Cigüela es de carácter meandriforme, aunque se encuentra claramente rectificado por la acción antrópica, lo que le da un aspecto falsamente “anastomosado”, debido a la multitud de canales para riego u otros fines que nacen en sus márgenes. Su caudal medio, aforado en la estación nº 201 (hoja de Quintanar de la Orden) se cifra en 33 hm³/año para el periodo 1943-44 a 1967-68 (ITGE, 1991).

El río Cigüela presenta una cuenca notablemente asimétrica, ya que por su margen izquierda recibe las escorrentías generadas en los relieves occidentales de la Sierra de Almenara, las cuales se encauzan en múltiples arroyos de régimen estacional que en su mayoría no alcanzan

el cauce principal, infiltrándose en las formaciones calcáreas y conglomeráticas mio-pliocenas. De entre todos destaca, por la longitud de su curso, el arroyo de Villaverde, que se origina en la esquina SE de la hoja, Alcanzando el Cigüela a la altura de Villanueva de Alcardete.

En la zona central de la hoja existe una meseta calcárea elevada, con orientación N-S que actúa como divisoria de aguas entre las subcuencas de Cigüela y Riánsares. Los acuíferos de este sector tienen sus puntos de descarga hacia el E, dando lugar arroyos que confluyen en el Albardana en torno a Corral de Almaguer. El más importante de ellos es, por su regularidad, el de Peinado.

El río Riánsares atraviesa únicamente el cuadrante NO de la hoja, en sentido NE-SO y evidencia un cauce claramente rectificado que, como ya se ha dicho, recibe sus principales tributarios por la izquierda. En su margen derecha desaguan algunos arroyos de escasa entidad que recogen el drenaje de los materiales conglomeráticos de la "Raña" aflorantes en esa zona.

6.1.3. Características hidrogeológicas

Los acuíferos de interés regional distinguidos en la hoja de Corral de Almaguer se encuentran incluidos en dos de las principales unidades hidrogeológicas definidas en la cuenca del Guadiana (Figura 3), como con la **U.H. 04.01 Sierra de Altomira** y la **U.H. 04.02 Lillo-Quintanar** (DGOH-IGME, 1988). Ambas coinciden en gran medida con los antiguos Sistemas Acuíferos nº 19 o Unidad caliza de Altomira y nº 20, o Terciario detrítico-calizo del norte de La Mancha, respectivamente (IGME, 1980 y 1981), y están constituidas por acuíferos de diferente naturaleza (Figura 4).

6.1.3.1. Unidad Hidrogeológica 04.01. Sierra de Altomira

Esta unidad se desarrolla en su totalidad en la cuenca alta del Guadiana y tiene una extensión total de unos 3.000 km², de los cuales cerca de 2.500 km² (ITGE, 1992), corresponden a los afloramientos de materiales permeables mesozoicos (calizas y dolomías, fundamentalmente) plegados y fracturados de la sierra de Altomira. En la base del conjunto se localizan generalmente formaciones margo-arcillosas triásicas, de baja permeabilidad y sobre ellas se disponen en discordancia las series detrítico-evaporíticas del Paleógeno y Mioceno, que fosilizan los paleorrelieves calcáreos.

El sistema originado de este modo puede asimilarse a un acuífero complejo cuyos componentes funcionan en régimen libre o semiconfinado. El acuífero principal lo forman los materiales del Jurásico, que ocupan los núcleos de los anticlinales, con unos recursos subterráneos de 135 hm³/año.

Su **recarga** se produce por infiltración de las aguas de lluvia, por pérdidas de los cauces superficiales y por retornos de riego. La **descarga** se efectúa por drenaje hacia manantiales, como es el caso del punto nº 21267003 que aporta un caudal medio de 11 l/s, y hacia la

cuenca del río Cigüela. También se producen aportes laterales hacia las calizas del Páramo y el Terciario Detrítico, siendo el sentido general del flujo subterráneo hacia el sur.

En la hoja que se estudia, esta U.H. se extiende al E de la margen izquierda del Cigüela, y abarca una superficie de 176,5 km², de los que un 20% pertenecen a los afloramientos mesozoicos de la sierra de Almenara, que se sitúan en una franja de orientación N-S, pegada a su borde oriental. Sobre ellos se disponen en discordancia los materiales terrígenos y evaporíticos del Paleógeno y Mioceno inferior-medio que, en conjunto, se comportan como un acuitardo.

De manera subsidiaria, se han distinguido otros acuíferos, como son los desarrollados en los niveles calcáreos del Mioceno medio-superior (base de las calizas del Páramo) y los acuíferos superficiales constituidos por los aluviales y terrazas del río Cigüela y sus afluentes.

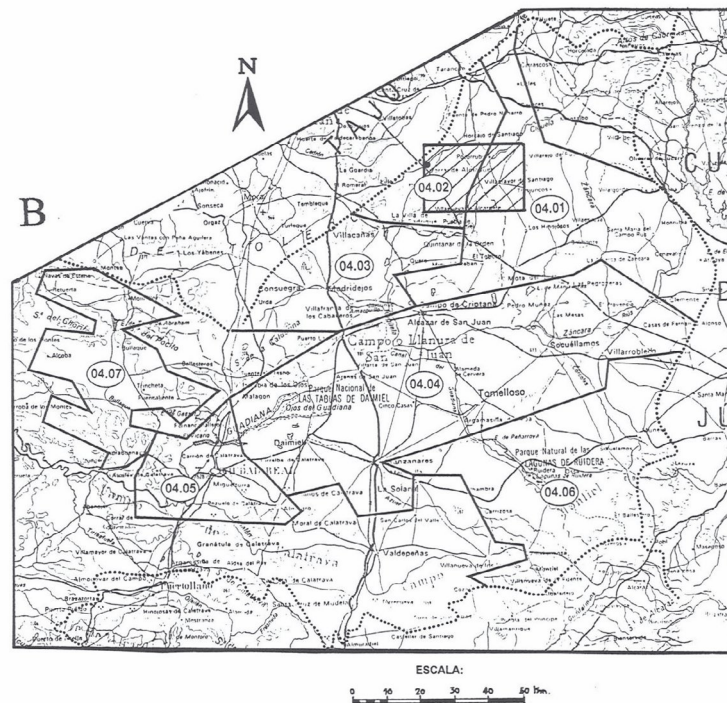
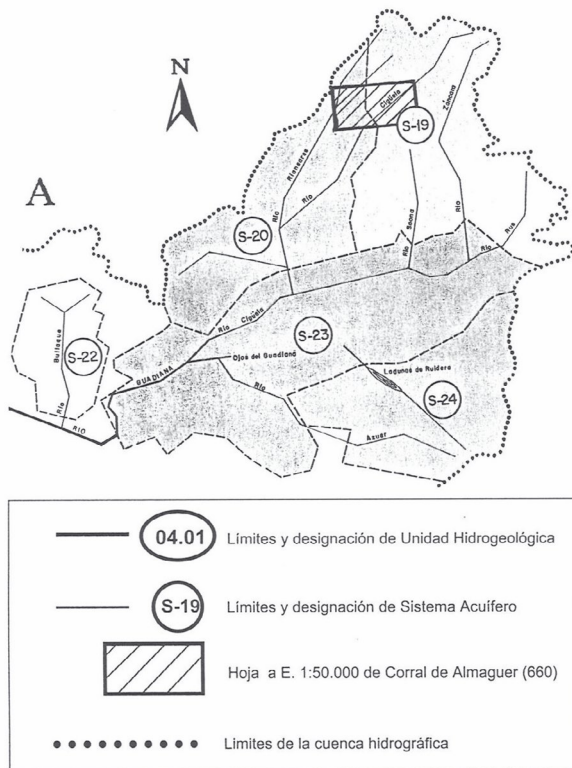
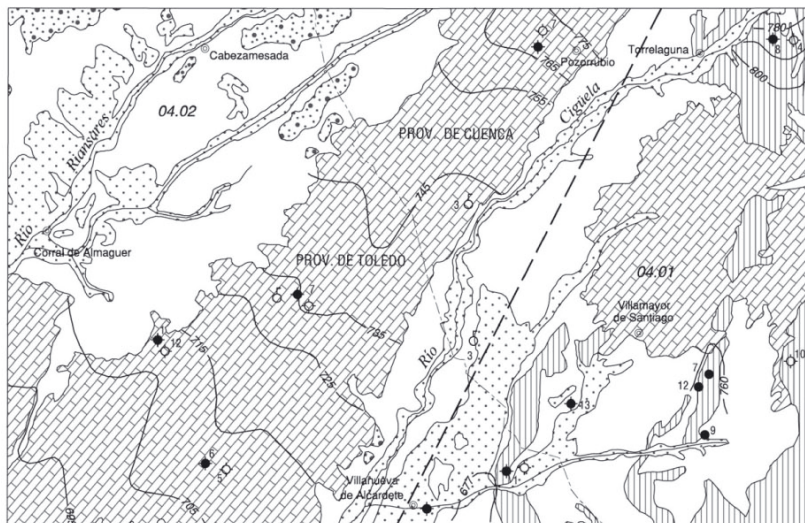


Figura 3. Planos generales de Sistemas Acuíferos (A) y Unidades Hidrogeológicas (B) del tramo alto de la Cuenca del Guadiana

MAPA DE UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS Y ACUÍFEROS



LEYENDA

Acuíferos libres o semiconfinados

- Llanuras aluviales y terrazas (Cuaternario)
- Páramo calcáreo-detritico (Mioceno superior-Plioceno).
- "Rañas": Conglomerados, areniscas y lutitas (Plioceno)

Acuíferos profundos confinados y acuitardos

- Terciario Detritico-Evaporítico (Paleógeno-Mioceno medio)

Acuíferos kársticos semiconfinados o confinados

- Formaciones carbonatadas del Jurásico y Cretácico

SIMBOLOGÍA

- Sondeos de la red de piezometría del IGME
- Sondeos de la red de calidad del IGME
- Otros sondeos con datos de interés hidrogeológico
- Manantiales con caudal medio superior a 10 l/s
- Límite entre Unidades Hidrogeológicas
- Contactos litológicos
- 04.01 Unidad Hidrogeológica Sierra de Altomira
- 04.02 Unidad Hidrogeológica Lillo-Quintanar
- Isopiezas con cota absoluta (m.s.n.m)

Figura 4. Unidades Hidrogeológicas y principales acuíferos distinguidos en la hoja de Corral de Almaguer (nº 660)

Todas estas formaciones se describen detalladamente a continuación, comenzando por las más superficiales:

– *Acuíferos aluviales: Terrazas y fondos de valle*

Están ligados a las terrazas y llanura aluvial del río Cigüela y a los fondos de valle del arroyo del Abrevadero y sus afluentes, entre Villamayor de Santiago y Villanueva de Alcardete.

Litológicamente, están compuestos por gravas, arenas y limos, por lo que su permeabilidad es importante, aunque su espesor saturado es escaso y se hallan sometidos a las fluctuaciones hídricas que sufren los cauces fluviales con los que están asociados.

Se explotan mediante pozos de gran diámetro, de 6 a 8 m de profundidad, cuyas aguas se destinan a usos agropecuarios de escasa entidad.

– *Acuífero del Páramo*

El techo del Terciario en esta zona está constituido por los niveles basales de la Unidad Páramo. Se trata de niveles de brechas, conglomerados y lutitas, que se continúan lateralmente, hacia el O, con bancos de calizas y margo-calizas adosados a las formaciones mesozoicas de la Sierra de Almenara, de las que pueden recibir agua por descarga lateral, a través de los primeros.

La importancia hidrogeológica de estos acuíferos es pequeña, debido a la escasa potencia de la serie margoso-calcárea (menos de 10 m), mientras que los cuerpos de materiales detríticos, aunque pueden alcanzar 50 m de potencia, se hallan fuertemente cementados y encostrados.

– *Terciario Detrítico-Evaporítico (Acuitardo)*

Se incluyen en este apartado una serie de materiales de composición eminentemente margosa y arcillosa, entre los que se incluyen niveles brechíferos y conglomeráticos, así como intercalaciones de yesos. El conjunto presenta frecuentes cambios laterales de facies, lo que se traduce en variaciones en su permeabilidad vertical y horizontal. Este parámetro se considera bajo a muy bajo, por lo que, dada la naturaleza de tales materiales, esta unidad debe comportarse como un acuitardo.

En esta unidad se han incluido todas las formaciones comprendidas entre el Paleógeno y el Mioceno medio y su potencia total es de 100 a 120 m. Su importancia reside en que actúa como nivel confinante para los acuíferos calcáreos mesozoicos subyacentes y, a la vez, sirve para su recarga por goteo.

– *Acuíferos del Jurásico y Cretácico*

Como se ha dicho anteriormente, constituyen con mucho el conjunto de materiales permeables más destacado de la U.H. y, por tanto, el que está sometido a una mayor presión a causa de la explotación de sus aguas.

La serie jurásica cartografiada está formada por una sucesión predominantemente calcárea y dolomítica, con intercalaciones margosas, la Formación Carbonatada de Chelva (Pliensbachienne-Dogger), que puede alcanzar unos 200 m de potencia en la región.

Por su parte, los materiales del Cretácico presentan un acuitardo basal constituido por los sedimentos margosos (*Facies Weald*) y detríticos (*Facies Utrillas*), con unos 20 m de espesor. El resto del sistema lo constituye una alternancia de formaciones dolomíticas, calcáreas y margosas, con unos 90 m de potencia, para concluir con un tramo impermeable de 200 m de espesor, la Fm Villalba de la Sierra (arcillas, margas y yesos).

Estas series se encuentran intensamente plegadas, fracturadas y karstificadas, dando lugar a grandes acuíferos kársticos interconectados cuya transmisividad conjunta es muy elevada.

Su **explotación** se realiza mediante sondeos, cuyas profundidades suelen superar los 100 m y de los que se extraen caudales de 5 a 20 l/s. Algunos ejemplos de tales explotaciones son los siguientes:

Número de inventario (ITGE)	Término municipal	Profundidad total del sondeo (m)	Cota piezométrica (m.s.n.m.)	Caudal (l/s)	Uso del agua
21264004	Pozorrubio	23	783,22		Abastecimiento y ganadería
21264007	Pozorrubio	150	691		Abastecimiento urbano
21264008	Pozorrubio	300	691		Abastecimiento urbano
21267001	Villamayor de Santiago	120	718		Abastecimiento
21267013	idem	120	672	5	Agricultura
21268007	idem	75	741	13	Abastecimiento urbano
21268009	idem	202	716,40		Abastecimiento urbano
21268012	idem	153	730		Abastecimiento urbano

Cuadro 2

Los **métodos de perforación** recomendados para este tipo de materiales son los de rotopercusión y percusión. El primero de ellos resulta adecuado, debido a su rapidez, para atravesar rocas compactas poco fisuradas o karstificadas, pero puede presentar problemas por pérdida del fluido de perforación en formaciones con un elevado volumen de huecos, cosa que no ocurre con la percusión tradicional. Por tanto, lo ideal sería combinar diferentes sistemas, es decir, comenzar los sondeos perforando a rotopercusión (o bien a rotación, cuando se trate de una cobertera detrítica) para posteriormente, una vez atravesadas las litologías menos permeables y alcanzado el tramo más poroso (calizas o dolomías karstificadas) aplicar la percusión.

La **piezometría** del conjunto es muy variable debido a la intensa compartimentación tectónica que sufren los acuíferos mesozoicos (IGME, 1983 e ITGE, 1991). Oscila entre los 800 msnm en el sector N (esquina NE de la hoja) y los 650 msnm en el sector meridional (zona de Villamayor de Santiago).

Del mismo modo, existen importantes diferencias en la evolución piezométrica de estos acuíferos, en relación con la zona que se considere. Así pues, para el periodo 1977-1999, en los puntos de control situados en el sector septentrional del acuífero (nº 21264004) se aprecia una estabilidad relativa, mientras que los piezómetros ubicados en las zonas central y meridional (nº 21267001 y 21268010) se han detectado descensos medios de 0,5 a 2 m/año (ver Figura 5). Estos últimos valores son las consecuencias de la intensa explotación hidrogeológica que sufre esta unidad, sobre todo en determinadas áreas, donde se localizan las mayores concentraciones de sondeos, como sucede hacia el S de Villamayor de Santiago.

En cuanto a la **calidad química** de las aguas subterráneas de la unidad, predominan las facies sulfatadas cálcicas, aunque localmente se detectan facies bicarbonatada cálcica. Se trata de aguas duras (590-600 mg/l CaCO_3) de mineralización elevada, con conductividad en torno a 1.000 $\mu\text{S/cm}$.

Como ejemplo más característico de la composición de estas aguas se exponen a continuación los valores analíticos medios del punto de control de la red de calidad del IGME nº 21267001, para el periodo 1980-99:

PARÁMETROS	VALORES	UNIDADES
Cloruros (Cl ⁻)	41	mg/l
Sulfatos (SO ₄)	257	mg/l
Bicarbonatos (HCO ₃)	223	mg/l
Carbonatos (CO ₃)	9	mg/l
Nitratos (NO ₃)	36	mg/l
Sodio (Na ⁺)	18	mg/l
Magnesio (Mg ⁺⁺)	48	mg/l
Calcio (Ca ⁺⁺)	123	mg/l
Potasio (K ⁺)	1,5	mg/l
pH	7,9	
Conductividad	755	μS/cm

Cuadro 3

En general, las aguas de esta U.H. son aptas para el consumo humano (ITGE, 1996), salvo en las zonas donde se superan las concentraciones máximas admitidas en cuanto a sulfatos (250 mg/l) en la Reglamentación Técnico-Sanitaria (BOE, 1990), salvo que no existan otras más aptas para este fin. En cuanto a los usos agrícolas, estas aguas suelen ser adecuadas para el riego, hallándose clasificadas en los grupos C₁S₁ y C₂S₁.

Los acuíferos kársticos presentan una vulnerabilidad elevada (Figura 6), de cara a la alteración de la calidad de sus aguas por la infiltración de lixiviados contaminantes desde la superficie hasta la zona saturada, especialmente en las zonas donde se comportan como libre. Por ello, se recomienda restringir el uso del suelo en las áreas donde el sustrato calcáreo se halla más próximo a la superficie, limitando la instalación de industrias y explotaciones ganaderas potencialmente contaminantes. Asimismo, todos los sondeos dedicados al abastecimiento de núcleos urbanos deberán contar con sus correspondientes perímetros de protección.

Deben tomarse medidas similares con los acuíferos libres asociados a cursos fluviales (llanuras aluviales y terrazas), cuyo nivel piezométrico se encuentra muy cerca de la superficie. Si bien, en este caso, la composición de sus aguas se halla generalmente alterada por la deficiente calidad de las aguas que discurren por los cursos superficiales a los que están ligados y por las actividades agropecuarias de las vegas.

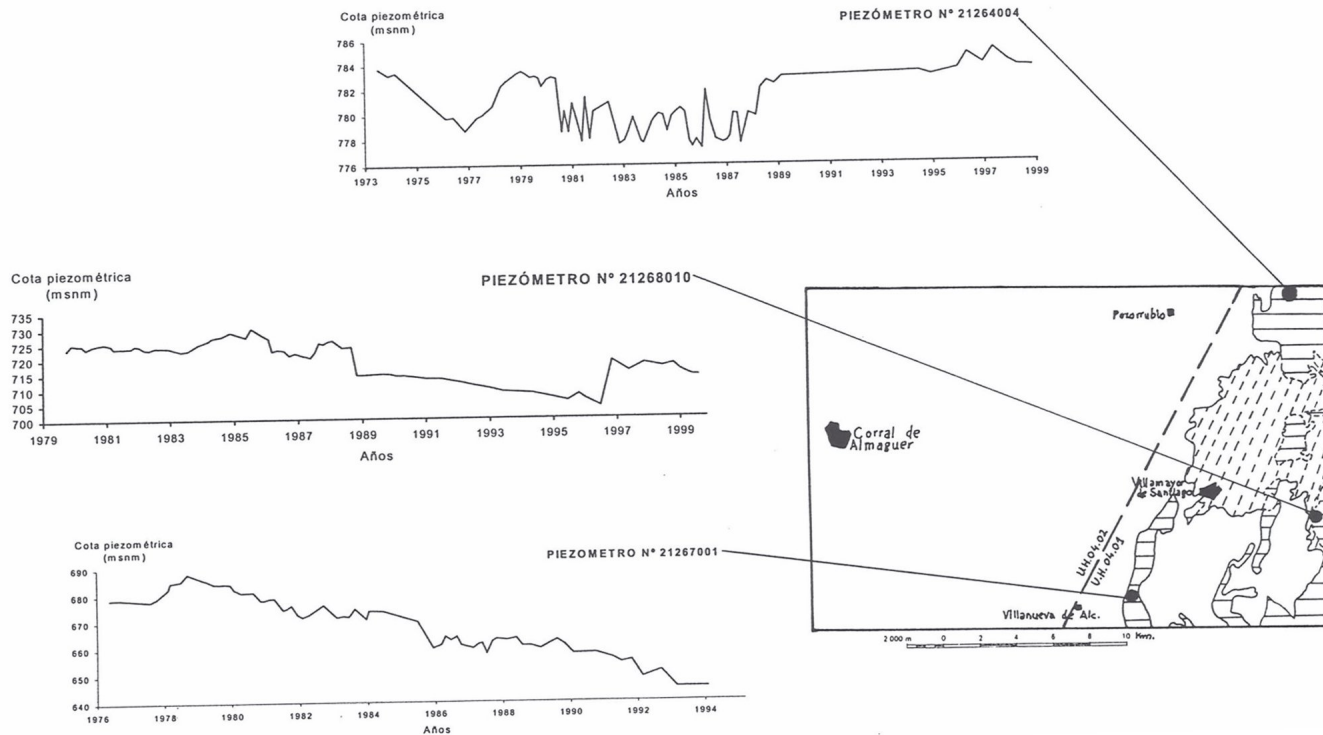
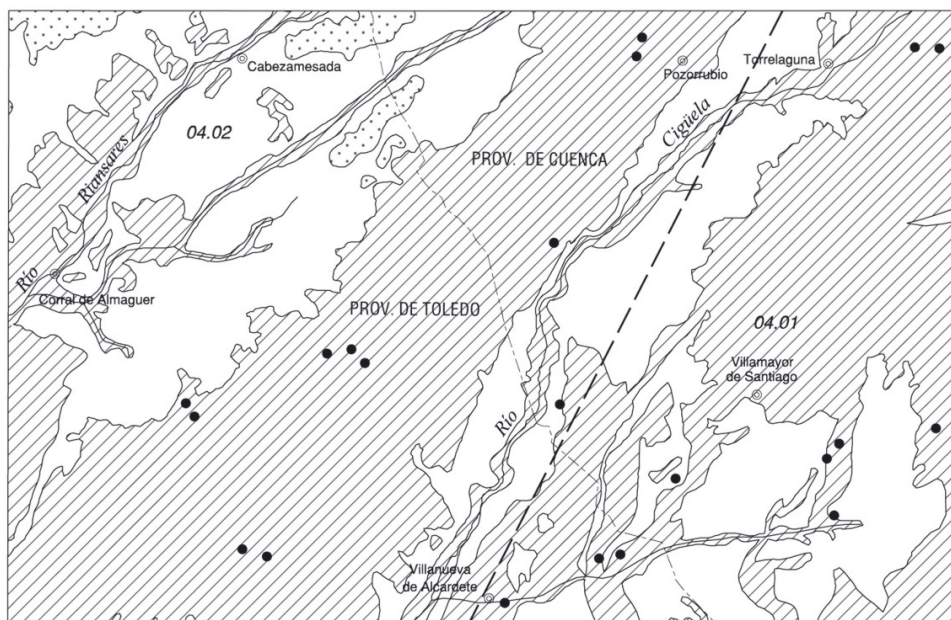


Figura 5. Evolución piezométrica de la U.H. 04.01 Sierra de Altomira dentro de la hoja de Corral de Almaguer (n° 660)

MAPA DE VULNERABILIDAD



GRADO DE VULNERABILIDAD:

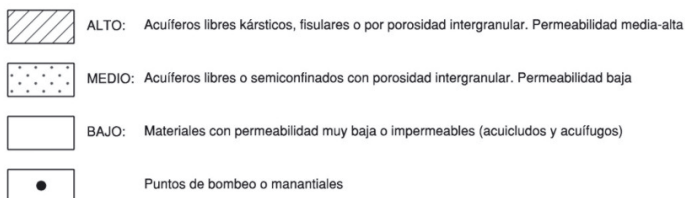


Figura 6. Mapa de vulnerabilidad ante la contaminación de los niveles acuíferos comprendidos en la hoja a escala 1:50.000 de Corral de Almaguer (nº 660)

6.1.3.2. Unidad Hidrogeológica 04.02. Lillo-Quintanar

Esta unidad hidrogeológica tiene una superficie aproximada de 1.100 km², de los que unos 800 km², corresponden a afloramientos de materiales permeables. Coincide parcialmente con el sistema acuífero nº 20, "Terciario detrítico-calizo del norte de La Mancha" y se sitúa a caballo entre las cuencas del Tajo y Guadiana, presentando la mayor parte de su superficie dentro de ésta última.

Se trata de una unidad compleja en la que pueden distinguirse dos tipos principales de acuíferos, los formados por materiales detríticos (triásicos, miocenos y pliocuaternarios) y los de origen kárstico, desarrollados en materiales carbonatados del Mioceno superior (acuífero del Páramo). Todos ellos pueden funcionar como acuíferos libres o confinados y se hallan interconectados o colgados, dependiendo de su disposición estructural y de que se encuentren aflorantes o cubiertos por formaciones de baja permeabilidad (Keuper o Terciario Detrítico-Evaporítico).

Dentro de esta hoja, la U.H. 04.02 ocupa una superficie total de unos 350 km², en los que alrededor del 60% están cubiertos por materiales permeables. Predominan las formaciones carbonatadas que constituyen el acuífero del Páramo, con un área de afloramiento de 148 km², las cuales originan acuíferos libres o semiconfinados, por karstificación.

Los depósitos detríticos (lutitas, areniscas y conglomerados) del Plioceno (*Raña*) afloran en la esquina NO de la hoja y constituyen acuíferos libres, generalmente de escasa entidad, ya que estas formaciones no tienen más de 3 ó 4 m de potencia. Lo mismo sucede con los depósitos aluviales y terrazas asociados a los ríos Riánsares y Albardana, que dan lugar a acuíferos superficiales explotables mediante pozos de hasta 6 m de profundidad para los regadíos de sus riberas.

La base impermeable de todas estas acuíferos la constituyen las series denominadas *Terciario Detrítico-Evaporítico*, compuestas por margas, arcillas, yesos, limos, areniscas y conglomerados (Paleógeno-Mioceno medio) que, si bien pueden dar lugar, a su vez, a acuíferos profundos confinados, en conjunto se comportan como un acuitardo, tal como se ha descrito en el apartado anterior.

A continuación se describen en las propiedades hidráulicas de las series que forman el acuífero principal de esta unidad:

– Acuífero del Páramo

Los materiales que lo forman se incluyen en la unidad litoestratigráfica del Páramo (Mioceno superior-Plioceno), que culmina la etapa de relleno neógeno de la Cuenca del Tajo. Litológicamente, dicha formación está compuesta por materiales detríticos en la base, areniscas cuarcíticas y microconglomerados con una potencia máxima de 10 m, y continua con una serie de cuerpos alternantes de calizas, margocalizas y lutitas, con un espesor conjunto de 30 a 40 m.

Los dos bancos calcáreos principales, situados directamente sobre los detríticos basales y a techo de la unidad, respectivamente, tienen un alto porcentaje de huecos de origen sinsedimentario (debidos a bioturbación) y/o secundario, por karstificación, lo cual da lugar a los niveles permeables más destacados.

El acuífero constituido por estas formaciones se comporta como libre o semiconfinado y se extiende por el interfluvio de los ríos Cigüela y Riánsares, los cuales le sirven de colectores

principales. El flujo subterráneo, dentro de la hoja, tiene una componente principal hacia el SO, con un gradiente hidrogeológico bajo, inferior al 3%.

La **recarga** del sistema se efectúa por infiltración directa del agua de lluvia y, en menor medida, por infiltración desde los ríos, que se comportan como perdedores durante el estiaje, y por los retornos de riego. Dicha recarga se cifra en unos 23 hm³/año.

Por otra parte, su **descarga** hacia los cursos citados se lleva a cabo mediante numerosos manantiales que, generalmente, se captan para el abastecimiento a núcleos urbanos. Los más importantes se relacionan en el cuadro siguiente:

Número de inventario (ITGE)	Coordenadas UTM		Cota (msnm)	Término municipal	Caudal (l/s)	Uso del agua
	Coord. X	Coord. Y				
21263003	500804	4401929	750	Villamayor de Santiago	22	Abastecimiento
21265001	490447	4398269	720	Corral de Almaguer	10	Abastecimiento a núcleo urbano
21266007	494436	4398948	740	Villanueva de Alcardete	22	Abastecimiento

Cuadro 4

Los **parámetros hidráulicos** medios para los acuíferos de la U.H. 04.02, calculados mediante ensayos de bombeo efectuados en diversos pozos, indican una transmisividad que varía entre 50 y 750 m²/día y un coeficiente de almacenamiento (porosidad eficaz en acuíferos libres) del 8 al 15% (DGOH-IGME, 1988).

La demanda de agua para consumo humano y regadíos (3.800 ha) en esta unidad, junto con la de Consuegra-Villacañas asciende a 24 hm³/año, de los cuales más del 70% se satisfacen mediante aguas subterráneas. En el cuadro siguiente se exponen los datos que definen los puntos de extracción más destacables de los registrados en la “Base de Datos Aguas” del ITGE para la U.H. Lillo-Quintanar:

Número de inventario (ITGE)	Término municipal	Profundidad total del sondeo (m)	Cota piezométrica (m.s.n.m.)	Uso del agua
21262002	Cabezamesada	19	717,52	Abastecimiento
21262007	Horcajo de Santiago	14,60	752,43	Ganadería
21263015	Pozorrubio	120		Abastecimiento urbano
21265012	Corral de Almaguer	160	717,65	Abastecimiento urbano
21266003	Villanueva de Alcardete	21,60	730,20	Ganadería
21266016	Corral de Almaguer	11	714,70	Abastecimiento urbano

Cuadro 5

En términos generales, la profundidad de la mayoría de los pozos o sondeos de explotación situados en el acuífero del Páramo no superan los 20 m de profundidad media, ya que atraviesan únicamente los niveles permeables más someros, en busca de una combinación óptima entre caudal extraído y coste económico. Existe un grupo reducido de sondeos que sobrepasan los 100 m de profundidad, con los cuales se pretende captar alguno de los posibles niveles acuíferos confinados dentro del Terciario Detrítico (paleocanales de conglomerados y areniscas).

Observando la **evolución de la cota piezométrica** en los puntos de control más significativos situados en las calizas del Páramo dentro de la hoja (Figura 7), se puede comprobar la gran flexibilidad de este acuífero para responder a los cambios inducidos en su superficie piezométrica ante las variaciones en la explotación de aguas subterráneas relacionadas, a su vez con los años secos y húmedos del periodo 1976-99.

Asimismo, se detectan diferencias en el comportamiento de los piezómetros ubicados al N y S de Corral de Almaguer. Mientras que en la mitad septentrional del acuífero (punto n° 21263008) se aprecia una estabilidad relativa con ligera recuperación de niveles al final del periodo, en el sector meridional se notan claramente los efectos del periodo de sequía 1982-88, con descensos medios de hasta 3,5 m/año (punto n° 21265005). Sin embargo, en la década de los 90, con la normalización del régimen pluviométrico, vuelven a registrarse niveles similares a los del comienzo de la serie de control.

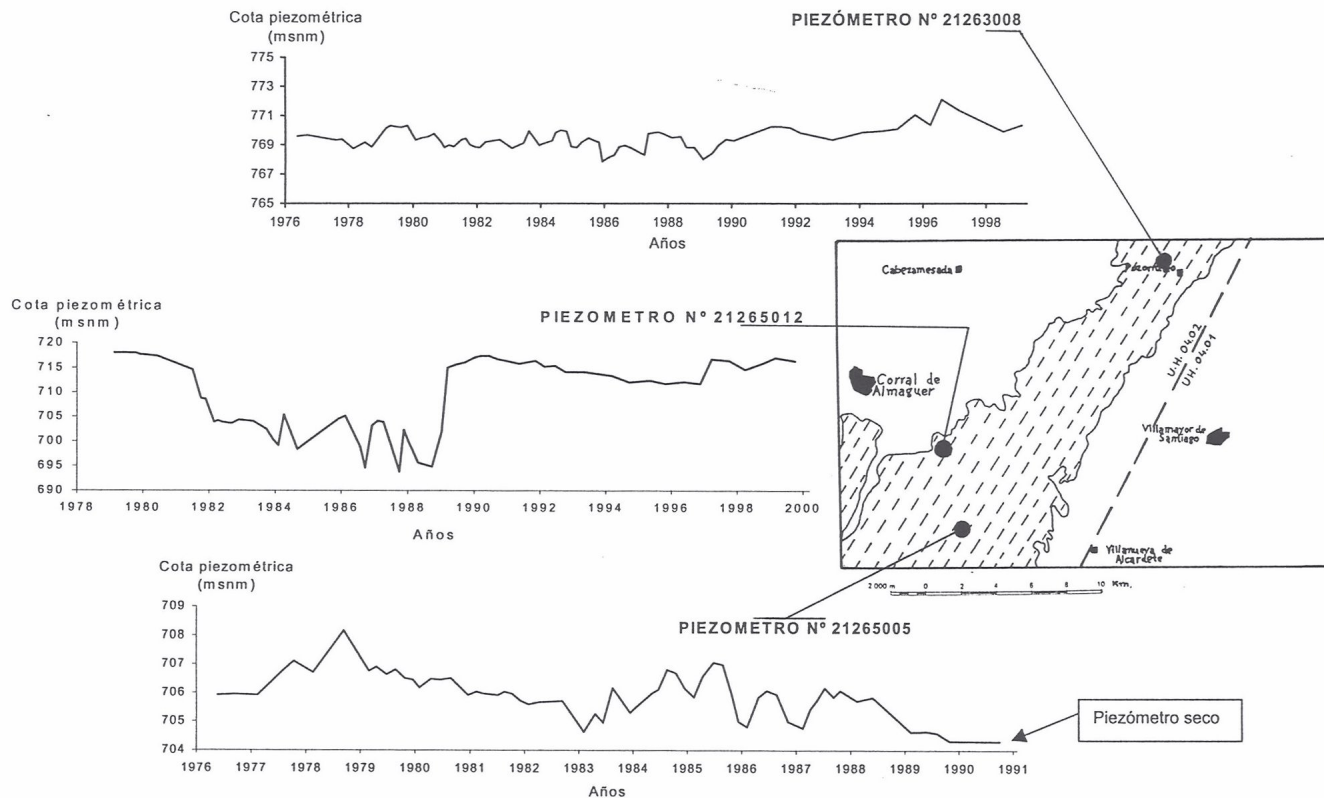


Figura 7. Evolución piezométrica de la U.H. 04.02 Lillo-Quintanar, dentro de la hoja de Corral de Almaguer (n° 660)

El **método de perforación** más adecuado para la ejecución de sondeos en este tipo de materiales (consolidados y con oquedades) es el de percusión tradicional, que permite un buen control litológico y de los diferentes niveles acuíferos atravesados durante la realización de la obra, principalmente si ésta tiene una profundidad moderada.

En cuanto a la **calidad química**, en las aguas captadas, dentro de esta unidad predomina la facies sulfatada cálcica, con valores altos de dureza (entre 500 y 600 mg/l CaCO₃,) y una notable mineralización ya que, en términos de conductividad pueden alcanzar los 3.000 µS/cm en algunos puntos próximos a Corral de Almaguer (ITGE, 1996), con valores medios de 1.600 µS/cm.

Los valores medios de los parámetros hidroquímicos, obtenidos en los análisis realizados en el punto de control nº 21265013 situado en el acuífero del Páramo, para el periodo 1993-99, son los siguientes:

PARÁMETROS	VALORES	UNIDADES
Cloruros (Cl ⁻)	154	mg/l
Sulfatos (SO ₄)	690	mg/l
Bicarbonatos (HCO ₃)	200	mg/l
Nitratos (NO ₃)	89	mg/l
Sodio (Na ⁺)	55	mg/l
Magnesio (Mg ⁺⁺)	40	mg/l
Calcio (Ca ⁺⁺)	360	mg/l
Potasio (K ⁺)	1,8	mg/l
pH	7,7	
Conductividad	2.000	µS/cm

Cuadro 6

Debido a sus altos contenidos en nitratos y sulfatos, estas aguas no resultan adecuadas para el consumo humano sin tratamientos previos de potabilización. En cuanto a su aptitud para el riego, están clasificadas dentro de los tipos C₂S₁ y C₃S₁, por lo que presentan un riesgo medio a alto frente a la salinización de suelos (ITGE, *op. cit.*), especialmente en los de textura más arcillosa desarrollados sobre los materiales terciarios.

Por tanto, se recomienda restringir el uso de tales aguas para la agricultura de regadío. También debe controlarse la utilización en dicha actividad de fertilizantes nitrogenados, purines y

plaguicidas, ya que los acuíferos libres (kársticos o por porosidad intergranular) superficiales resultan altamente vulnerables por la infiltración de vertidos en cauces superficiales (Figura 6).

De igual modo, deben extremarse las precauciones a la hora de situar instalaciones agrícolas o industriales potencialmente contaminantes para las aguas subterráneas, como alcoholeras y almazaras (ITGE, 1991), especialmente en las zonas de afloramiento de las calizas del Páramo y los conglomerados de la Raña.

6.2. RECURSOS MINERALES

6.2.1. Rocas y Minerales Industriales

La Hoja de Corral de Almaguer presenta una muy baja representación de indicios mineros (5) encontrándose todos ellos abandonados en la actualidad. Únicamente las calizas y los yesos sufrieron, en su momento, procesos extractivos de cierta consideración. La aplicación de estos materiales ha sido fundamentalmente como áridos de trituración y roca de construcción, en el caso de las calizas, y como yesos y escayolas para los yesos.

Con respecto a las **calizas**, existen 3 explotaciones que actualmente se encuentran abandonadas. En estas explotaciones de pequeñas dimensiones, se aprovechaban tanto las calizas micríticas, oolíticas y bioclásticas de la Fm Carbonatada de Chelva del Jurásico (Pliensbachense–Dogger) situadas en la zona más oriental de la Hoja, como las calizas micríticas y margas blancas del Mioceno (Vallesiense–Turoliense) representadas fundamentalmente en parte suroccidental de la misma. Podremos encontrarlas en los municipios de Villamayor de Santiago y en Pozorrubio, pertenecientes a la provincia de Cuenca.

Todos estos indicios mineros actualmente están dedicados a cultivos agrícolas, pero inicialmente se trataban de pequeñas explotaciones de carácter familiar, que aprovechaban estos materiales como áridos de trituración para caminos locales o como rocas de construcción para alguna construcción propia.

En cuanto a los **yesos**, podemos decir que existen 2 explotaciones que también se encuentran abandonadas, una de ellas (0660-001) recientemente fue restaurada tras acabar con los procesos extractivos de este material. De ellas se emplearon las arcillas margas y yesos de la Fm Villalba de la Sierra (Maastrichtense–Paleógeno inferior), representadas únicamente en la parte más nororiental de la Hoja, para la producción de yesos y escayolas; y las margas yesíferas y yesos sacaroideos del Mioceno (Ageniense–Aragoniense inferior), que aparecen exclusivamente en la parte noroccidental de la misma, para la fabricación de yesos. Estas explotaciones se distribuyen a lo largo de los términos municipales de La Moraleja (Uclés), Almendros y Villamayor de Santiago, todos de la provincia de Cuenca.

Un resumen de lo expuesto anteriormente queda reflejado en el Cuadro 7 adjunto:

Nº Campo	UTM X	UTM Y	Denominación	Sustancia	Municipio	Provincia	Edad	Ud. Geológica ¹	Aplicación	Tipo Expl ²	Tamaño ³
1	510396	4407988	----	Yes	La Moraleja (Uclés) y Almendros	Cuenca	Cretácico (Maastrichtiense-Paleógeno inf.)	7	Yesos y escayolas	EB	G
2	509000	4395800	----	Clz	Villamayor de Santiago	Cuenca	Jurásico (Pliensbachense-Dogger)	1	Áridos de trituración y roca de construcción	EB	P
3	511915	4397035	----	Clz	Villamayor de Santiago	Cuenca	Jurásico (Pliensbachense-Dogger)	1	Áridos de trituración	EB	P
4	504789	4404750	----	Yes	Villamayor de Santiago	Cuenca	Mioceno (Ageniense-Aragoniense inf.)	11	Yesos	EB	P
5	504811	4407297	----	Clz	Pozorrubio	Cuenca	Mioceno (Vallesiense-Turolense)	15	Áridos de trituración y roca de construcción	EB	P

Cuadro 7. Indicios mineros

¹. Numeración empleada en la Cartografía MAGNA de la Hoja nº 660

³.- G = grande; M = mediana; P = pequeña

². EA = explotación activa; EI = explotación intermitente; EB = explotación abandonada; IN = indicio

Abreviatura de las sustancias: Clz = Caliza
Yes = Yeso

7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO (P.I.G.)

Ante la preocupación manifestada por las administraciones públicas por la protección de la Naturaleza, y concretamente de las localidades de interés geológico en 1978, el IGME decidió poner en marcha el inventario Nacional de Puntos de Interés Geológico. Los fines perseguidos con este proyecto pueden resumirse como sigue:

- Conocimiento de un patrimonio, hasta hoy poco conocido.
- Creación de archivos de documentación.
- Conservación organizada de este patrimonio.
- Aprovechar, sistematizándola, gran cantidad de información obtenida en la realización del MAGNA y otras actividades geológicas.
- Propiciar el conocimiento y conservación de la Naturaleza.
- Proporcionar material didáctico para la enseñanza.
- Fomentar la investigación de enclaves de interés geológico, lo que conlleva un mayor conocimiento de nuestra geología.

Uno de los objetivos de la realización de este inventario, es el establecimiento de una red de estaciones susceptible de organizar en itinerarios, que permitan reconocer las características de cada región geológica.

7.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DE LOS P.I.G.

Teniendo en cuenta las características generales de la hoja, además de un conocimiento más amplio de la geología de la hoja por parte de los técnicos que han participado en su elaboración, se ha establecido una selección de posibles P.I.G., siempre usando un método directo de subjetividad aceptado por todos (CLAVER, L. *et al.*, 1984).

Para cada P.I.G. se ha confeccionado una ficha resumen que facilita su lectura, esta ficha se completa con descripciones más detalladas del punto, así como de fotografías y/o diapositivas. Todo este material se ha agrupado adjuntándose con la documentación complementaria de la hoja.

8. BIBLIOGRAFÍA

- ALBÉNIZ, M.A. Y BRELL, J.M. (1977). "Un ejemplo de discordancias internas en la serie sintectónica de la Sierra de Altomira". *Estudios geol.*, 33, 131-139.
- ALBERDI, M.T., HOYOS, M., JUNCO, F., LÓPEZ MARTÍNEZ, N., MORALES, I., SESE, C. Y SORIA, D. (1983). "Biostratigraphic et evolution sedimentaire de l'aire de Madrid". *Abstract Interim Coll. on Mediterranean. Neogene Continental Paleoclimatic Evolution. Montpellier, Abril*: 18-23.
- ALÍA, M.; PORTERO, J. M. Y MANTÍN, C. (1973). "Evolución geotectónica de la región de Ocaña (Toledo), durante el Neógeno y Cuaternario". *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol)*, 71: 9-20.
- ÁLVARO, M., CAPOTE, R. Y VEGAS, R. (1979). "Un modelo de evolución geotectónica para la cadena ceitibérica". *Libro Hom. Prof. Solé Sabarís. Acta Geol. Hispánica*, 14: 172-177.
- ANTUNES, M.T., CALVO, J.P., HOYOS, M., MORALES, S., ORDÓÑEZ, S., PAÍS, J. Y SESE, C. (1987). "Ensayo de correlación entre el Neógeno de las áreas de Madrid y Lisboa (Cuencas Alta y Baja del río Tajo)". *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 73: 85- 102.
- ARANDILLA, *et al.* (1976). "Memoria y mapa geológico a escala 1: 50.000, Hoja nº 659, (LILLO)". *2ª serie, IGME, Madrid*.
- ARRIBAS, M.E. (1985). "Sedimentología y diagénesis de las facies carbonáticas del Paleógeno del Sector NW de la Cuenca del Tajo". *Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid*. 444 p.
- CALVO, J.P., ALONSO, A.M. Y GARCÍA DEL CURA, M.A. (1986). "Depositional sedimentary controis on sepiolite occurrence in Paracuellos de Jarama, Madrid Basin". *Geogaceta*, 1: 25-28.
- CALVO, J.P., JONES, B.F., BUSTILLO, M., PORT, R., ALONSO, A.M. Y KENDALL, C. (1990). "Sedimentology and geochemistry of carbonates from lacustrine sequences in the Madrid Basin, Central Spain". *Applied Geochemistry (en prensa)*.
- CALVO, J.P.; DE VICENTE, G. Y ALONSO ZARZA, A.M. (1991). "Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la cuenca de Madrid durante el Mioceño". *Com. del I cong. del Grupo Español del Terciario*, 55-58.
- CAPOTE, R. Y CARRO, S. (1968). "Existencia de una Red Fluvial Intramiocena en la Cuenca del Tajo". *Estud. Geol*, 26: 1-15.
- CAPOTE, R. Y CARRO, S. (1970). "Contribución al conocimiento de la región NE de la Sierra de Altomira (Guadalajara)". *Estudios Geol.*, 26, 1-15.

- CAPOTE, R. Y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1978). "La tectónica postmiocena del sector central de la Depresión del Tajo". *Bol. Geol. y Min.*, 89, 114-122.
- CLAVER, L., AGUILLO, M., ARAMBURU, M.P., AYUSO, E., BLANCO, A., CALATAYUD, I., CEÑAL, M.A., CIFUENTES, R., ESCRIBANO, R., FRANCES, E., GLARIS, G., GONZÁLEZ, S., LACOMA, E., MUÑOZ, C., ORTEGA, C., OTERO, S., RAMOS, A. Y SAIZ DE OMEÑACA, M.G. (1984). "Guía para la elaboración de estudio del medio físico. Contenido y metodología". *Manuales CEOTMA nº 3, MOPU, Madrid*, 572 pp.
- CRUSAFONT, M. Y AGUIRRE, E. (1973). "El Arenoso (Carrascosa del Campo, Cuenca): primera fauna española del Estampiense superior". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 71, 21-28.
- DAAMS, R., FREUDENTHAL, M., LACOMBA, J.I. Y ÁLVAREZ, M.A. (1989). "Upper Oligocene micromammals from Pareja, Loranca Basin, prov. Guadalajara, Spain". *Scripta Geol.*, 89, 27-56.
- DE VICENTE, G. (1988). "Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid*. 317 p.
- DE VICENTE, G., GONZÁLEZ CASADO, J.M., MUÑOZ MARTÍN, A., GINER, J. Y RODRÍGUEZ PASCUA, M.A. (1996 a). C1. "Structure and Tertiary evolution of the Madrid basin". En: *Tertiary Basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics* (Friend, P. F. and Dabrio, C. J., eds), Cambridge University Press, 263-267.
- DE VICENTE, G., CALVO SORANDO, J.P. Y MUÑOZ MARTÍN, A. (1996 b). C2. "Neogene tectono-sedimentary review of the Madrid Basin". En: *Tertiary Basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics*, (Friend, P. F. and Dabrio, C. J., eds), Cambridge University Press, 268-271.
- DE VICENTE, G., GINER J.L., MUÑOZ MARTÍN, A., GONZÁLEZ CASADO, J.M. Y LINDO, R. (1996 c). "Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, central Spain". *Tectonophysics*, 266, 405-424.
- DÍAZ MOLINA, M. (1974). "Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca)". *Estudios Geológicos*, 30, 63-67.
- DGOH-IGME (1988): "Delimitación de las Unidades Hidrogeológicas del Territorio Peninsular e Islas Baleares y síntesis de sus características: 02 Cuenca del Tajo. Estudio 07/88. Memoria, planos y fichas". *Inédito*.
- FERNÁNDEZ CALVO, C. (1981). "Sedimentación y diagénesis del Cretácico Superior de la Mancha". *Tesis Doctoral. FAC. Ciencias, Univ. Complutense, Madrid*. 297 págs.
- GARCÍA ABBAD, F. (1978). "Implicaciones geomorfológicas de la estratigrafía de los enlaces meridionales Altomira-Ibérica". *Estudios Geol.*, 34, 215-229.

- GARCÍA DE PEDRAZA, L. Y REJIA GARRIDO, A. (1994): "Tiempo y Clima en España. Meteorología de las Autonomías". *Ed. Dossat 2000, Madrid. 410 pp.*
- GIL PEÑA, I.; MONTES SANTIAGO, M.J.; RUBIO PASCUAL, F. (2015). "Mapa y memoria explicativa de la Hoja 688 (Quintanar de la Orden) del Mapa Geológico de España a E. 1: 50.000. 2ª Serie (MAGNA)2. IGME.
- GINER, J.L. (1996). "Análisis neotectónico y sismotectónico en la parte centro-oriental de la cuenca del Tajo". *Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 250 pp.*
- GLADFELTER, B. (1975). "Meseta and Campiña landforms in Central Spain". *The Univ. of Chicago Dept. of Geography. Research paper. 30: 3-204.*
- GUIMERÁ, J. Y ÁLVARO, M. (1990). "Structure et evolution de la compression alpine dans la Chaîne ibérique et la chaîne Cotière catalane (Espagne)". *Bull. Soc. Geol. de France, 2, 339-348.*
- HERNÁNDEZ SAMANIEGO, A.; DEL OLMO ZAMORA, P. (1976). "Mapa y memoria explicativa de la Hoja 632 (Horcajo de Santiago) del Mapa Geológico de España a E. 1: 50.000. 2ª Serie (MAGNA)". *IGME.*
- HERRAIZ, M., DE VICENTE, G., LINDO-ÑAUPARI, R., GINER, J., SIMÓN, J.L., GONZÁLEZ-CASADO, J.M., VADILLO, O., RODRÍGUEZ-PASCUA, M.A., CICUÉNDEZ, J.I., CASAS, A., CABAÑAS, L., RINCÓN, P., CORTÉS, A. L., RAMÍREZ, M. Y LUCINI, M. (2000). "The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula". *Tectonics*, vol. 19, nº 4, 762-786.
- IGME (1980): "Investigación Hidrogeológica de la Cuenca Alta y Media del Guadiana. Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas". *Colección Informe. Servicio de Publicaciones del MINER, Madrid. 66 pp. y 1 plano.*
- IGME (1981): "Investigación Hidrogeológica de la Cuenca del Tajo. Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas". *Colección Informe. Servicio de Publicaciones del MINER, Madrid. 72 pp. y 19 planos.*
- IGME (1983): "Evolución piezométrica de los acuíferos en la Cuenca Alta del Guadiana. Análisis del periodo 1974-81. Primer informe". *Colección Informe. Servicio de Publicaciones del MINER, Madrid.*
- ITGE (1991): "Mapa Hidrogeológico de España a E. 1:200.000. Hoja nº 54 (Campo de Criptana)". *Segunda edición.*
- ITGE (1992): "Capítulos IX (Cuenca del Tajo) y X (Cuenca del Guadiana)". En: *"Las Aguas Subterráneas en España". Informe de Síntesis. Segunda edición, pp. 217-253.*

- ITGE (1996): "Calidad química de las aguas subterráneas en España, periodo 1982-1993". *Cuenca del Guadiana*. 64 pp y 7 planos.
- JUNCO, F. Y CALVO, J.P. (1983). "Cuenca de Madrid". *Geología de España, II*. IGME: 534-543.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, N., AGUSTÍ, J., CABRERA, L., CALVO, J.P., CIVIS, J., CORROCHANO, A., DAAMS, R, DÍAZ, M., ELIZAGA, E., HOYOS, M., MARTÍNEZ, J., MORALES, J, PORTERO. M., ROBLES, F., SANTISTEBAN, C. Y TORRES, T. (1987). "Approach to the spanish continental neogene. Synthesis and paleoclimatic interpretation". *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici*, 70: 383-391.
- MAPA (1988A): "Caracterización agroclimática de la provincia de Ciudad Real". *Dirección General de la Producción Agraria*, 197 pp.
- MAPA (1988B): "Caracterización agroclimática de la provincia de Cuenca". *Dirección General de la Producción Agraria*, 199 pp.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1980). "Las grandes estructuras neotectónicas de la cuenca cenozoica de Madrid". *Estudios Geol.*, 36, 247-253.
- MOLINA, E. (1975). "Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real)". *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 3: 7-106.
- MONTES M., BEAMUD B., GARCÉS M. Y CALVO, J.P. (2006). "Magnetoestratigrafía de las unidades Inferior e Intermedia de la cuenca de Madrid". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19 (3-4): 281-298.
- MUÑOZ DEL REAL, J.L.; LENDÍNEZ GONZÁLEZ, A.; PORTERO GARCÍA, J.M.; DEL OLMO ZAMORA, P. (1998). "Mapa y memoria explicativa de la Hoja 585 (Almonacid de Zorita) del Mapa Geológico de España a E. 1: 50.000. 2ª Serie (MAGNA)". *ITGE*.
- MUÑOZ MARTÍN, A. (1994). "Campos de esfuerzos alpinos y reactivación de fallas en el sector de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica". *Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid*, 123 pp.
- MUÑOZ MARTÍN, A. (1997). "Evolución Geodinámica del borde oriental de la cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad". *Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid*, 331 pp.
- MUÑOZ MARTÍN, A. (1997). "Evolución Geodinámica del borde oriental de la cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad". *Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid*, 331 pp.
- MUÑOZ MARTÍN, A. Y DE VICENTE, G. (1998). "Origen y relación entre las deformaciones y esfuerzos alpinos de la zona Centro-Oriental de la Península Ibérica". *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (1-2): 57-70.

- MUÑOZ MARTÍN, A., DE VICENTE, G. Y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1994). "Análisis tensorial de la deformación superpuesta en el límite oriental de la Cuenca de Madrid". *Cuad. del Lab. Xeol. de Laxe*, 19, 203-214.
- ORDÓÑEZ, S., FONTES, J. Y GARCÍA DEL CURA, M. (1987). "Estudio isotópico de la paragénesis sulfatada sódica, calcosódica y cálcica de la Unidad Salina de la Cuenca de Madrid". *Soria, II Congr. Geoquim.* p. 95-98.
- ORDÓÑEZ, S., FONTES, J. Y GARCÍA DEL CURA, M. (1983). "Contribución al conocimiento de la sedimentogénesis evaporítica en las cuencas neógenas de Madrid y del Duero en base a datos isotópicos estables (a¹³C, δ^{13} C)" "OyPS". *XCong. Nacional de Sedimentología. Menorca. Sept. 1983.* Comunicaciones: 49- 52.
- PAPADAKIS, J. (1966): "Climates of the world and their agricultural potentialities". *Ed. por el autor, Buenos Aires.*
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1982). "Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega". *Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid.* 94 pp.
- PERUCHA, M.A., MUÑOZ MARTÍN, A., TEJERO, R. Y BERGAMÍN, J.F. (1995). "Estudio de la transversal entre la Cuenca de Madrid y la Cordillera Ibérica a partir de datos estructurales, sísmicos y gravimétricos". *Geogaceta*, 18, 15-18.
- PORTERO, J.M., RAMÍREZ MERINO, J.L. Y ANCOCHEA, E. (1988). "Mapa Geológico de España a E. 1:50.000. Hoja nº 784 (Ciudad Real)". *I.T.G.E.*
- QUEROL, R. (1989). "Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo". *E.T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid*, 48 pp.
- RICHTER, G. Y TEICHMULLER, R. (1933). "Die Entwicklung der keltiberischen Ketten". *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math-Phys. III, 7, 118 pp. (Beitr. Geol. West Medit., 9-11).*
- RODRÍGUEZ GARCÍA, J. Y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1999). "Clasificación geomorfológica de los humedales y fondos endorreicos de La Mancha centro-occidental". *Geogaceta*, 26: 83-86.
- SÁNCHEZ SORIA, P. (1973). "Estudio Geológico de la Sierra de Altomira (entre Paredes y Belmonte)". *Tesis Doctoral Univ. Complutense*, 297 pp.
- SÁNCHEZ SORIA, P. (1974). "Síntesis del Cretácico de la Sierra de Altomira". *Actas I Symposium Cretácico Cordillera Ibérica. Cuenca.* Pp. 155-167.
- SÁNCHEZ SORIA, P. Y PIGNATELLI GARCÍA, R. (1967). "Notas geológicas de la Sierra de Altomira (Cuenca-Guadalajara)". *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 65, 231-240.

- SANZ, E.; CALVO, J.P. Y ORDÓÑEZ, S. (1992). "Litoestratigrafía y sedimentología del Neógeno en el sector Sur de la cuenca de Madrid (Mesa de Ocaña)". *III Congreso Geológico de España, Salamanca, Actas*, Tomo 1: 212-216.
- SANZ, E., SESÉ, C. Y CALVO, J.P. (1992): "Primer hallazgo de micromamíferos de edad Turoliense en la cuenca de Madrid". *Estudios Geol.*, 48: 171-178.
- SANZ, E.; RODRÍGUEZ, J.P.; CALVO, J.P. Y ORDÓÑEZ, S. (1994). "Tertiary detritical gypsum in the Madrid basin, (Spain): Criteria for interpreting detritical gypsum in continental evaporitic sequences". *Sedimentology and Geochemistry on Modern and Ancient Saline Lakes, SEMP Special Publ. N° 50*.
- SCHWENZNER, J. (1936). Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes. *Geographische Abhandlungen*. 3ª Serie, X: 1-128.
- UCHUPI, E. (1988). "The Mesozoic-Cenozoic geologic evolution of Iberia, a tectonic link between Africa and Europe". *Rev. Soc. Geol. España* 1 (3-4) 257-294.
- VAN WESS, J.D. (1994). "Tectonic modelling of basin deformation and inversion dynamics". *Thesis Vrije Universiteit, Amsterdam*, 164 pp.
- VAUDOUR, J. (1979). *La région de Madrid, altérations, sols et paléosols*. Ed.Ophrys. 390 p.
- VILAS L.; MAS, R. GARCÍA, R.; ARIAS, C. ALONSO, A.; MELÉNDEZ, N. Y RINCÓN, R. 1982. "Iberica Suroccidental en el Cretácico de España". *Univ. Complutense Madrid*, pp. 457-514.
- WARBURTON, J, Y ÁLVAREZ, C. (1989). "A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System". En: *Asociacion de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo, ed., Libro Homenaje a Rafael Soler. Madrid*, pp. 147-155.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGÍA