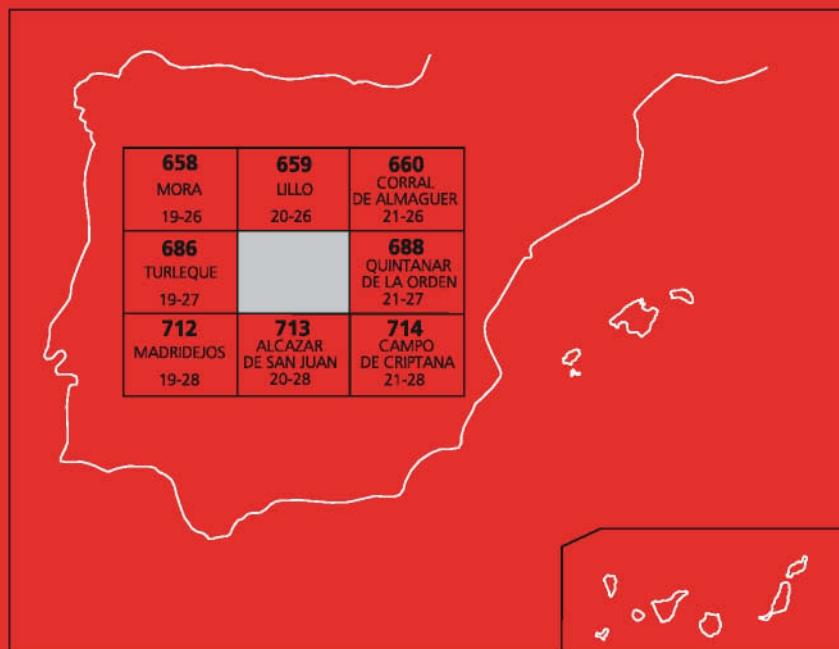




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



VILLACAÑAS

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

VILLACAÑAS

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: 978-84-7840-969-3
Depósito legal: M-23033-2015

Impresión: Cianoplan, S. L.

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de Villacañas (687) 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:

F.J. Rubio Pascual (IGME)
M.J. Montes Santiago (IGME)
G. Portero Urroz (CGS)

Mapa Geomorfológico:

F.J. Rubio Pascual (IGME)

Memoria:

Estratigrafía: M.J. Montes Santiago (IGME), F.J. Rubio Pascual (IGME)
Estructura y Tectónica: F.J. Rubio Pascual (IGME)
Geomorfología: F.J. Rubio Pascual (IGME)
Petrología: 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)
Sedimentología: M.J. Montes Santiago (IGME)
Petrografía: M.J. Montes Santiago (ITGE), F.J. Rubio Pascual (IGME)
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	10
2. ESTRATIGRAFÍA	13
2.1. PALEOZOICO	13
2.1.1. Cámbrico	13
2.1.1.1. Limolitas y pizarras verdes (3). Serie verde. Cámbrico Inferior a Medio	13
2.1.2. Ordovícico	13
2.1.2.1. Areniscas, pizarras y cuarcitas grises a violáceas (4). Serie púrpura. Tremadoc	14
2.1.2.2. Cuarcitas blancas (5). Cuarcita Armoricana. Arenig	15
2.1.2.3. Areniscas y pizarras grises (6). Fm Alternancias de Pochico. Arenig	15
2.1.2.4. Pizarras verdes oscuras (7). Fm Pizarras de Río. Llanvirn	15
2.2. MESOZOICO	16
2.2.1. Triásico	16
2.2.1.1. Conglomerados cuarcíticos y limolitas rojas (8). Buntsandstein	17
2.2.1.2. Areniscas, conglomerados y dolomías arenosas beiges (9). Muschelkalk?	17
2.2.1.3. Lutitas rojas y verdes (10). Dolomías amarillas (10a). Keuper	18
2.2.1.4. Areniscas y lutitas rojas (11). Keuper	19
2.2.1.5. Arcillas rojas con yesos (12). Areniscas y conglomerados. (12a). Keuper	19
2.2.2. Cretácico	20
2.2.2.1. Conglomerados, areniscas y lutitas (13). Fm Arenas de Utrillas. Albiense-Cenomaniense	20
2.2.2.2. Calizas con cantos, calizas y margocalizas blancas (14). Cenomaniense	22
2.2.2.3. Margas rojizas y anaranjadas (15). Cenomaniense superior-Turonense	23

2.3. CENOZOICO	23
2.3.1. Paleógeno	23
2.3.1.1. Areniscas grises y amarillentas (16). Unidad Detritica Inferior. Eoceno superior-Oligoceno inferior?	24
2.3.2. Paleógeno-Neógeno	24
2.3.2.1. Conglomerados silíceos (17). Unidad Detritica Superior. Oligoceno superior-Mioceno inferior (Ageniense)?	24
2.3.3. Neógeno. Mioceno y Plioceno de la Cuenca de Madrid	25
2.3.3.1. Mioceno. Unidad Intermedia	26
2.3.3.1.1. Brechas cuarcíticas y arcillas rojas (18). Aragoniense-Vallesiense	27
2.3.3.1.2. Areniscas y limos anaranjados con cantos y bloques (19). Aragoniense medio	27
2.3.3.1.3. Limos, arenas y gravas (20). Paleosuelo carbonatado (20a). Aragoniense medio	28
2.3.3.1.4. Margas verdes, margocalizas y yesoarenitas (21). Aragoniense medio-superior	29
2.3.3.1.5. Conglomerados polimíticos anaranjados, areniscas y limos rojos (22). Aragoniense-Vallesiense	30
2.3.3.1.6. Margas y margocalizas blancas (23). Aragoniense medio-superior	31
2.3.3.1.7. Calizas micríticas beige (24). Aragoniense-superior	31
2.3.3.1.8. Limos rojos y arenas (25). Margas, lutitas rojas y limos rojos con yeso (25a). Aragoniense superior-Vallesiense	32
2.3.3.2. Mioceno. Unidad Superior	33
2.3.3.2.1. Microconglomerados y areniscas cuarcíticas (26). Turoliense superior-Rusciniense	34
2.3.3.2.2. Margas blancas con niveles de margocalizas (27). Turoliense superior-Rusciniense	35
2.3.3.2.3. Calizas micríticas y margas blancas (28). Calizas del Páramo. Turoliense superior-Rusciniense	35
2.3.3.3. Plioceno	36
2.3.3.3.1. Caliche y limos amarillentos (29). Plioceno superior (Villafranquense)	36
2.3.4. Cuaternario	37
2.3.4.1. Limos, arenas, gravas y costras carbonatadas (30). Glacis. Pleistoceno inferior	37
2.3.4.2. Gravas y arenas (31). Terrazas. Pleistoceno inferior	37

2.3.4.3. Gravas y arenas (32). Terrazas. Pleistoceno medio	38
2.3.4.4. Gravas y arenas (33). Terrazas. Pleistoceno superior	38
2.3.4.5. Limos rojos (34). Fondos de dolina. Pleistoceno superior-Holoceno	38
2.3.4.6. Arenas, limos y gravas (35). Conos de deyección. Pleistoceno superior-Holoceno	39
2.3.4.7. Limos negros y yesos blancos (36). Llanura de inundación. Holoceno	39
2.3.4.8. Limos negros (37). Fondos endorreicos. Holoceno	39
2.3.4.9. Arenas y limos pardos con cantos (38). Fondo de valle. Holoceno	39
3. TECTÓNICA	40
3.1. TECTÓNICA PREHERCÍNICA	40
3.2. TECTÓNICA HERCÍNICA	40
3.3. TECTÓNICA ALPINA	41
4. GEOMORFOLOGÍA	43
4.1. ANÁLISIS MORFOGRÁFICO	43
4.1.1. Estudio Morfoestructural	43
4.1.2. Estudio del Modelado	43
4.1.2.1. Formas estructurales	44
4.1.2.2. Formas de ladera	44
4.1.2.3. Formas fluviales	45
4.1.2.4. Formas poligénicas	45
4.1.2.5. Formas endorreicas	46
4.1.2.6. Formas kársticas	46
4.1.2.7. Formas antrópicas	47
4.2. EVOLUCIÓN DINÁMICA	47
4.3. PROCESOS ACTUALES	47
5. PETROLOGÍA	49
5.1. ROCAS FILONIANAS	49
5.1.1. Pórfidos (1)	49
5.2. ROCAS ÍGNEAS	49
5.2.1. Granitos biotíticos porfídicos (2). Granito de Madridejos	49
5.3. METAMORFISMO	50
5.3.1. Metamorfismo regional hercínico	50
5.3.2. Metamorfismo de contacto	50
6. HISTORIA GEOLÓGICA	52

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	55
7.1. HIDROGEOLOGÍA	55
7.1.1. Características climatológicas	56
7.1.2. Hidrología superficial	59
7.1.3. Características hidrogeológicas	60
7.1.3.1. Unidad Hidrogeológica 04.02 Lillo - Quintanar	63
7.1.3.2. Unidad Hidrogeológica 04.03 Consuegra - Villacañas	66
7.2. RECURSOS MINERALES	72
7.2.1. Rocas y Minerales Industriales	72
8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO (P.I.G.)	74
8.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DE LOS P.I.G.	74
9. BIBLIOGRAFÍA	75

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Villacañas (687), se sitúa en la Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha, íntegramente dentro de la provincia de Toledo. Fisiográficamente, la Hoja se encuentra en el límite septentrional de la Llanura manchega, donde las estribaciones más orientales de los montes de Toledo la separan de la cuenca de Madrid. Los límites entre ambas cuencas cenozoicas son difusos, ya que las alineaciones de sierras cuarcíticas de Montes de Toledo sólo están representadas en esta zona por "cabezos" y pequeñas sierras aisladas, emergidas como relieves residuales de las planicies circundantes y que no constituyen una alineación continua.

La altitud media de la Hoja es de unos 690 m. La mayor altura está representada por los 878 m del vértice Romeral, en la sierra del mismo nombre, mientras que el resto de los relieves paleozoicos presentan cimas más bajas, la mayoría entre los 725 y los 810 m. Las planicies presentan cotas desde 705 m al norte a 670 m de media al sur de la Hoja, donde la incisión fluvial ofrece las cotas mínimas, con algo menos de 640 m en el río Cigüela. Este río es el principal colector de la Hoja, discurrendo de NE a SO por su esquina suroriental. Apenas menos importante en cuanto a caudal es el Riánsares, su principal afluente en la zona y que con dirección N-S hace confluir sus aguas en la zona endorreica de la laguna del Taray. Otras zonas endorreicas presentes en la Hoja, rasgo fisiográfico característico de la región manchega, son las lagunas de La Albardiosa, Laguna Larga, Tirez, Peña Hueca y Laguna Grande, todas ellas de carácter permanente o semipermanente y de tamaño superior a 1 km².

La zona presenta un clima mediterráneo de tendencia continental, con temperaturas medias anuales desde algo más de 14°C al NO de la Hoja a ligeramente inferiores a 13°C al SE, donde el clima pasa a ser de tendencia templada. Las precipitaciones, escasas y estacionales, presentan unos valores medios de alrededor de 400 mm anuales.

La población se encuentra concentrada en tres poblaciones de relativa importancia situados en la mitad oriental de la Hoja. El más importante es Villacañas, relevante núcleo industrial y comercial de la zona. Les siguen en importancia La Puebla de Don Fadrique y Quero. Dichas poblaciones se sitúan próximas entre sí y entre ellas existen buenas comunicaciones por carretera, que poseen una configuración radial, siendo el centro de dicha red, Villacañas. La carencia de vías revestidas donde no existen núcleos importantes de población, se suple con una buena infraestructura 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 los trabajos geológicos, 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 habitualmente 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 las vides podadas, y por consiguiente libres 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

Desde el punto de vista geológico los materiales más antiguos existentes en la región pertenecen a la Zona Centro-Ibérica (ZCI; JULIVERT, M. *et al.*, 1977), y constituyen una serie de sedimentos pelítico-grauváckicos de edad cámbrica inferior sobre los que se disponen de forma discordante formaciones ordovícicas de carácter detrítico. Este carácter discordante de las series ordovícicas sobre el yacente ya fue descrito por LOTZE, F. (1956 y 1961), atribuyéndola a una fase "Toledánica" y proponiendo además, la existencia de otra discordancia ("Ibérica") dentro del Ordovícico inferior. CAPOTE, R. y HERNÁNDEZ (1971) y ROIZ, J.M. (1979) coinciden en señalar estas dos discordancias en las zonas orientales de Montes de Toledo y Sierra Morena, mientras que SAN JOSE, M.A. (1969); BOUYX, E. (1970); APARICIO, A. (1971); TAMAIN, G. (1972); MARTÍN ESCORZA, C. (1975 y 1977) y MORENO, F. (1977) únicamente reconocen la existencia de una discordancia "Sárdica" a la base de las series cuarcíticas ordovícicas.

Estructuralmente, estas estribaciones de los Montes de Toledo se encuentran en el Dominio de Pliegues Verticales (DÍEZ BALDA, M.A. *et al.*, 1990) de la ZCI. Los materiales, aparte de las posibles deformaciones sárdicas, están afectados por la orogenia hercínica, que los plegó en el transcurso de dos fases principales y bajo condiciones metamórficas de bajo grado. Estas dos fases de plegamiento, una primera que genera estructuras E-O y otra posterior más norteada, fueron ya definidas por APARICIO, A. (1971). Esta secuencia de deformaciones ha sido mantenida por trabajos posteriores (MORENO, F., 1977; VEGAS, R. y ROIZ, J.M., 1979; LEÓN GÓMEZ, C. *et al.*, 1981; MONTESERIN, V., 1984a, 1984b, 1984c; NOZAL, F., 1981, 1984a, 1984b, 1984c; JULIVERT, M. *et al.*, 1983; MORENO, F. y GÓMEZ, V., 1985; MARTÍN SERRANO, A., 1986; NOZAL, F. y MARTÍN SERRANO, A., 1988; MORENO, F. *et al.*, 1988). Durante las fases tardías se produjo la intrusión de masas de granitoides en condiciones epizónales (Plutón de Madridejos), acompañada de metamorfismo de contacto. Esta manifestación ígnea es correlacionable con la alineación plutónica de Mora-Gálvez o Mora-Las Ventas. El plutonismo externo al núcleo migmatítico del "macizo cristalino de Toledo", sus características petrológicas y sus efectos térmicos fueron ya estudiados por APARICIO, A. (1971) y posteriormente con más detalle por ANDONAEGUI, P. (1990, 1992). Su geocronología ha sido abordada en ANDONAEGUI, P. e IBARROLA, E. (1987), que datan su intrusión como del Namuriense.

Del Mesozoico se reconocen varias unidades del Triásico y Cretácico Superior adosadas a las rocas paleozoicas anteriormente mencionadas. Dichos materiales poseen una configuración estructural simple y pertenecen al antepaís ligeramente plegado de la Cordillera Ibérica, de

cuyos pliegues alpinos existe una buena representación en la vecina Hoja oriental de Quintanar de la Orden (688).

La mayor parte de los materiales aflorantes en la Hoja pertenecen al Cenozoico. Dichos materiales se depositaron dentro del ámbito geológico 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 (ALÍA, M., 1960; MARTÍN ESCORZA, C., 1980; QUEROL, R., 1989; PORTERO, J.M. y AZNAR, J.M., 1984). 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, J.M., 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".

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., 1986; 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 varisico 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 Cenozoico (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 Turolense, 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 período (LÓPEZ MARTÍNEZ, N. *et al.*, 1987).

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. PALEOZOICO

Los materiales paleozoicos afloran pobemente en la Hoja de Villacañas. La edad de los materiales aflorantes abarca desde el Cámbrico Inferior al Ordovícico Inferior. Los principales relieves están sustentados por cuarcitas arenigenses (cuarcita armoricana), mientras que los tramos más blandos están a menudo cubiertos. Los primeros trabajos de ámbito regional sobre la estratigrafía del paleozoico se inician con PRADO, C. (1855) y VERNEUIL, E. y BARRANDE, J. (1856), quienes identifican la presencia de materiales paleontológicamente adscribibles al Cámbrico en la zona. La primera diferenciación en el área entre Cámbrico y Ordovícico se debe a HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1912). Durante las décadas de los años 50 y 60 son principalmente autores alemanes los que desarrollan la investigación en el área (MACHENS, E., 1955; MERTEN, R., 1955; WEGGEN, K., 1955 y 1956) recogidos en WALTER, R. et al. (1977), que establecen la sucesión estratigráfica del Cámbrico en el área; LOTZE, F. (1956 y 1961), que describe tres conjuntos sedimentarios diferentes dentro del Cambro-Ordovícico separados por dos discordancias que relaciona con dos fases de deformación: "Toledánica" e "Ibérica"; mientras que SAN JOSE, M.A. (1969); BOUYX, E. (1970); APARICIO, A. (1971); TAMAIN, G. (1972); MARTÍN ESCORZA, C. (1975 y 1977), MORENO, F. et al. (1976) y MORENO, F. (1977) únicamente reconocen la existencia de la inferior, correlacionable con una deformación "Sárdica" y situada a la base de las series cuarcíticas ordovícicas.

2.1.1. Cámbrico

2.1.1.1. *Limolitas y pizarras verdes (3). Serie verde. Cámbrico Inferior a Medio*

Unos posibles materiales del Cámbrico Inferior afloran puntualmente al O de Villacañas, en la intersección de dos ejes anticlinales, el anticlinorio de Los Torneros - Rebollarejo - Villacañas, de 1^a fase Varisca y el anticlinal del Romeral, de tercera fase de deformación Varisca.

En el campo aparecen como una alternancia milimétrica a centimétrica de limos y pizarras verdes a grises, con estratificación "linsen" y "convolute lamination" y fuertemente disturbados, representando facies perimareales con secuencias de somerización. Su base no llega a aflorar y su techo, probablemente la discordancia basal del Ordovícico, aparece cubierto en el único punto de afloramiento dentro de la Hoja. La Serie Verde del Cámbrico Inferior-Medio fue definida por APARICIO, A. (1971), señalando su correspondencia lateral con los niveles carbonatados de las Calizas de Urda, en donde se han encontrado faunas de arqueociatos y trilobites de esta edad.

2.1.2. Ordovícico

2.1.2.1. *Areniscas, pizarras y cuarcitas grises a violáceas (4). Serie púrpura. Tremadoc*

Corresponden a las "Capas intermedias" de LOTZE, F. (1956), "Niveau rouge" de BOUYX, E. (1970), "Formación de base" de TAMAIN, G. (1972) o "Serie roja basal" de GUTIÉRREZ

MARCO, J.C. et al., (1990). Inmediatamente por encima de las limolitas y pizarras de la Serie Verde se sitúa una alternancia métrica de areniscas blancas compactas de grano grueso, pizarras grises con frecuente bioturbación y cuarcitas grises fuertemente teñidas de óxidos de hierro que les proporcionan unos característicos tonos violáceos en el campo. Las areniscas blancas y las cuarcitas se ordenan en bancos de 30 cm a 2 m, frecuentemente en torno a los 0,7 m. Presentan estratificación cruzada planar y de surco de amplia escala, y al menos en el caso de las areniscas, además laminación horizontal y de "ripples" de oscilación hacia el techo de los cuerpos. Intercaladas, aparecen pizarras grises y violáceas. Más raramente (Venta de Pando y cerro Conde) aparecen intercalados tramos decimétricos de areniscas rojas tableadas, con laminación horizontal. Las areniscas de grano grueso son más abundantes en los niveles inferiores de la serie, sin embargo no se han podido localizar los niveles conglomeráticos que caracterizan la base de esta formación, en parte por la pobreza de afloramientos, generalmente laderas cubiertas de coluviones. Las barras de cuarcitas se hacen más potentes hacia el techo de la unidad, donde característicamente afloran como dos pequeños crestones separados por un tramo blando pizarroso.

El espesor de la serie es regionalmente muy variable. En áreas próximas (Hoja de Las Guadalerzas) oscila alrededor de los 400 m (LEÓN GÓMEZ, C. et al., 1981) y en Los Yébenes (MORENO, F. et al., 1988) es de unos 375 m. En la Hoja de Villacañas su espesor aproximado está entre los 500 y 600 m.

Han sido interpretados como depósitos de plataforma marina somera, lutítica a siliciclastica, y sujeta a la actuación de grandes tormentas.

En cuanto a su edad, los primeros autores la consideraron del Cámbrico. APARICIO, A. (1971) considera que su techo puede ser ya de edad Tremadoc, edad que confirma MORENO, F. et al. (1976) en base a la asociación de icnofósiles *Cruziana furcifera* y *C. goldfussi*, junto a restos de *C. rugosa* en sus tramos altos, que darían ya una edad arenigense.

2.1.2.2. Cuarcitas blancas (5). Cuarcita Armoricana. Arenig

El contacto sobre la serie infrayacente es de tipo normal, apoyándose las barras de ortocuarcitas blancas de la armoricana sobre las cuarcitas grises y violáceas o las pizarras grises del Tremadoc. Afloran dando los principales relieves de la Hoja. Se trata de cuarcitas blancas a rosadas en bancos gruesos.

En la Sierra del Romeral y en el Monte de Borregas las capas se acuñan hacia el O y el N, dando morfologías de barras progradantes hacia el oeste.

En la Sierra del Romeral se distingue un primer tramo de unos 150 m formado por cuarcitas blancas con apariencia masiva a la base (80 m) en los que a veces se distinguen bancos con estratificación cruzada de surco y laminación paralela a techo, con "parting lineation" y moldes de cubos de pirita milimétricos. Siguen unos 30 m de cuarcitas rosadas semicubiertas y 40 metros de cuarcitas blancas con laminaciones de surco, paralelas y de "ripples". Por

encima de un tramo blando de 50 m donde afloran esporádicamente cuarcitas en bancos más delgados, se sitúan unos 60 m de cuarcitas blancas a rosadas en bancos gruesos hacia cuyo techo se distinguen estratificaciones cruzadas de gran escala.

Forman secuencias grano y estratocrecientes correspondientes a la migración de barras arenosas en un ambiente de plataforma siliciclástica somera dominada por corrientes mareales y con retoques de tormentas. Los espesores totales en la Hoja son del orden de los 350 m, en línea con los 300-400 m estimados por PORTERO, J.M. y DABRIO (1988) para el área de Montes de Toledo meridionales y Campos de Calatrava.

En cuanto a su edad, la presencia de icnofósiles de *Skolithus*, junto con *C. furcifera*, *C. goldfussi* y *C. rugosa* que constituye la asociación característica, corresponde a una edad arenigienne (TAMAIN, 1972; MORENO, C.J. et al., 1976).

2.1.2.3. Areniscas y pizarras grises (6). Fm Alternancias de Pochico. Arenig

Esta unidad corresponde a los "Estratos de Pochico" de TAMAIN, G. (1972), en concreto a su miembro inferior, las "Alternancias de Pochico", ya que el miembro superior, las "Arenas Amarillas de Pochico" no llega a aflorar en la Hoja de Villacañas, estando cubierto por los depósitos cenozoicos. Se trata de una alternancia de barras cuarcíticas blancas o grises de hasta 40 m de potencia, entre pizarras arenosas fuertemente rojizas. La unidad se apoya en tránsito normal sobre la cuarcita armoricana al N de la Sierra del Romeral. Las barras de cuarcitas afloran dando relieves en cuesta, espaciándose más y desapareciendo hacia arriba de la sucesión, en transición a las Pizarras de Río. Peor exposición presentan en el flanco oriental que discurre N-S desde el Romeral hacia el Monte de Borregas, donde la serie llega a aparecer tectónicamente invertida. Las cuarcitas forman bancos métricos con estratificación cruzada de surco que hacia arriba pasa a laminación horizontal, con el techo de los cuerpos retocados por "ripples" de oscilación. El techo no es visible en la Hoja, estimándose una potencia mínima de 100 m. Se interpretan como depósitos de barras arenosas en un ambiente de plataforma lutítica somera, dominada por acción mareal y de tormentas y sujetas a una paulatina profundización.

En cuanto a su edad, la asociación de *Cruziana furcifera*, *C. goldfussi* y *C. rugosa* indica una edad arenigienne (TAMAIN, G., 1972), quedando el límite con el Llanvirn dentro de la unidad pizarrosa suprayacente.

2.1.2.4. Pizarras verdes oscuras (7). Fm Pizarras de Río. Llanvirn

La Formación Pizarras o Esquistos de Río fue descrita por TAMAIN, G. (1972) en el área de Sierra Morena oriental. Equivale a las "Pizarras con *Calymene*" de REDLIN, K. (1956). En la presente Hoja afloran únicamente al N de Villacañas, semicubiertos por los depósitos cenozoicos. En los dos únicos asomos existentes se observan los restos de un perfil de alteración de tonos violáceos al que se superpone otro más anaranjado con un regolito y una superficie de erosión asociada que lo desmantela.

La roca fresca es una pizarra masiva de color verde oscuro a negro, con alguna pasada algo más limosa y abundantes moldes de cubos de pirita de tamaño hasta centimétrico. Al microscopio muestran gran cantidad de cloritas y biotitas detriticas, como granos redondeados que a veces se acumulan en lechos. El espesor de la formación no es medible en la Hoja, pero regionalmente se puede estimar en un mínimo de 300 metros. Los afloramientos visibles deben corresponder a la mitad inferior de la sucesión. Se interpretan como depósitos profundos, anóxicos, de un área distal de plataforma lutítica.

Se trata de una formación rica en contenido paleontológico, con braquiópodos, lamelibranquios, gasterópodos, cefalópodos y especialmente trilobites (*Placoparia sp.*, *Salterocoriphe sp.* y *Nesuretus sp.*) y graptolites. La parte baja de la unidad presenta regionalmente fauna con *Didymograptus bifidus*, *D. geminus* y *D. Murchisoni*, característica del Llanvirn, mientras que la desaparición de esta asociación dentro de los últimos metros de la unidad supone el paso al Llandeilo, probablemente no representado en esta Hoja.

2.2. MESOZOICO

El Mesozoico de la presente Hoja está representado por materiales del Triásico y Cretácico Superior, no habiéndose reconocido el Jurásico y el Cretácico Inferior. Sus afloramientos se concentran en el sector centro-meridional de la Hoja y en la esquina SE de la misma. A diferencia del Mesozoico observado en hojas adyacentes, no ofrece una complejidad estructural reseñable, encontrándose ligeramente buzantes hacia el E. Estos materiales, por tanto, no han sufrido directamente las deformaciones alpinas de la Cordillera Ibérica.

2.2.1. Triásico

Los materiales triásicos de la Hoja de Villacañas, afloran en dirección N-S, en la zona centro-meridional de la Hoja. En conjunto, se sitúan mediante discordancia angular sobre las unidades paleozoicas, previamente deformadas por la Orogenia Varisca y arrasadas durante los tiempos carboníferos y pérmicos.

Los afloramientos estudiados anteriormente más próximos a la Hoja de Villacañas, se sitúan en la zona de Alcázar de San Juan. El primero en citar el Triásico en la llanura manchega occidental fue CORTAZAR, D. (1878) en este último sector. Posteriormente, apenas aparecen en la bibliografía breves referencias hasta el trabajo de YÉBENES, A. et al. (1977), los cuales realizan un detallado estudio litoestratigráfico y sedimentológico de la sucesión triásica de Alcázar de San Juan, dividiéndola en siete unidades en las que pueden reconocerse una facies *Buntsandstein* dominante detritica, una facies *Muscheskalk* con intercalaciones dolomíticas y una facies *Keuper* con detriticos finos, carbonatados y evaporitas.

La potencia del Triásico oscila entre 135 y 180 m según dichos autores. En la región de Villanueva de la Fuente, ÁLVARO, M. et al. (1977) y en las Lagunas de Ruidera, DEFALQUE, G. (1976), describen facies asimiladas al Trías de Alcázar de San Juan. Hay que señalar que el

Triásico de la llanura manchega occidental presenta mayores similitudes con el del Prebético que con el de Cordillera Ibérica.

Para el estudio de los materiales triásicos de la presente Hoja, se han levantado los perfiles de Cañada y Tirez, ambos situados en el sector centro meridional de la Hoja.

2.2.1.1. Conglomerados cuarcíticos y *limolitas rojas* (8). *Buntsandstein*

Aflora en una estrecha franja orientada de N a S en el sector centro meridional de la Hoja, presentándose muy recubierto por materiales pliocenos, lo cual dificulta extraordinariamente las observaciones estratigráficas. Se apoya en inconformidad sobre el granito del plutón de Madridejos (2). Las facies atribuidas al *Muschelkalk* constituyen la unidad suprayacente.

Se ha estudiado en la columna de Cañada, donde las condiciones de afloramiento tan solo han permitido el registro de la parte superior de la unidad. El espesor deducido de los cortes geológicos oscila entre 80 y 100 m, potencia que está en sintonía con las citadas en otras áreas de La Mancha donde aparecen estos materiales (YÉBENES, A. et al. 1977).

Litológicamente en la columna de Cañada, se reconocen paquetes métricos de areniscas de grano grueso a fino de color rojo intenso, con bases suavemente canalizadas donde se observan "lags" de conglomerados y microconglomerados. Las estratificaciones cruzadas en surco y planar son abundantes, con una clara disminución del tamaño de grano hacia el techo. Entre los paleocanales detriticos, aparecen tramos cubiertos que, probablemente, corresponderían a tramos lutíticos entre los mismos. La composición de cantos mayoritaria es el cuarzo, aunque también pueden observarse granos subangulosos de feldespato potásico.

Estos depósitos se interpretan como sedimentados en un medio fluvial y por lo tanto continental. No obstante, en áreas adyacentes se apunta a una evolución en la vertical a facies de llanura lutítica próxima a la costa. En este sentido, YÉBENES, A. et al. (1977) citan en niveles equivalentes de la zona de Alcázar de San Juan, el hallazgo de fragmentos de dientes y osteodermos de reptiles marinos de tipo de los placodontos, lo cual confirmaría la edad triásica que se le atribuye a la unidad.

2.2.1.2. Areniscas, conglomerados y dolomías arenosas beiges (9). *Muschelkalk?*

Se sitúa en concordancia con la unidad anterior y en el mismo ámbito de afloramiento. Da lugar a un pequeño resalte en el terreno, sin embargo las condiciones de afloramiento no son excesivamente buenas.

Se ha estudiado en la serie de Cañada, donde se registran unos 20 m.

Consiste en un conjunto de paleocanales amalgamados con bases erosivas tapizadas de conglomerados cuyo tamaño máximo alcanza los 5 cm. La composición de cantos es

principalmente de cuarzo y cuarcita, aunque también se reconocen fragmentos de pizarras y esquistos. Los paleocanales poseen granoclasicación positiva y estratificación cruzada planar y en surco. Hacia techo de los paleocanales, la laminación paralela es la dominante, junto con una bioturbación muy penetrativa en forma de túbulos milimétricos. La matriz es calcárea, lo que ofrece al conjunto tonalidades grisáceas que favorece su localización entre las unidades principalmente rojizas que la limitan: *Buntsandstein* (8) y *Keuper* (10).

La unidad culmina con unas dolomías de tonalidad rosada, muy compactas y recristalizadas con numerosos intraclastos, que aparece esporádicamente entre los campos de cultivo, siendo muy pobres sus condiciones de afloramiento.

Estas facies, se interpretan como depositadas en un ambiente fluvial trenzado próximo al área fuente como lo sugiere la magnitud del tamaño de grano que contiene. Este ambiente continental deviene posteriormente a una plataforma carbonatada, representada por las dolomías del techo de la unidad, confiriendo al conjunto unas características de ciclo transgresivo.

La atribución de los materiales de la unidad al *Muscheskalk* es dudosa, pues no se ha encontrado fauna que corrobore dicha datación. Tampoco las características litológicas son comparables a las facies típicas del *Muscheskalk*, las cuales son principalmente calcáreas y arcillosas. Dicha atribución viene dada por su posición estratigráfica entre unidades cuya asignación parece más plausible por comparación con áreas adyacentes (*Buntsandstein* y *Keuper*).

2.2.1.3. *Lutitas rojas y verdes (10). Dolomías amarillas (10a). Keuper*

Aflora de forma concordante sobre los materiales de la unidad anterior (*Muscheskalk*). Hacia el N de su afloramiento descansan sobre el *Buntsandstein* (8), mediante contacto mecánico por falla. Su techo está limitado por las areniscas y lutitas rojas de la unidad suprayacente (11).

La unidad, se ha registrado en la parte superior de la columna de Cañada y en la inferior de la de Tirez, ambas situadas en el sector centro-meridional de la Hoja. Su litología blanda, da lugar a un relieve prácticamente plano cultivado intensamente que dificulta sensiblemente las observaciones geológicas. La potencia total deducida, no sobrepasa los 30 m.

En la columna de Tirez, la unidad consiste en lutitas de color rojo-vinoso con intercalaciones centimétricas de limos y areniscas de grano fino, siendo estas más abundantes hacia el techo de la serie.

Al SO de la laguna de Tirez, y en la parte superior de la unidad, se ha distinguido en la cartografía unas dolomías de tonalidad amarilla, bajo el epígrafe **10a**. Esta intercalación carbonatada presenta escasa continuidad lateral y muy pobres condiciones de afloramiento,

tratándose de unas dolomías tableadas, formadas por abundantes cristales romboidales de grano medio y una importante porosidad intersticial secundaria, posterior a la dolomitización del cuerpo carbonatado.

Aunque no se ha podido realizar un análisis de facies detallado, la unidad se atribuye a un medio deposicional de llanura aluvial fangosa, donde dominaría la sedimentación lutítica, proveniente de los relieves paleozóicos occidentales arrasados. Dicha llanura se situaría próxima a la costa, como lo sugiere la intercalación dolomítica del tramo superior de la unidad.

Por sus características litológicas, posición estratigráfica y comparación con áreas adyacentes, la unidad se asimila a las facies Keuper y por tanto ocuparían la parte superior del Triásico. Si se tienen en cuenta las unidades litoestratigráficas definidas por ORTÍ, F. (1974) en el Keuper del Levante de la Península, la presente unidad tentativamente podría corresponder al K1.

2.2.1.4. Areniscas y lutitas rojas (11). Keuper

Se sitúa en concordancia con la unidad anterior, aflorando en su mismo ámbito pero más al E. El techo se haya cortado en discordancia por la unidad 13 (Fm Utrillas), perteneciente al Cretácico.

Su espesor es escaso, habiéndose registrado en la columna de Tirez tan solo 4 m. Su potencia deducida es sensiblemente mayor, rondando los 15 m.

Litológicamente, en la mencionada columna de Tirez, está compuesta por un nivel de arenisca de tonalidad rojiza intensa de unos 3 m de espesor, con tamaños de grano variable de grueso a fino. Los clastos están bien clasificados, siendo en su mayor parte de cuarzo. Tanto el techo como la base del paquete son planos, e internamente poseen una estratificación cruzada planar y en surco muy marcada y apreciable. Los surcos, indican direcciones de paleocorrientes hacia el E y SE principalmente. Hacia techo, la laminación deviene a paralela y se hace más difusa, aumentando asimismo la bioturbación.

Se interpreta como depósitos fluviales de cursos de agua no estables y episódicos, relacionados posiblemente con una etapa de reactivación de los relieves paleozóicos occidentales.

Por su posición estratigráfica, a la unidad se la incluye en las facies Keuper (Triásico superior) y, si se tiene en cuenta la mencionada división de ORTÍ, F. (1984), esta unidad, por sus características litológicas, podría corresponder al K2.

2.2.1.5. Arcillas rojas con yesos (12). Areniscas y conglomerados. (12a). Keuper

Esta unidad aflora al sur y sureste de Villacañas, siendo visible en la trinchera del ferrocarril, zona de La Almagrera, en torno a la Laguna Larga, el estrechamiento al sur del área semiendorreica del Cigüela y en torno a la Laguna Grande.

Su espesor, que podría ser de un centenar de metros teniendo en cuenta la dispersión de afloramientos, está incrementado por engrosamiento halocinético en forma de almohadillamiento diapírico, que con dirección prácticamente N-S debe estar relacionado con la fracturación alpina que separa el área de cuenca del bloque con afloramientos paleozoicos.

Aparecen como arcillas de tonos rojos vinosos con abundantes cristales especulares de yeso incoloros a violáceos. Se interpretan como depósitos de "sebkha" o de llanura lutítica salina.

En la zona de La Almagrera afloran unos tramos de arenas y conglomerados cementados, con abundantes silicificaciones nodulares (**unidad 12a**). El depósito da un cierto relieve positivo en el paisaje, pero presenta malas condiciones de afloramiento, debido a las labores agrícolas. Aunque también podrían corresponder a un *Buntsandstein* situado más al este de los otros afloramientos de la Hoja, por el efecto de fracturas alpinas, su aparente situación intercalado entre los depósitos lutítico-evaporíticos nos lleva a pensar que se trata de depósitos de canal de un pequeño sistema fluvial que discurría por una amplia llanura lutítica.

Si bien los términos evaporíticos corresponden por características litoestratigráficas a la unidad K4 de ORTÍ, F. (1984), la parte inferior de la unidad cartográfica, incluyendo los detríticos siliciclásticos y las arcillas infrayacentes, podría corresponder a la unidad K3.

2.2.2. Cretácico

La presencia del Cretácico en la Hoja es reducida e incompleta, habiéndose cartografiado solamente tres unidades, pertenecientes a un lapso comprendido entre el Albiense y el Turoniense, estando ausente casi todo el Cretácico Inferior y una buena parte del Cretácico Superior.

Para el estudio del Cretácico se ha utilizado principalmente la parte inferior de la columna de Quero I y la columna de Tirez, siendo esta última la más representativa.

Para la descripción de las distintas unidades, se han tenido en cuenta los trabajos de VILAS et al. (1982) para la Cordillera Ibérica Suroccidental, y los de SÁNCHEZ SORIA, P. (1974) y FERNÁNDEZ CALVO, C. (1981).

2.2.2.1. Conglomerados, areniscas y lutitas (**13**). Fm Arenas de Utrillas. Albiense-Cenomaniense

Esta unidad corresponde de forma a la Fm Arenas de Utrillas definida en la Cordillera Ibérica, y aparece en los afloramientos mesozoicos de la Hoja como un nivel muy continuo y de espesor reducido (no superior a los 30 m y frecuentemente inferior a la decena de metros).

La base de esta formación coincide con una discordancia de índole regional, observable en los afloramientos mesozoicos pertenecientes a las hojas más orientales, y cuya existencia

también se ha comprobado en la presente Hoja. Mientras que la Fm Utrillas se apoya sobre el Cretácico en facies *Weald* en la alineación mesozoica de Almonacid Fuentelespino (Hoja de Villarejo de Fuentes-661), en la escama más oriental de la Sierra de Almenara lo hace sobre el *Dogger* y sobre términos cada vez más bajos del Pliensbachiense cuanto más occidentales son las escamas infrayacentes. Ya en la Hoja de Corral de Almaguer (660), situada al NE, las arenas de Utrillas se apoyan sobre los materiales equivalentes a la Fm Cuevas Labradas (Jurásico Inferior). Por otra parte, estudios de subsuelo llevados a cabo en transversales más septentrionales demuestran que el *Keuper* es el infrayacente de la Fm Utrillas al oeste de la sierra de Altomira, mientras que, aproximadamente hacia el centro de la cuenca del Tajo, esta formación se apoya sobre el Paleozoico. Estos datos de subsuelo pueden constatarse en superficie en la presente Hoja, ya que es precisamente el *Keuper* la unidad que está a muro de Fm Utrillas.

Se ha estudiado en la columna de Tirez, situada en un cerro (Castillo de Tirez) situado aproximadamente a 1 km al O de la laguna de Tirez, en la zona centro-meridional de la Hoja.

En dicho afloramiento, consiste en una serie de paleocanales amalgamados de potencia métrica y longitud decamétrica, en ocasiones con base erosiva marcada e incidida y rellenos de un "lag" conglomerático cuyo tamaño máximo puede llegar a 5 cm. Paleocorrientes medidas en los "scours" de la base de dichos canales señalan una dirección de aporte hacia el E y ESE principalmente. El cuerpo de los paleocanales está constituido por microconglomerados y areniscas de muy gruesas a medias, con una clara disminución hacia techo del tamaño de grano. Las estructuras más frecuentes son la estratificación cruzada planar y en surco, de las cuales el afloramiento ofrece buenos ejemplos. A techo de los canales las estructuras son más difusas, el tamaño de grano es de arena media-fina y se reconoce una abundante bioturbación.

Los cantes, mayoritariamente, son de cuarzo y cuarcita, aunque también se reconocen cantes de pizarras y esquistos. La matriz es detritica y deleznable, de colores grisáceos y amarillentos, lo que confiere al conjunto un aspecto oqueroso. En la parte superior de la unidad e intercalado entre los paleocanales, se reconoce un tramo semicubierto de margas verdosas y beiges, muy arenosas y con intercalaciones decimétricas de areniscas de grano grueso de tonalidades amarillentas. Este tramo margoso de unos 3 m de espesor, se acuña rápidamente hacia el S del afloramiento.

Regionalmente, estos depósitos se han interpretado en el contexto de una extensa llanura aluvial, correspondiente posiblemente a sectores distales de abanicos húmedos. Dentro de este contexto, los materiales de la presente unidad corresponderían a las facies más próximas de dichos abanicos, tal como lo sugieren, tanto la incisión de los canales, el tamaño de los clastos que transportan (conglomerado) y la posición paleogeográfica próxima a los relieves paleozoicos arrasados, que actuarían de área fuente.

El contenido faunístico de esta formación es prácticamente nulo. Por correlación regional, se le asigna una edad Albiense-Cenomaniense inferior.

2.2.2.2. *Calizas con cantos, calizas y margocalizas blancas (14). Cenomaniense*

Sobre las arenas de la Fm Utrillas, y de forma concordante, se dispone un conjunto de margas, margocalizas y dolomías blancas. Los mejores afloramientos para el estudio de esta unidad se encuentran en las inmediaciones de la laguna de Tirez. En dicha columna (Tirez), se han registrado unos 10 m de esta unidad, encontrándose la parte inferior muy cubierta y de difícil observación.

En conjunto se ha deducido una potencia de unos 25 m.

Litológicamente consta de tres tramos más o menos definidos. El inferior se corresponde con un tramo margoso del que las condiciones de afloramiento no permiten su observación detallada. El tramo intermedio consiste en una alternancia de dolomías margosas de escala decimétrica y paquetes dolomíticos más compactos de tamaño métrico, que dan paso a un último tramo dolomítico más potente y compacto.

Los niveles dolomíticos, de textura muy variable, se agrupan en bancos de orden decimétrico a métrico, separados por superficies de estratificación planas y onduladas. Se han reconocido estratificaciones cruzadas, sigmoidales y bimodales, "ripples" de ola, abundante bioturbación, domos estromatolíticos y superficies ferruginosas. En estos tramos dolomíticos es frecuente observar esporádicamente cantos de cuarzo dispersos, así como niveles arenosos intercalados.

Esta sucesión más o menos coincide con la parte inferior de las formaciones definida en el Cenomaniense en la Cordillera Ibérica, esto es: Fm Margas de Chera, Fm Dolomías de Alatoz y Fm Dolomías de Villa de Ves. El escaso espesor de cada una de estas formaciones en la presente Hoja, ha aconsejado su agrupación en una sola unidad cartográfica.

El paquete dolomítico que culmina la unidad, posee en su techo un importante horizonte de bioturbación. Este horizonte se ha observado al SE de la laguna de Tirez, en la Cañada de Torteros. Consiste en tubos de longitud centimétrica con forma de cuerno y rellenos de limos intensamente rojos en los que se aprecia una cierta laminación perpendicular a las paredes de los tubos. En alguno de ellos, aparecen restos de conchas de gasterópodos, con lo que parece posible que este sea el organismo causante. Este horizonte correspondería regionalmente, a la costra endurecida ("hard ground"), que presenta el techo la Fm Dolomías de Villa de Ves. En ambos casos, la génesis tiene relación con momentos de interrupción prolongada en la sedimentación.

En conjunto, su depósito se asocia a un medio de plataforma, generalmente en un ambiente de llanura mareal. Los niveles margosos inferiores se interpretan como el depósito en una plataforma interna-“lagoon” de gran tranquilidad y de baja tasa de sedimentación. Hacia techo, se observa la progradación de medios de llanuras de marea mixta. El conjunto termina con el desarrollo de un complejo de barras con marcadas influencias de oleaje y tormentas.

La fuerte dolomitización que afecta a las litologías descritas favorece una notable escasez de fauna fósil. Sin embargo se han podido reconocer huellas de orbitolinas, gasterópodos, ostreidos, ostrácodos y braquíópodos; fauna insuficiente para una datación exacta. Por criterios regionales se adopta una edad Cenomaniense para el conjunto de esta unidad cartográfica.

2.2.2.3. Margas rojizas y anaranjadas (15). Cenomaniense superior-Turonense

Esta unidad presenta malas condiciones de observación al estar parcial o en gran medida cubierta. Aflora en el sector SE de la Hoja, en las inmediaciones de la localidad de Quero.

Tiene un espesor de unos 10 m y se encuentra a techo del horizonte bioturbado de la Fm Dolomías de Alatoz, aunque el contacto entre ambas unidades no ha podido observarse dadas las condiciones de afloramiento.

Se ha registrado en los perfiles de Tirez y Quero I, donde está constituida por margas de tonalidad rojiza y anaranjada, con claros signos de edafización. En la vecina Hoja de Quintanar de la Orden (688), se menciona, para una unidad equivalente, la presencia de foraminíferos planctónicos, junto con restos de briozos, equinodermos y bivalvos, los cuales indican un medio sedimentario propio de plataforma interna. Sin embargo, este contenido no ha podido ser constatado en la presente Hoja, donde sí que son frecuentes las edafizaciones que señalarían la somerización y exposición de los depósitos de la unidad en áreas situadas más occidentales.

Atendiendo a criterios estratigráficos y regionales, se correlaciona esta unidad con la Fm Margas de Casa Medina, y se le atribuye una edad Cenomaniense superior-Turonense.

2.3. CENOZOICO

2.3.1. Paleógeno

Los depósitos paleógenos, representados en el sur de la Hoja de Villacañas por dos unidades detríticas (Unidad Detritica Inferior y Unidad Detritica Superior) suponen la regresión a condiciones continentales que se inicia al final del Cretácico y los primeros pulsos compresivos de la Orogenia Alpina, que producen en el área una reactivación de los relieves antiguos de zócalo y la formación de nuevas sierras en las zonas de cobertura.

Ambas unidades se disponen en discordancia angular sobre los materiales infrayacentes. Así, la Unidad Detritica Inferior pasa de apoyarse sobre el Cretácico al E de la Hoja, a hacerlo sobre el Keuper (y sobre una pequeña escama no cartografiada, probablemente jurásica) en el Guijo. Los materiales más gruesos de la Unidad Detritica Superior, que coinciden con las principales fases de levantamiento, pasan de apoyarse sobre la Unidad Detritica Inferior al E de la Hoja a hacerlo sobre el Triásico y finalmente sobre los granitos del zócalo hacia el O.

2.3.1.1. Areniscas grises y amarillentas (16). Unidad Detritica Inferior. Eoceno superior-Oligoceno inferior?

Se trata de areniscas finas compactas, cementadas, en bancos de 1 m de potencia, con alguna pasada de gravas cuarcíticas y de coloración clara, gris a amarillenta. Presentan estratificación cruzada de surco, muy tendida, laminación horizontal y frecuente bioturbación de tipo tubo en "U". Afloran en el sureste de la Hoja, especialmente en la zona entre Guijo y Quero, donde se encuentran discordantemente apoyadas sobre las margas rojizas y anaranjadas cretácicas, directamente sobre el Keuper halocinético o sobre algún pequeño bloque de calizas jurásicas o cretácicas (no cartografiado) flotante sobre el keuper, dando un pequeño escalón morfológico bajo los conglomerados oligo-miocenos y el resto de la serie neógena. La potencia observable no supera los 10 m, aunque más al este, en la Hoja de Quintanar de la Orden, llega a los 20 m.

Se interpretan como depositadas en un ambiente fluvial de alta eficacia, dentro del ciclo regresivo que se inicia en el Coniaciense.

La edad que se les atribuye, por su posición estratigráfica y en relación a la edad de la unidad en la zona de Altomira, es Eoceno superior, pudiendo llegar a niveles bajos del Oligoceno.

2.3.2. Paleógeno-Neógeno

2.3.2.1. Conglomerados silíceos (17). Unidad Detritica Superior. Oligoceno superior-Mioceno inferior (Ageniense)?

Esta unidad se encuentra exclusivamente en el borde sur de la Hoja. En la zona del Arroyo de Cañada Torrejón aparece como una lámina de 2-3 m de potencia que se apoya en discordancia cartográfica sobre los términos basales del triásico y sobre el granito de Madridejos, el cual se encuentra completamente arrasado. Más hacia el este, en la zona de Guijo y cercanías de Quero, la potencia puede llegar a la decena de metros, apareciendo discordantes sobre mesozoico y eoceno, a distintas cotas de base y descendiendo hacia la depresión semendorreica del Cigüela, donde quedan como relieves residuales que se hunden bajo los depósitos neógenos y cuaternarios.

Aunque en la Hoja de Villacañas no existen buenos cortes en afloramiento de esta formación, en la vecina Hoja de Quintanar de la Orden (688), se ha podido observar que se trata de conglomerados cuarcíticos y areniscas arcósicas finas de color rojo organizadas en "sets" métricos de facies Gt-St. En la Hoja de Villacañas afloran como conglomerados cuarcíticos de cantos muy bien redondeados, con centímetros de hasta 30 cm, en los que la fracción arenosa ha sido lavada y/o eolizada. En las zonas más altas y aplanadas, los cantos pueden presentar cubiertas carbonatadas, como restos de horizontes de encrostramiento miocenos. En la zona de mayor espesor de cobertura mesozoica, donde la deformación alpina ha sido más importante, los depósitos aparecen suavemente plegados según direcciones N-S, pudiendo observarse basculamientos del orden de los 15°.

Se interpretan como depósitos correspondientes a un sistema fluvial de alta energía que procedente del S y SO drenaba hacia la cuenca del Tajo, pudiendo tener como áreas fuentes principales los afloramientos paleozoicos de sierra de La Calderina y/o los triásicos del área levantada de Campo de Montiel.

La edad que se atribuye, por correlación con los depósitos de la Depresión Intermedia es del Arverniense al Ageniense, es decir del Oligoceno superior al Mioceno más bajo.

2.3.3. 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-Aragoníense 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 (Aragoníense 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 y más lutíticas hacia zonas distales. 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 Aragoníense 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 de Mioceno (Turoliense 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 se instala sobre una superficie erosiva que afecta a las unidades infrayacentes. Los depósitos pliocenos son de carácter detritico y multiepisódico (zonas de borde), y se hallan bien representados en los sectores NE, centro y S de la cuenca, con facies de arcillas limosas rojizas o anaranjadas y con desarrollo a techo de costras carbonáticas.

Dentro de 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 Deposicional (ANADÓN et al., 1989). A su vez, estos Sistemas Deposicionales, forman conjuntos también genéticamente relacionados y limitados por discontinuidades, o por sus continuidades correlativas, conformando Secuencias Deposicionales, 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. 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.

2.3.3.1. Mioceno. Unidad Intermedia

Estas unidades constituyen los depósitos inferiores del Neógeno de la presente Hoja.

Los materiales que conforman estas unidades, se apoyan en discordancia sobre los materiales del Paleozoico, Mesozoico y Paleógeno, aflorantes en la Hoja.

A grandes rasgos se caracteriza por dos episodios de progradación-retracción de los sistemas aluviales (18, 22), presentes en la cartografía. Las facies distales de dichos sistemas,

experimentan asimismo los anteriores cambios en la polaridad sedimentaria, con la particularidad de que en el episodio inferior las facies distales son evaporíticas y lacustres (21, 23 y 24), y en el superior dichas facies son arcillo-limosas y margosas (25 y 25a).

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 más progradante (18, 19, 20, 21 y 22) correspondería tentativamente a la Unidad Intermedia I (Aragoníense medio-superior), y el ciclo más retráctivo (25, y 25a) a la Unidad Intermedia II (Aragoníense superior-Vallesiense).

2.3.3.1.1. Brechas cuarcíticas y arcillas rojas (18). Aragoníense-Vallesiense

Esta unidad aflora casi exclusivamente adosada a los relieves paleozoicos de la Hoja.

Se trata de brechas cuarcíticas de cantes y bloques angulosos de 2 a 40 cm de diámetro, empastados en una matriz arcillosa de intenso color rojo (10R 4/6). Las brechas presentan ligera ordenación por adaptación a la pendiente. En algunos puntos más distales se ha observado la formación de cristales de yeso entre la matriz arcillosa, anunciando el tránsito lateral a condiciones de playa-lake evaporítico que caracterizan las pequeñas cuencas entre los relieves cuarcíticos de la zona. Cerca de los relieves cuarcíticos pueden llegar a tener espesores de 6 m. Siempre que su base ha sido visible, se apoyan discordantemente sobre el paleozoico, que aparece alterado con fuertes coloraciones de color rojo violáceo que hacia el depósito pasan a ser más rojas. A su techo se encuentra frecuentemente un caliche pulvurulento de color blanco bajo el cual el depósito aparece lavado y las arcillas iluviales y reducidas, dando tonos verdes y amarillentos. Se interpretan como coluviones antiguos, generados bajo condiciones áridas y procedentes de la denudación de los restos del manto de alteración fundamental. Corresponden a los depósitos más proximales dentro de la paleogeografía de esta zona de borde de la cuenca neógena con afloramientos paleozoicos.

El resto de materiales del Mioceno de la hoja, se encuentran en cambio lateral, por lo que se le atribuye una edad pre-páramo, del Aragoníense-Vallesiense, aunque podría llegar a extenderse hasta el Plioceno, puesto que en otras Hojas del área (Los Yébenes-685), MORENO, F. et al., 1988), formaciones similares han sido consideradas de esta última edad y es difícil observar si existen varios episodios de coluvionamiento superpuestos o si pudo haber sedimentación continua hasta el final del Neógeno.

2.3.3.1.2. Areniscas y limos anaranjados con cantes y bloques (19). Aragoníense medio

Aflora en las inmediaciones de la laguna de Tirez, en dos reducidos afloramientos situados al N y S de la misma.

Estratigráficamente se sitúa por debajo de la unidad de lutitas y limos rojos (25), y pasa lateralmente a la unidad de limos arenas y gravas (20). El afloramiento meridional se dispone discordante sobre las diversas formaciones del Triásico.

Se ha registrado en la base de la columna de Taray, en la trinchera de la carretera de Villacañas a Villafranca de los Caballeros, donde mide unos 5 m de potencia.

Litológicamente consiste en paquetes decimétricos mal estratificados, de cantes angulosos y subangulosos de cuarzo, conglomerados y esquistos negros, soportados por una matriz arenosa roja, en la que dichos cantes flotan ("debris flow"). Hacia techo y en la zona intermedia, se observan niveles centimétricos de areniscas laminadas en ocasiones con caliche (horizontes blanquecinos).

Estos materiales se interpretan como depositados por flujos en masa capaces de transportar clastos relativamente grandes mediante la cohesión de una matriz compuesta por agua y sedimento, denominados en la literatura como "flujos cohesivos" (COLOMBO, F., 1992). Este tipo de flujos, relativamente violentos y episódicos, necesitan para su desarrollo, pendientes acusadas y un mecanismo capaz de iniciar el movimiento. Dicho mecanismo generalmente corresponde a lluvias prolongadas y torrenciales sobre el área fuente (relieves paleozoicos y mesozoicos, en este caso). Dado el patrón cartográfico de los dos afloramientos de la unidad, es posible deducir que el más meridional (SO de la laguna de Tirez), representaría el paleocauce por donde la arroyada discurrió, hasta su sedimentación expansiva en el afloramiento septentrional (NE de la laguna).

Por su posición estratigráfica, se data como Aragoniense medio.

2.3.3.1.3. *Limos, arenas y gravas (20). Paleosuelo carbonatado (20a). Aragoniense medio*

La unidad 20 aflora en las esquinas NO y SE respectivamente, por debajo de la unidad evaporítica 21. Se ha registrado en las columnas de Cucarón y Quero I, en esta última, con una potencia de unos 5 m.

La unidad está compuesta principalmente por lutitas de color rojo intenso muy homogéneas en las que a veces aparecen intercalaciones de niveles arenosos de escasa continuidad lateral y de escala decimétrica.

En toda la unidad, son frecuentes las edafizaciones y horizontes edáficos, así como la bioturbación probablemente debida a raíces de plantas. Uno de estos horizontes edáficos, forma un paleosuelo calcimorfo de cierta entidad en la zona SE de la Hoja, registrado en la columna de Quero I, en la carretera entre Quero y Miguel Esteban (unidad 20a). Litológicamente se trata de unas calizas de aspecto carniolar muy recristalizadas y de color gris rojizo oscuro. Se presenta en paquetes estratificados de unos 30-40 cm, siendo el espesor conjunto de 4 m. Hacia la base se reconoce un tramo de margas y margocalizas nodulosas.

Este paleosuelo pasa hacia el E a la vecina Hoja de Quintanar de la Orden (688), donde va perdiendo entidad hasta desaparecer.

Estos materiales constituirán las facies distales de los abanicos aluviales procedentes de los relieves mesozoicos orientales, hacia los que pasa lateralmente. Los paleosuelos calcimorfos (20a) representarían episodios de escasa o nula sedimentación, con el consiguiente desarrollo de los procesos edáficos, precedentes al establecimiento de ambientes lacustres someros, como lo indica el que, al menos en el ámbito de la Hoja, se hallen hacia la base de este tipo de depósitos las calizas de las unidades 23 y 24.

Por su posición estratigráfica, se data como Aragoniense medio.

2.3.3.1.4. Margas verdes, margocalizas y yesoarenitas (21). Aragoniense medio-superior

Aflora en la esquina NO de la Hoja (entre Villacañas y Tembleque), en la esquina SE (proximidades de Quero) y en el sector centro-septentrional al N de Villacañas. La calidad de los afloramientos es escasa y limitan mucho su descripción precisa.

La base de la unidad es difícilmente observable en la mayor parte de los afloramientos. Tan solo en la columna de Cucarón (sector NO) ha sido posible acotar la unidad midiéndose unos 15 m. La unidad también se ha registrado en la columna de Quero.

Básicamente se trata de una alternancia de margas yesíferas blanquecinas y beiges, pulverulentas, que engloban esporádicamente nódulos de yeso enterolítico. A veces estos nódulos se hacen más abundantes conformando horizontes deciméticos compactos que originan un mayor resalte. En la serie de Cucarón, la unidad se inicia con un tramo de margas blancas con niveles de margocalizas blancas, sobre las que se incide un paleocanal de arena fina de aspecto masivo y con cantos blandos en la base. En la columna de Quero II, estos tramos compactos, están constituidos por yesoarenitas de aspecto masivo con clastos de yeso redondeado, gradados y con base erosiva.

El ambiente de sedimentación correspondería al borde de un lago salino de escasa profundidad, con aguas cerca del punto de saturación del yeso, donde los nódulos se desarrollarían en la interfase sedimento-agua, entre margas originadas por decantación de material más fino y precipitación de carbonatos. Así pues, el tipo de depósito, revela episodios de sequedad junto con otros de avenidas de aguas (canales incididos, yesoarenitas), típicos de un clima más bien seco. Por otra parte, la distribución de estas facies de yesos en el ámbito de la Hoja, indicaría dos depocentros lacustre-salinos: uno situado en la zona oriental de la Hoja (entre Quero y Villacañas) y otro en el sector Noroccidental, al O de los crestones de cuarcitas paleozoicas que actuarían como umbral.

Si se tienen en cuenta la variedad de depocentros evaporíticos que existen en hojas adyacentes (Corral de Almaguer-660, Quintanar de la Orden-688, Lillo-659), el contexto paleogeográfico

sería el de pequeñas cuencas evaporíticas aisladas y alimentadas por aportes provenientes principalmente de los relieves circundantes.

Por su relación con unidades adyacentes, se le atribuye una edad Aragoniense medio-superior.

2.3.3.1.5. Conglomerados polimíticos anaranjados, areniscas y limos rojos (22). Aragoníense-Vallesiense

Aflora de forma reducida en la esquina SE de la Hoja, lo que limita considerablemente la descripción de la unidad en el ámbito cartografiado.

En las hojas adyacentes (Quintanar de la Orden-688, Corral de Almaguer-660), se apoya de forma discordante sobre los materiales mesozoicos y paleógenos plegados de las estribaciones de la cordillera Ibérica. La unidad experimenta unos cambios laterales muy rápidos hacia las facies lutíticas de la unidad 20. 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 (relieves mesozoicos). Su potencia máxima estimable en las mencionadas hojas vecinas es de unos 40 m, aunque en la Hoja de Villacañas el espesor visible es más reducido.

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 clara base erosiva. En general los paleocanales se encuentran poco incididos, originando cuerpos laxos de longitud decamétrica. Internamente poseen 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. Ejemplos de este tipo de paleocanales pueden observarse, aunque con limitaciones de afloramiento en la carretera entre Quero y Miguel Esteban. 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.

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.). Los abanicos asimismo, muestran un alto gradiente con una relativamente acusada pendiente deposicional, atestiguado por sus rápidos cambios en la horizontal hacia facies más distales de lutitas y limos (20).

Por su posición estratigráfica la unidad se considera Aragoniense-Vallesiense.

2.3.3.1.6. Margas y margocalizas blancas (23). Aragoniense medio-superior

Aflora en la esquina NE de la Hoja (N de Puebla de Don Fadrique) y en la esquina SE de la misma (proximidades de Quero).

Se encuentra asociada a las calizas micríticas de la unidad 24, situándose casi siempre a muro de ella. En infrayacente habitual son los limos rojos de la unidad 20, aunque en el sector de Quero, se dispone sobre un paleosuelo calcimorfo (20a).

Se ha registrado en la columna de Quero I, donde posee unos 2 m de potencia. Está compuesta por margas y margocalizas de color blanquecino, de escasa calidad de afloramiento (campos de viñas). Hacia techo los niveles margosos son más compactos e incorporan intraclastos de color beige, dando paso a las calizas micríticas de la unidad suprayacente (24). La unidad se interpreta como depositada en un ambiente de borde de lago somero (palustre), con afluencia de aguas con material en suspensión que originarían el depósito de margas e intraclastos.

Por su posición estratigráfica esta unidad se data como Aragoniense medio-superior.

2.3.3.1.7. Calizas micríticas beige (24). Aragoniense-superior

Aparece en los dos afloramientos descritos para la unidad anterior, es decir, en las esquinas NE y SE de la Hoja.

Se apoya casi siempre, sobre las margas de la unidad 23, con la que está asociada, aunque en la columna de Quero II, lo hace sobre las yesoarenitas de la unidad 21. En el afloramiento del NE, se encuentra recubierta a techo por la unidad de limos rojos (25).

Sobre la unidad es posible distinguir una superficie producida por la mayor erosionabilidad de la unidad suprayacente (limos de la unidad 25). Esta superficie morfológica constituye un pequeño “páramo”, claramente inferior al desarrollado sobre las calizas del Páramo (28), ampliamente extendido por la cuenca de Madrid.

Consiste en unas calizas micríticas muy blancas y compactas, con porosidad fenestral muy penetrativa, con un contenido numeroso de intraclastos y restos de gasterópodos y caráceas.

El ambiente de depósito de esta unidad, fue el de un lago somero, intermedio entre las facies aluviales representadas por la unidad 22 y las evaporíticas de la unidad 21, y desarrollado en un episodio de retracción de las facies detríticas provenientes del este. Así pues, esta unidad

culmina un primer ciclo sedimentario de progradación-retracción en las facies (Unidad Intermedia I).

Por su posición estratigráfica, la edad de la unidad sería Aragoniense-superior.

2.3.3.1.8. *Limos rojos y arenas (25). Margas, lutitas rojas y limos rojos con yeso (25a). Aragoniense superior-Vallesiense*

Aflora extensamente a lo largo de toda la Hoja, ocupando una buena parte de los afloramientos neógenos existentes.

Los materiales que constituyen la presente unidad poseen unas relaciones laterales variadas. De este modo se dispone sobre la unidad evaporítica 21 y sobre los conglomerados de las unidades 18 y 22, a las que en parte, pasa lateralmente. Su techo habitualmente se encuentra limitado por las calizas del Páramo (28) o a las facies detríticas (26), o margosas (27) de su base. La base de la unidad asimismo, reposa discordante sobre varias de las unidades mesozoicas.

Se ha registrado en las columnas de Cucarón y Taray, con un espesor heterogéneo, dada la variedad de cambios laterales.

Está compuesta por limos de color rojo intenso muy homogéneas en las que a veces se muestran intercalaciones de niveles arenosos decimétricos, de escasa continuidad. En la Columna de Taray, situada al O de la laguna homónima, las lutitas son de un color rojo intenso, e incorporan cristales de yeso centimétrico, en ocasiones maclados (punta de flecha), y acumulados esporádicamente en horizontes. En otros afloramientos frescos más al oeste también se ha observado la presencia de yesos secundarios, siendo imposible separar cartográficamente facies centrales finas con yesos de facies más de borde con mayor carga de detríticos.

En la esquina NO de la hoja aflora la unidad 25a, sobre los depósitos de la unidad evaporítica 21. En la columna de Cucarón (NO), sobre las facies evaporíticas de la unidad 21, se miden unos 10 m, y aunque se halla parcialmente cubierta, pueden reconocerse una alternancia de margas blancas y margocalizas, junto con margas verdes más blandas y deleznables. En la parte intermedia, es destacable la presencia de un horizonte métrico de limos rojizos, semicubiertos que incorporan cristales de yeso de tamaño decimétrico de crecimiento vertical. La presencia de moldes de cristales de yeso es asimismo relevante en las margocalizas de la alternancia.

En la columna de Taray (sector centro-meridional), sobre el frente de una cantera de yesos abandonada próxima a la laguna de Taray, se miden unos 4 m de una serie blanquecina y margosa compuesta por tres términos. El inferior consta de unos limos yesíferos de tonalidades anaranjadas donde los cristales de yeso centimétrico se disponen en rosetas. El tramo

intermedio lo componen unas margocalizas blancas con moteado rojizo debido a edafizaciones. Finalmente, la unidad acaba con un tramo métrico de margas verdes con cantos dispersos de arena fina y oogonios de caráceas. Por encima de este tramo blanquecino y margoso se instala la Caliza del Páramo (28).

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 los relieves mesozoicos orientales. La superposición de esta unidad arcillo-limosa sobre los depósitos conglomeráticos de la unidad 19, indica una cierta retracción en dichos sistemas aluviales. Las lutitas con yesos representarían las facies 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. Las margas de la unidad 25a en el borde NO de la Hoja, se interpretan como depositadas en las zonas marginales de lagos someros carbonatado no sin cierta salinidad, donde la decantación del material más fino, junto con la precipitación de carbonato y sulfatos originaría el depósito de las margas y los tramos yesíferos.

Su posición estratigráfica sobre las calizas de la unidad 24 interpretadas como el fin de ciclo infrayacente (Unidad Intermedia I), la sitúa en la siguiente secuencia sedimentaria, Unidad Intermedia II. Su edad atribuida sería por tanto Aragoniense superior-Vallesiense.

2.3.3.2. Mioceno. Unidad Superior

Esta unidad, ampliamente reconocida en la cuenca de Madrid, se separa de la unidad anterior mediante una ruptura 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 el E y facies distales hacia el O), para realizarse en un complejo fluvio-lacustre. Igualmente, el cambio se verifica en los sedimentos resultantes, pues los depósitos de naturaleza evaporítica son sustituidos por otros propios de agua dulce. El límite superior de la secuencia lo constituye la base de los sedimentos atribuidos al Plioceno.

En general, dentro de esta secuencia se han diferenciado dos etapas evolutivas. Durante la primera se instala una red fluvial (26, de escasa representación en la Hoja), con canales que transportarían arenas. En la segunda etapa, remite el sistema fluvial dando paso a la expansión de sistemas lacustres carbonatados, con facies palustres variadas (27) y sedimentación de las calizas micríticas del Páramo (28).

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. El yacimiento de Canteras de Iberia (SANZ, E., *et al.*, 1992) situado en la base de los afloramientos de las calizas de esta misma unidad en la Mesa de Ocaña, junto con las dataciones magnetoestrati-

gráficas del centro de la cuenca (MONTES, M. *et al.*, 2006), le otorgan una edad Mioceno superior-Plioceno inferior (Turoliense superior-Rusciniense).

2.3.3.2.1. Microconglomerados y areniscas cuarcíticas (26). Turoliense superior-Rusciniense

Esta unidad que, aparece bien representada en la vecina Hoja de Corral de Almaguer (660) al norte, solo se ha podido observar en un afloramiento del sector NO de la Hoja, al S de la carretera entre Villacañas y Tembleque.

En dicho afloramiento, aparece en la base de las calizas micríticas del Páramo (28). Dada lo reducido de su afloramiento, su potencia no es observable con claridad, aunque no sobrepasa los 2 m.

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. Existe una clara disminución del tamaño de grano hacia el techo. Lateralmente esta unidad detrítica se acuña de forma rápida.

Se interpreta como depósitos de un sistema fluvial que a grandes rasgos discurriría en sentido N-S (datos de hojas adyacentes), 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.).

La edad atribuida a esta unidad es Mioceno medio-superior (Vallesiense superior-Turoliense inferior).

Datos de áreas adyacente muestran que, 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 (relieves mesozoicos), 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.

2.3.3.2.2. Margas blancas con niveles de margocalizas (27). Turoliense superior-Rusciniense

Los escasos afloramientos de esta unidad se encuentran a unos 8 km al oeste de Villacañas al pie de la sierra de Peladas. Esta unidad se sitúa debajo de las calizas micríticas del Páramo (28) y por encima de los limos rojos de la unidad 25.

Consisten en una alternancia de margas blancas, con nodulización esporádica y margocalizas, cuya potencia estimada en conjunto, es de unos 2-3 m. En ocasiones, los términos más carbonatados presentan moldes de gasterópodos y caráceas.

Estas facies se interpretan como depositadas en las zonas marginales de lagos someros carbonatado donde la decantación del material más fino, junto con la precipitación de carbonato originaría el depósito de las margas. En concreto en este caso representarían los depósitos lacustres de una pequeña zona vadosa entre los sierros de los relieves paleozoicos.

Por su relación con las calizas micríticas la unidad suprayacente (28), se datan como Turoliense superior-Rusciniense.

2.3.3.2.3. Calizas micríticas y margas blancas (28). Calizas del Páramo. Turoliense superior-Rusciniense

La unidad se encuentra en dos afloramientos principales situados en la esquina NO y en el sector centro-meridional de la Hoja. Asimismo, existen dos pequeños retazos en la esquina NE y en el borde N (NNO de Villacañas).

En dichos afloramientos, sobre los materiales que conforman la unidad, se desarrolla una superficie morfológica o "páramo", ampliamente extendida en la cuenca de Madrid.

La base de la unidad casi siempre la constituye la unidad 25 o la anterior de carácter margoso (27), cuando no aparecen las areniscas de la unidad 26. El techo de la unidad, lo constituye los depósitos del Plioceno.

Se ha registrado en las columnas de Cucarón y Taray, y su potencia varía entre 2 y 4 m.

Consta de forma genérica de calizas micríticas en paquetes de 0,5 a 2 m, alternando con niveles de margas y margocalizas blancas, 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 llenas

por lutitas rojas laminadas debidas probablemente a una karstificación incipiente (columna de Cucarón).

En la columna de Taray, sobre el frente de la cantera de yeso mencionada en la unidad anterior, la base de las calizas muestra morfologías canalizadas de magnitud decimétrica, marcadas por bases erosivas incididas sobre las margas infrayacentes y tapizadas por un "lag" de cantes de cuarzo, intraclastos de la propia caliza y fragmentos de tobas calcáreas desarrollados sobre plantas (juncáceas). Asimismo, puede observarse una estratificación cruzada de bajo ángulo llenando dichos canales. Hacia la parte intermedia de la unidad, aparecen unas calizas micríticas de aspecto tableado y carniolar, donde son frecuentes los moldes de cristales de yeso. La unidad termina con un paquete métrico de calizas compactas con moldes de gasterópodos, típica de las calizas del Páramo. Al sur del portillo en las sierras cuarcíticas que atraviesa la carretera de Tembleque a Villacañas, se observa que las calizas del páramo se apoyan sobre las brechas cuarcíticas rojas que orlan los relieves. En esta zona de borde las calizas micríticas pasan en pocos metros a unas calizas margosas con cantes blandos de limos rojos y a incluir gran número de cantes angulosos de cuarcitas rubefactadas.

Estas calizas se interpretan clásicamente como depositadas en una serie de sistemas lacustres carbonatados que estarían conectados entre sí mediante pequeños canales, llenos de margas y margocalizas con esporádicas formas de construcción algal y cuyo abandono episódico daría lugar a la precipitación de sales, que al disolverse, conferirían el aspecto carniolar al tramo intermedio. 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 períodos prolongados (horizontes de karstificación).

El yacimiento de Canteras de Iberia (SANZ, E., et al, 1992) situado en la base de los afloramientos de las calizas 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 (Turolense superior-Rusciniense).

2.3.3.3. *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.

2.3.3.3.1. *Caliche y limos amarillentos (29). Plioceno superior (Villafranquense)*

Buena parte del cuadrante NO de la Hoja está ocupado por un caliche de 3 a 6 m de espesor, que se dispone discordantemente sobre los materiales miocenos a los cuales bisela, pasando de apoyarse sobre las calizas del páramo en el O a hacerlo sobre términos inferiores hacia el E. Otros restos de caliche de menor extensión se conservan en las zonas de Punta del Corvo, Silos de Castillejos, al NO y al S de Villacañas.

El caliche presenta facies nodulares y de pedotúbulos a su base, que pasan a carbonatos micríticos masivos con pápulas de arcilla roja sin digerir. Por encima se encuentra un nivel de costra laminar y finalmente es recubierto por su suelo activo, formado por limos algo arenosos de color amarillento a beige con glaébulas de carbonato.

Se trata, pues, de una formación edáfica asociada a una superficie de erosión, que se dispone inclinada hacia el oeste, es decir, relacionada con la incisión del Algodor y un funcionamiento exorreico del drenaje del sistema del Tajo, de edad Plioceno terminal a el Pleistoceno más inferior, dado que está relacionada con los primeros pulsos de encajamiento en el área. Se encuentra topográficamente por debajo de la "costra laminar bandeadada" o "multiacintada" pliocena de PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1982) y es, por lo tanto, más moderno que ella.

2.3.4. Cuaternario

A grandes rasgos los depósitos cuaternarios de la Hoja de Villacañas se distribuyen en dos grandes conjuntos morfoestructurales. En la mitad occidental los depósitos de piedemonte encostrado que aparecen orlando las sierras de materiales paleozoicos y en la mitad oriental los depósitos fluviales ligeramente encajados en la cuenca terciaria.

2.3.4.1. *Limos, arenas, gravas y costras carbonatadas (30). Glacis. Pleistoceno inferior*

Esta unidad cartográfica comprende una serie de depósitos y formaciones edáficas que tienen una común expresión morfológica en el paisaje. Se trata de depósitos principalmente de limos masivos anaranjados, con cantos dispersos o en pasadas y canales de arenas y gravas con estructuras Gt y St, fuertemente erosivos. El depósito está fuertemente afectado a techo por carbonataciones de aspecto pulvurulento con algunos nivelillos laminares de circulación vadosa. Las costras de carbonatos pulvurulentos, de intenso color blanco, se hacen más importantes hacia cotas más elevadas, apoyándose directamente sobre las brechas cuarcíticas rojas del Mioceno y sobre los relieves cuarcíticos ordovícicos, incorporando cantos flotantes de cuarcita que quedan intensamente corroídos, al igual que las superficies de las cuarcitas infrayacentes. En el sector al N de Arroyo Torrejón, en el sur de la Hoja, se observa la superposición de cuerpos plano convexos de limos anaranjados con arenas y gravas en canales y techos encostrados. La morfología de los depósitos es la de piedemonte o glacis, ligeramente colgados y con un nivel de base algo por debajo del caliche plio-pleistoceno. Las facies observadas corresponden a abanicos aluviales coalescentes, con amplios lóbulos fangosos y pequeños canales distribuidores con carga de fondo de arenas y gravas.

2.3.4.2. *Gravas y arenas (31). Terrazas. Pleistoceno inferior*

Los niveles fluviales situados a +15m afloran de forma bastante continua en la margen derecha del río Riánsares y en el horcajo entre este último río y el Cigüela. Se trata de un nivel de hasta 4,5 m de espesor, formado principalmente por gravas y arenas variablemente cementadas, de colores beige a amarillo ocre, ordenadas en secuencias granodecrecientes Gp/Gt→St→Sr→Lh. Las arenas son de cuarzo, cuarcita y en algunos cuerpos basales son

importantes los fragmentos de rocas carbonatadas. Las gravas se componen de cantos de entre 0,5 y 7 cm, predominando los de 1,5 a 3 cm de cuarcita, cuarzo y en menor medida de caliza, que presentan restos lavados de pátinas ferruginosas y cubiertas de carbonatos. A techo pueden presentar un paleosuelo rojo con un horizonte K carbonatado bien desarrollado. En cuanto a su edad, PORTERO, J.M. *et al.* (1988) sitúan el nivel de +13-16 m del río Guadiana como la primera terraza del Pleistoceno medio en la Hoja de Ciudad Real. En el río Záncara, el yacimiento de El Provencio, situado en la terraza de +15-16 m ha sido datado en base a fauna de *M. meridionalis* como de un Pleistoceno inferior alto (MAZO, A. *et al.*, 1990). Aguas arriba, en las Hojas de Quintanar de la Orden y Corral de Almaguer, este nivel es correlacionable con un sistema de terrazas situado siempre por encima de +15, por lo que preferimos su ubicación en el Pleistoceno inferior.

2.3.4.3. *Gravas y arenas (32). Terrazas. Pleistoceno medio*

El nivel situado a +12 m se encuentra bien representado en ambas márgenes del río Cigüela. En el Riánsares aparece muy degradado, limitado a varios isleos residuales colgados sobre terrazas más modernas. Está formado por hasta 3 m de gravas y arenas de tonos claros, muy cementadas por carbonatos, con estructuras $Gt \rightarrow St$. Los cantos son de cuarcita, cuarzo, caliza y sílex. Se recogió industria lítica en superficie con talla bifacial. Para PORTERO, J.M. *et al.* (1988) las terrazas del sistema fluvial del Guadiana situadas entre +16 y +6 m pertenecen al Pleistoceno medio, lo que resulta coherente con la posición de esta terraza dentro de nuestra secuencia de encajamiento fluvial.

2.3.4.4. *Gravas y arenas (33). Terrazas. Pleistoceno superior*

Se trata de 1,5 a 2 m de gravas y arenas marrón claro, con alguna pasada de finos, situada a +5 m sobre los cauces actuales. Aparece exclusivamente asociado al cauce del Riánsares, siendo truncado aguas abajo por niveles fluviales más modernos del Cigüela, aunque es posible que en parte se encuentren hundidos bajo estos niveles, por disolución del sustrato evaporítico mioceno, adoptando una disposición de terrazas superpuestas. Se estructuran en secuencias $Gt \rightarrow St \rightarrow Lh$. Los cantos son de hasta 5 cm de diámetro y están constituidos por cuarcita, cuarzo, caliza y sílex. Presentan un suelo pardo-rojizo y encostramientos carbonatados delgados a techo. Entre el material removido en graveras se recogió abundante industria de tipo "levalois". Para PORTERO, J.M. *et al.* (1988) la terraza de +6-7 m del Guadiana en la zona de Ciudad Real marca el límite Pleistoceno medio-superior, por lo que nuestro nivel a +5 m podría corresponder al Pleistoceno superior.

2.3.4.5. *Limos rojos (34). Fondos de dolina. Pleistoceno superior-Holoceno*

Existen en la Hoja varias estructuras kársticas de morfología circular, formadas sobre diversos niveles estratigráficos carbonatados del Mioceno, del Plioceno e incluso sobre niveles encostrados de terrazas cuaternarias. Se encuentran llenos por terras rossas de decalcificación y usualmente también por limos oscuros y materiales de aporte lateral, al haber funcionado como zonas endorreicas.

2.3.4.6. Arenas, limos y gravas (35). Conos de deyección. Pleistoceno superior-Holoceno

Una serie de pequeños aparatos aluviales se encuentran en la margen derecha del Riánsares, apoyándose sobre el sustrato terciario o sobre los niveles de terraza a +5 m y de llanura de inundación. Otros conos de tamaño cartografiable se encuentran en el arroyo de la Cañada Torrejón y en la zona endorreica al sur de Buenos Vinos, al oeste de la Hoja. Litológicamente se trata de arenas, limos y gravas de variada composición. Su edad, según los distintos niveles fluviales sobre los que se llegan a apoyar es del Pleistoceno superior al Holoceno.

2.3.4.7. Limos negros y yesos blancos (36). Llanura de inundación. Holoceno

La llanura de inundación del Cigüela está mucho más desarrollada que la del Riánsares. El conjunto, situado a +2-3 m, se encuentra estrangulado al sur de El Guijo, causa por la cual, el sistema Cigüela-Riánsares, que drena los materiales evaporíticos triásicos y miocenos, presenta un carácter marcadamente semiendorreico, con depósito de hasta 3 – 4 m de yesos blancos pulvurulentos y de limos negros.

2.3.4.8. Limos negros (37). Fondos endorreicos. Holoceno

En esta zona de drenaje mal definido entre la red del Tajo y la del Guadiana, de morfología dominada por superficies y con una reducida incisión, existen numerosas áreas endorreicas de mediana extensión. Por su posición morfoestructural se pueden separar las relacionadas con el Keuper aflorante o subaflorante que con dirección N-S se sitúan en la zona central de la Hoja, las situadas en el interior de las estructuras hercínicas, y las superpuestas a formaciones carbonatadas horizontales, que probablemente parten de un origen kárstico. Litológicamente están formados por limos negros, con cantos y arenas en las zonas periféricas y delgados encostramientos salinos.

2.3.4.9. Arenas y limos pardos con cantos (38). Fondo de valle. Holoceno

Los fondos de valle tienen una buena representación de la Hoja de Villacañas, muchos de ellos tienen un carácter semiendorreico que hace que ocupen gran superficie. Es el caso de los situados al norte de la Hoja, en la carretera de Villacañas a Tembleque, y del situado al sur, en la zona de El Guijo. Los que presentan un mejor desarrollo lineal son los correspondientes al Riánsares y al Arroyo de la Cañada Torrejón. Litológicamente se trata de arenas y limos pardos con cantos, correspondientes a flujos poco energéticos.

3. TECTÓNICA

La Hoja de Villacañas presenta dos dominios bien diferenciados desde el punto de vista estructural, separados por una posible zona de fractura normal alpina. La mitad occidental de la Hoja constituye un bloque elevado donde afloran materiales paleozoicos afectados principalmente por la orogenia hercínica y la mitad oriental un bloque hundido, ocupado principalmente por materiales neógenos y cuaternarios horizontales y que salvo en algunos asomos mesozoicos y paleógenos, suavemente plegados durante la orogenia alpina, no muestran deformación.

3.1. TECTÓNICA PREHERCÍNICA

La existencia de una fase de deformación prehercínica separando la sedimentación cámbrica del Ordovícico en este área de la Zona Centro-Ibérica, que fue ya apuntada por LOTZE, F. (1956) como "Fase Ibérica" y corroborada por otros autores (SAN JOSE, M.A., 1969; APARICIO, A., 1971; MARÍN ESCORZA, C., 1975; 1977; MORENO, F., 1976, 1977) que la relacionan con la discordancia "Sárdica". La existencia de esta deformación no ha podido ser observada directamente en la Hoja de Villacañas, dado que no hay ningún buen punto de observación del contacto basal del Ordovícico. Las medidas estructurales tomadas en los materiales cámbicos tampoco son concluyentes en cuanto a diferencias de relación S0/S1 con las tomadas en los ordovícicos. Sin embargo, la aparente ausencia de todo el Cámbrico superior, que sí aflora bajo el Ordovícico en la vecina Hoja de Turleque, indicaría la existencia de una discordancia angular que hace apoyarse a los materiales del Tremadoc sobre distintos niveles estratigráficos del Cámbrico.

3.2. TECTÓNICA HERCÍNICA

Desde el punto de vista estructural, los afloramientos paleozoicos de la Hoja pertenecen al Dominio de Pliegues Verticales de DÍEZ BALDA, M.A. et al. (1990). Este dominio se caracteriza por el desarrollo de grandes pliegues erguidos de primera fase de deformación, con una esquistosidad de plano axial asociada, que es la esquistosidad regional en el área (S1). La principal estructura de la Hoja es el Anticlinorio de Los Torneros-Rebollarejo-Villacañas, cuyos flancos quedan definidos por las sierras de Cuarcita Armoricana y en cuyo núcleo afloran los términos basales del ordovícico (Serie Púrpura), probablemente engrosado por el efecto de pliegues menores, e incluso materiales posiblemente cámbicos (Serie Verde). La anchura entre ambos flancos de cuarcita armoricana en la Hoja de Villacañas es de 3 a 5 km, relativamente estrecha para la amplitud cartográfica de las mismas estructuras en áreas más al oeste y es debido a que el nivel actual de erosión está más próximo a su charnela antiformal, es decir, a que hay una cierta inmersión hacia el este de las estructuras hercínicas, probablemente ligada al basculamiento del área durante el Mesozoico y Paleógeno.

La dirección general de las estructuras de primera fase hercínica en Montes de Toledo es NO-SE, pasando a E-O al sur del complejo migmatítico de Toledo y girando hacia NE-SO en su extremo más oriental. En las Hojas de Las Guadalerzas y Madridejos la dirección del anticlinal

de Los Torneros es marcadamente E-O, pero entre esta última y la Hoja de Turleque toma rumbo NE y en la Hoja de Villacañas aparece replegado por un tren de pliegues NNO-SSE, produciéndose una compleja figura de interferencia. Un pequeño sinclinal de primera fase en la esquina suroeste de la Hoja (Cerro Conde) presenta dirección aproximada E-O. La esquistosidad tiene carácter de "slaty cleavage" en los materiales pelíticos, mientras que en las cuarcitas, salvo en bancos de espesor decimétrico, es un "rough cleavage". El ángulo de intersección S0/S1 es relativamente alto, del orden de los 30°. En cuanto a la segunda fase de deformación hercínica que en otras zonas de Montes de Toledo da lugar a una esquistosidad subhorizontal, en la Hoja de Villacañas no se han observado microestructuras correlacionables.

Mejor representado está el tren de pliegues NNO-SSE que es regionalmente correlacionable con el plegamiento, erguido a retrovergente, atribuible a la tercera fase hercínica en las zonas orientales de la Zona Centroibérica (DIÉZ BALDA, M.A. y VEGAS, R., 1992; GIL TOJA, A. et al., 1985); también puesto de manifiesto en otras zonas de Montes de Toledo surorientales (MORENO, F. et al., 1988). Son pliegues angulosos, de flancos cortos, con planos axiales de dirección en torno a N165°E, vergentes al oeste y ejes con inmersión suave al N. Llevan asociada una esquistosidad de plano axial (S3) que se circunscribe a las zonas de charnela y que en las pizarras se manifiesta como una esquistosidad de crenulación sobre S1 y en las cuarcitas como una esquistosidad de fractura, es decir, se desarrolla en condiciones más frágiles que las de la primera fase de deformación hercínica. La figura de interferencia generada es compleja, intermedia entre los tipos 1 y 2 de RAMSAY, J.G. (1967) dibujando grandes pliegues en gancho con pequeños domos y cubetas alineados. En estos domos, por ejemplo el de interferencia entre el Anticlinorio de Los Torneros-Rebollarejo-Villacañas y el Anticlinal de El Romeral afloran los materiales de mayor grado metamórfico sin-D1. La retrovergencia de las estructuras de tercera fase hercínica: Anticlinal del Romeral, Sinclinal de Porches Viejos, Anticlinal del Rostrillo, Sinclinal de Buenos Vinos, produce la verticalización e incluso la inversión de las cuarcitas del flanco norte del antiforme de primera fase cuando se encuentran en posición de flanco occidental de los anticlinales de tercera fase.

La existencia de dos fases de plegamiento hercínicas en el área, una cercana a E-O y otra a N-S, ya fue puesto de manifiesto por APARICIO, A. (1971). Para MARTÍN ESCORZA, C. (1975) habría en realidad tres etapas siendo la segunda la responsable de las principales macroestructuras en el área.

Con posterioridad a la intrusión del granito de Madridejos se desarrolla una etapa de tectónica frágil en el basamento, que se expresa en desgarres dextros de dirección NO-SF y fallas E-O y NE-SO a favor de las cuales se emplazan diques de pórfidos graníticos y se producen fenómenos de episienitización.

3.3. TECTÓNICA ALPINA

Entre la deformación tardihercínica y la estrictamente alpina habría que situar una serie de fracturas y basculamientos del zócalo hacia el este que quedan reflejados en la inclinación de

la superficie de cumbres y los basculamientos y discordancias angulares entre Triásico y Cretácico y entre Mesozoico y Paleógeno.

Fracturas aproximadamente N-S, algunas de gran desarrollo, producen una tectónica de bloques hundidos y levantados que definen las principales cuencas alpinas y las áreas fuente de sierras paleozoicas emergidas. En este sentido, la alineación N-S de la Sierra de Altomira, distinta a la del resto de la Cordillera Ibérica, ha sido interpretada como resultado del rejuego de estructuras de zócalo con esta dirección (RICHTER, G. y TEICHMULLER., R., 1933; SÁNCHEZ SORIA, P. y PIGNATELLI GARCÍA, R., 1967; CAPOTE, R. y CARRO, S., 1970) y que a lo largo del Mesozoico han controlado la distribución de facies en la cuenca. Estas direcciones de fracturación en el zócalo van a rejugar durante la compresión alpina. Los primeros efectos de esta orogenia se dejan sentir en el área durante el Oligoceno, cuyos depósitos de arenas arcósicas y conglomerados cuarcíticos indican una primera reactivación de los relieves situados hacia el sur y oeste del área. Hasta el Mioceno inferior se va a desarrollar una tectónica de cobertura, fundamentalmente en las áreas con el nivel de despegue del Keuper no biselado por el cretácico, que en el área tiene como principal efecto el levantamiento de la Sierra de Altomira, de dirección N-S y el plegamiento de las series mesozoicas y paleógenas según pliegues y cabalgamientos vergentes al oeste. PERUCHA, M.A. *et al.* (1995) determinan 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 cobertura suprayacente. Esta falla controla además tanto el espesor de los materiales triásicos y jurásicos como sus facies (MUÑOZ MARTÍN, A., 1997). Una fractura similar sería la que en la zona de Villacañas delimita el borde del bloque de zócalo del oeste de la Hoja. En este contexto, la alineación de afloramientos del Keuper que aparecen ligados a este escalón, pueden corresponder tanto a una acumulación halocinética producida a favor de la fracturación N-S, como al núcleo de un pliegue de propagación similar a los de Altomira, en posición más adelantada, y que posteriormente ha experimentado movimientos extrusivos halocinéticos perforando los niveles mesozoicos suprayacentes.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. ANÁLISIS MORFOGRÁFICO

4.1.1. Estudio Morfoestructural

Geomorfológicamente, la Hoja de Villacañas puede ser dividida en tres dominios, pertenecientes a tres grandes unidades morfoestructurales: la Cuenca de Madrid, cuyas altas planicies conforman el ángulo NO de la Hoja, la Llanura Manchega, que comienza a perfilarse al este y sur de la Hoja, y entre medias, a modo de umbral, las estribaciones más orientales de Montes de Toledo. Estas estribaciones sirven además de divisoria entre el sistema fluvial del Tajo y el del Guadiana, que drenan los dos dominios de cuenca antes citados.

El dominio de la Cuenca de Madrid está representado por depósitos miocenos y pliocenos, El principal rasgo morfológico que caracteriza el área es la presencia de una potente costra carbonatada (caliche) cubierta por un suelo limo-arenoso amarillento y que con una altura aproximada de 700-705 m aparece asociada a una superficie (S2) que bisela las series neógenas infrayacentes. La edad de la superficie y del caliche, como rasgo edáfico asociado a su desarrollo es del plioceno superior y es correlacionable con la "Superficie superior de la Llanura Manchega" de MOLINA, E. (1975). Esta costra se encuentra también, con carácter penetrativo, entre los afloramientos cuarcíticos del dominio de Montes de Toledo y sobre los depósitos neógenos del dominio manchego, y la superficie desnuda, con el encostramiento calcáreo apenas desarrollado, aparece al sur del Cerro Conde.

El dominio de la Llanura Manchega cubre la mitad oriental de la Hoja de Villacañas. Su rasgo morfológico fundamental es la presencia de extensos aluvionamientos cuaternarios en un paisaje de cuenca neógena apenas disectado, aunque en esta zona de borde de cuenca los desniveles topográficos son más acusados que en las zonas centrales de La Mancha. Otro de los rasgos fisiográficos característicos de La Mancha, la presencia de endorreismos de mediana extensión, está también bien representada en la Hoja de Villacañas.

El dominio de Montes de Toledo está representado por las sierras de cuarcitas paleozoicas que constituyen el antiforme de Los Torneros-Rebollarejo-Villacañas. Estas sierras, que forman relieves-isla de resistencia que se levantan sobre la topografía circundante presentan como rasgos asociados algunos retazos de superficie de cumbres (Sc), actualmente basculados hacia el este; y aparecen orladas por un complejo piedemonte encostrado y por canchales y derrubios de ladera más modernos. En esta zona periférica de Montes de Toledo los rasgos apalachianos del paisaje aparecen bastante desdibujados.

4.1.2. Estudio del Modelado

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

4.1.2.1. Formas estructurales

Las formas estructurales incluyen **basculamientos** observables sobre el zócalo, como el de la superficie de cumbres en la Sierra del Romeral, basculada hacia el este. Basculamientos en la misma dirección se deducen de las discordancias cartográficas entre Triásico, Cretácico y Paleógeno, por lo que la edad de estos movimientos puede remontarse a finales del Paleozoico.

Las **fallas** con expresión morfológica son principalmente las alpinas de dirección norteada, pero también aparecen marcadas sobre el zócalo, condicionando pasivamente la red fluvial cuaternaria las fracturas tardihercínicas de direcciones NO-SE y E-O.

Entre las formas de resistencia destacan las **crestas** de las sierras cuarcíticas, **resaltes de capa** cuando tienen menor entidad, y los **resaltes por dique** de los pórfidos graníticos. La edad de estas formas está ligada al vaciado de los potentes perfiles de alteración mesozoicos y es por lo menos tan antigua como la reactivación del relieve durante la etapa alpina.

Los **escarpes estructurales** aparecen asociados a capas duras horizontales, fundamentalmente calizas y caliches miocenos a plio-pleistocenos. Su edad es la del encajamiento fluvial cuaternario. En el caso de las capas de calizas y de los paleosuelos carbonatados de la Unidad Superior miocena, estas sustentan **superficies estructurales (Se)**. Las calizas del Páramo de la Unidad Terminal sustentan una superficie poligénica, **superficie estructural con retoques erosivos (S1)**, de edad pliocena y exhumada, mientras que el caliche plio-pleistoceno fosiliza o se asocia a una superficie de erosión más recientemente labrada. Los **relieves en cuesta** de la Hoja se asocian tanto a algunas barras cuarcíticas de la formación Alternancias de Pochico, aisladas en el paisaje al norte de la Hoja, como a los mesozoicos adosados al zócalo del sur de la Hoja. Al sur de Villacañas, los niveles de calizas oncolíticas del Páramo dan cordones de dirección aproximadamente N-S, paralelos al borde de la cuenca miocena. Se interpretan como **paleo-barras** lacustres que dan relieves residuales positivos de resistencia a la erosión.

4.1.2.2. Formas de ladera

Los coluviones antiguos (miocenos a tal vez pliocenos) que circundan los relieves de sierras cuarcíticas se hallan recubiertos por delgadas formaciones superficiales más recientes que incluyen **coluviones** de matriz limo-arcillosa de tonos ocres y **canchales** cuarcíticos ligados a una morfogénesis más reciente. Los canchales, con movilidad subactual, se acumulan en los surcos labrados por la arroyada. Otros coluviones se asocian a depósitos gruesos oligocenos colgados por la disección en la zona de El Guijo.

Cambios de pendiente bruscos y **regularización de pendientes** se asocian a las vertientes donde afloran niveles plásticos del Triásico y del Mioceno.

4.1.2.3. Formas fluviales

Los niveles de **terrazas** situados a +15, +12 y +5 m constituyen los rasgos morfológicos fluviales con mejor representación en la Hoja. El nivel de +12 al sur del Cigüela pasa insensiblemente a un replano sin apenas depósito fluvial reconocible y que hemos interpretado como **terrazas erosiva** ligada al vaciado de la zona semiendorreica hacia el portillo existente al sur de El Guijo. La edad de estos niveles, por correlación con los depósitos de otras terrazas del sistema del Guadiana, ya expresada en el capítulo de estratigrafía, representa el Pleistoceno inferior, medio y superior, respectivamente. La terraza actual o **llanura de inundación**, situada a +2-3m, presenta mejor desarrollo en el curso del Cigüela, probablemente ligado a una mayor subsidencia por disolución de los yesos infrayacentes. El brusco final del encajamiento de su lecho actual hacia el oeste y algunas direcciones N-S anómalas en el trazado de **cauces abandonados** de tipo meandriforme, pueden estar relacionados con ese proceso. Los **escarpes fluviales** en bordes de aterrazamientos son frecuentemente **difusos** o están completamente borrados.

Los **fondos de valle** constituyen, 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 de tendencia dendrítica, a veces con fuerte control estructural (Arroyo de la Cañada Torrejón) y corto desarrollo, dirigida hacia las múltiples zonas endorreicas del área o hacia los colectores principales del sistema Cigüela-Riánsares. En algunos puntos de pérdida de drenaje se han venido originando **conos de deyección**, con morfologías conservadas desde al menos el Pleistoceno superior.

4.1.2.4. Formas poligénicas

Dentro de las superficies de erosión, la más antigua conservada es la **superficie de erosión en cumbres (Sc)**, conservada sobre los relieves de resistencia de las cuarcitas ordovícicas, cuya génesis a partir de una penillanura generatriz (GARCÍA ABAD, F.J. y MARTÍN SERRANO, A., 1980) o ligada a un control estructural de las charnelas antiformales hercínicas (MUÑOZ JIMÉNEZ, J., 1976), ha sido bastante discutida. En la hoja de Villacañas esta superficie, muy neta, se halla basculada hacia el este desde los 878 m del vértice Romeral hasta los 774 m de la antena de radio de Villacañas. En algunos puntos aparece fosilizada por una costra laminar calcárea y un suelo limoso ocre. En cualquier caso se trata de una superficie antigua, ligada a la denudación del Macizo Hespérico durante el final del Paleozoico y el inicio del Mesozoico.

La **superficie de erosión-encostramiento (S3)**, de edad pliocena terminal al cuaternario más antiguo (PÉREZ GONZÁLEZ, A., 1982), tiene una cota bastante uniforme alrededor de los 700-705 m, aunque en el dominio de la Cuenca de Madrid, al NO de la Hoja, aparece biselando formaciones miocenas hacia el oeste. Lleva asociada un caliche generalmente de gran potencia (ver estratigrafía) pero que apenas está desarrollado hacia el suroeste de la Hoja. Por su posición y significado, consideramos esta superficie correlacionable, al menos en parte con la "Superficie superior de la Llanura Manchega" de PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1982) o

S_{II} de MOLINA, E. (1975), ya que en la región aparece topográficamente por debajo de la "Costra laminar bandeada" o S_I , otra superficie de erosión-encostramiento.

La articulación de los **relieves residuales** de las sierras cuarcíticas con niveles de base relativos más bajos, como la superficie S_3 o los niveles de terraza del Pleistoceno inferior, se realiza mediante unos depósitos detríticos fluvio-torrencales encostrados con morfología de **glacis**. Las zonas más altas de este piedemonte, sobre las cuarcitas o sobre los coluviones antiguos están frecuentemente formadas únicamente por la costra calcárea, en la que se pueden reconocer cantos aislados o lechos de gravillas. Su edad, por referencia al nivel de base más moderno, puede ser del Pleistoceno inferior. En el entorno del Arroyo de Cañada Torrejón aparecen **glacis erosivos**, labrados sobre depósitos oligocenos y miocenos, algo encajados bajo los retazos del piedemonte encostrado a partir de cuya degradación parecen generarse.

4.1.2.5. Formas endorreicas

Las formas endorreicas (navas, lagunas estacionales y lagunas permanentes) 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 Villacañas, la amplia extensión de formaciones impermeables aflorantes o subaflorantes y la topografía general de bajos gradientes hacen que estas formas sean muy frecuentes y extensas. 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 Villacañas son agrupables en:

- Depresiones de origen kárstico sobre formaciones tabulares calcáreas o sobre su sustrato arcilloso (NO, NE de la Hoja).
- Depresiones alineadas N-S sobre un adomamiento de Keuper arcilloso-evaporítico o sobre miocenos arcilloso-evaporíticos suprayacentes a lo largo del límite con el bloque de zócalo del dominio de Montes de Toledo (de norte a sur de la Hoja sobre la zona de Villacañas).
- Fondos cerrados en piedemontes de sierra, que en la Hoja de Villacañas corresponden a antiguas cubetas con rellenos impermeables miocenos (anticlinal de Los Torneros-Rebolarejo-Villacañas, zona centro-oeste de la Hoja).

En cuanto a los depósitos asociados (ver capítulo de estratigrafía) se organizan en varios episodios, los más antiguos de los cuales presentan morfología de **terrazas lacustres**, a veces marcadas por **escarpes lacustres**, con una zona central más deprimida.

4.1.2.6. Formas kársticas

Las formas kársticas son frecuentes en tanto que las formaciones carbonatadas y evaporíticas cubren gran parte de la Hoja o están subaflorantes. Sin embargo las formas tienen poca

expresión, presentando **bordes de dolina difusos o cubiertos** por detríticos permeables, siendo a veces sólo reconocibles los **fondos de dolina** como áreas circulares deprimidas, con depósitos de *terra rossa* asociados. Muchos de ellos han evolucionado hacia formas puramente endorreicas.

4.1.2.7. Formas antrópicas

La Hoja de Villacañas cubre una zona poblada desde antiguo, con abundantes vestigios en el paisaje (fortificaciones, canteras, aljibes, presas) que van desde la Edad del Bronce a la segunda edad del Hierro y a época romana, sin embargo únicamente presentan entidad cartográfica las más recientes, ligadas a **explotaciones a cielo abierto** fundamentalmente de gravas en las terrazas y a la excavación de **trincheras** en el trazado del ferrocarril.

4.2. EVOLUCIÓN DINÁMICA

El final de la Orogenia Hercínica supone la conformación del macizo Hespérico como un área emergida sujeta a peneplanización desde el final del Paleozoico y durante el Mesozoico, bajo un clima tropical que favorece la formación de un profundo manto de alteración laterítico. Basculamientos y reactivaciones del relieve debieron tener lugar a lo largo de esta extensa época, pero la principal etapa de rejuvenecimiento debió de corresponder al Paleógeno, debido al comienzo de la Orogenia Alpina con la compresión bética. En esta época se denudó profundamente el manto de alteración que afectaba diferencialmente a las series pizarrosas paleozoicas frente a las cuarcíticas, e igualmente intenso en los granitos del área, dándose origen a una superficie grabada que en la mitad occidental de la Hoja se adivina en el saprolito granítico alomado que aflora bajo los depósitos detriticos gruesos del Oligoceno.

En el Mioceno, con el levantamiento de la Sierra de Altomira se configura un área deprimida abierta hacia la cuenca de Madrid, cuyos depósitos apenas cubren o contornean los relieves resistentes de cuarcitas ordovícicas. Esta paleotopografía plana del final de la etapa de relleno neógeno 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. 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 y de depresiones endorreicas de mediano tamaño.

4.3. PROCESOS ACTUALES

Los procesos actuales de mayor importancia en la Hoja de Villacañas, tanto por su singularidad geomorfológica como por su valor ecológico, son las depresiones endorreicas. Sometidas a un fuerte régimen estacional y en un contexto de depresión de acuíferos por la explotación

humana (introducción de sistemas de riego en viñedos, que constituyen la principal actividad agrícola del área y crecimiento de la actividad industrial en Villacañas) la continuidad en el tiempo de estos sensibles sistemas es preocupante. Dentro de la evolución esperable, las lagunas permanentes pasarán a convertirse en exclusivamente estacionales y por fin, creciendo centrípetamente el área de playa lacustre y colmatándose por el aporte de las arrolladas en épocas de lluvia, quedaran como navas ocupadas por pastizales.

5. PETROLOGÍA

5.1. ROCAS FILONIANAS

5.1.1. Pórvidos (1)

Existe en el área una densa red de diques de pórvidos graníticos, de dirección ENE-OSO a E-O y espesor decamétrico afloran especialmente bien en la zona de la carretera de Villacañas a Madridejos, sobre el Arroyo de la Cañada Torrejón, donde dan un cierto relieve positivo sobre el granito encajante, que aparece muy alterado a un "lehm". Son rocas de color gris oscuro, con megacristales de feldespato, cuarzo y biotita, todos ellos idiomorfos, que destacan sobre la matriz criptocristalina de tonos oscuros. En algunas zonas hay estructuras de flujo en condiciones plásticas, con desarrollo de bandeados y pliegues isoclinales afectando al bandeadado.

Al microscopio aparecen fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa idiomorfos, cuarzos con golfos de corrosión y placas hexagonales de biotita que puede estar retrogradándose a clorita, en una matriz criptocristalina de feldespato y plagioclasa. Son frecuentes las texturas esferulíticas en la matriz, con crecimiento radial de fibras de feldespato potásico y cuarzo. La plagioclasa exhibe procesos de sericitización y albitización, cristalizando epidota asociada. Circones, opacos y coronas de esfena en torno a las ilmenitas completan su mineralogía.

La edad de estos diques, como en otras partes del macizo hespérico, debe estar relacionada con el relajamiento tensional tardihercínico a eoalpino de la península, siendo probablemente de edad pérmbica.

5.2. ROCAS ÍGNEAS

5.2.1. Granitos biotíticos porfídicos (2). Granito de Madridejos.

Los granitos afloran exclusivamente en el suroeste de la Hoja, en el valle del Arroyo de la Cañada Torrejón. Aparece arrasado y muy alterado, la mayor parte del afloramiento está cubierto por un "lehm"; únicamente en el mismo encajamiento del arroyo aparece desnudo, a veces como bolos movidos por labores agrícolas. El granito de Madridejos forma parte de una alineación de intrusiones epizonales, la alineación plutónica de Mora-Gálvez o Mora-Las Ventas, emplazadas en el bloque de techo de la Falla de Toledo, la cual les afecta al menos en etapas dúctil-frágiles, de modo que se encuentran desenraizados y transportados por ella (SANTA TERESA, I. et al., 1983). Debido a su carácter epizonal, los granitos producen metamorfismo de contacto sobre el encajante. BERGAMIN, J.F. y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1986), basándose en datos gravimétricos, sugieren una forma elipsoidal para el cuerpo plutónico, orientado con eje mayor N-S.

De los cuatro litotipos descritos por ANDONAEGUI, P. (1990) dentro de este cortejo intrusivo, únicamente están bien representados los granitos porfídicos. Se trata en general de rocas de grano grueso, con abundantes fenocristales idiomorfos de feldespato potásico en una matriz cuarzo-feldespática con biotita. Al microscopio el feldespato potásico se presenta como perítico, con inclusiones mirmequíticas de cuarzo y de cristales de plagioclasa... Aparte de como cristales idiomorfos en la matriz o incluidos en el feldespato como granos o como exoluciones, se presenta en los bordes del feldespato y con texturas mirmequíticas con cuarzo. El cuarzo, salvo algún megacristal globuloso, aparece como granos pequeños en la matriz, o como inclusiones en la plagioclasa y el feldespato.

La intrusión de los granitos de Mora-Gálvez ha sido datada por ANDONAEGUI, P. e IBARROLA, E. (1987) mediante Rb-Sr en roca total en 320 ± 8 Ma, aunque esta edad parece muy elevada, dado el carácter tardío de la intrusión, y existen edades Rb-Sr algo más bajas, de 315 ± 13 Ma para los granitos de Mora-Ventas-Orgaz y de 307 ± 3 Ma para los de Gálvez-Torcón.

5.3. METAMORFISMO

5.3.1. Metamorfismo regional hercínico

Los materiales paleozoicos de la Hoja de Villacañas han sufrido un episodio tectonometamórfico en condiciones de grado bajo, ligado a la deformación de primera fase hercínica. Este episodio de deformación está ligado al principal episodio de engrosamiento cortical producido por la convergencia NE-SO del orógeno hercínico y se desarrolla bajo un gradiente barroviense de gradiente P/T intermedio.

El flanco norte del antiforme de 1^a fase de Los Torneros-Rebollarejo-Villacañas se encuentra en condiciones de zona de la clorita. Por debajo del techo del Tremadoc en este flanco tiene lugar la entrada en condiciones de estilpnometiana, que aparece en algunas litologías pelíticas, en el núcleo y flanco sur del antiforme. Los materiales cámbicos se encuentran en condiciones de biotita sin-D1. La aparición de una zona sin-D1 de biotita ligada a los términos más bajos estratigráficamente, parece relacionada con un pequeño domo de interferencia (tipo 1 de RAMSAY, J.G., 1967) entre D1 y D3. En conjunto, el metamorfismo regional hercínico en el área no supera la facies de esquistos verdes.

La disposición cartográfica de las isogradas de aparición de la estilpnometiana y la biotita sin-D1 serían aproximadamente paralelas a la estructura de 1^a fase y resultarían plegadas junto con éstas por los pliegues de 3^a fase hercínica. No se observa una recristalización metamórfica asociada a la tercera fase de deformación.

5.3.2. Metamorfismo de contacto

El granito de Madridejos intruye en una serie de materiales del paleozoico inferior que han sido plegados y han sufrido una recristalización metamórfica en condiciones de bajo grado. El

emplazamiento en estas condiciones epizonales produce una aureola metamórfica, descrita en otros puntos de la alineación plutónica Mora-Las Ventas por ANDONAEGUI (1992) que en la Hoja de Villacañas presenta la siguiente zonación, de más cerca a más lejos del plutón: zona de andalucita (facies de corneanas anfibólicas), zona de biotita (facies de corneanas de albita-epidota), y una amplia zona con recristalización de micas blancas y cuarzo. Las isogradas de aparición de los minerales índice probablemente presentan una disposición groseramente E-O, siguiendo la topología en profundidad del granito, cortando las estructuras previas.

En las zonas de andalucita y biotita, las rocas pelíticas afectadas se presentan como pizarras mosqueadas, en las que las máculas de biotita y andalucita se forman a partir de la fracción micácea de la roca, dando lugar a poiquilocróstales redondeados con gran cantidad de inclusiones esqueléticas de cuarzo. Las areniscas y cuarcitas recristalizan a texturas de mosaicos poligonales de granos de cuarzo sin deformación intracristalina.

La edad del metamorfismo de contacto ha de ser cercano a los 320 ± 8 Ma de la intrusión granítica Mora-Las Ventas (ANDONAEGUI, P. e IBARROLA, E., 1987).

6. HISTORIA GEOLÓGICA

En esta zona los movimientos sárdicos dan lugar a la discordancia existente entre el Ordovícico y Precámbrico. El Cámbrico bien desarrollado aparece más al SO, en zonas más centrales de los Montes de Toledo. Los depósitos del Cámbrico inferior que aparecen en la zona representan una sedimentación de plataforma en condiciones perimareales.

Durante el Tremadoc y Arenig se produce la sedimentación de un ciclo que a grandes rasgos, posee una tendencia transgresiva. Las facies más proximales corresponden a las series heterolíticas con areniscas de la parte inferior del Tremadoc (materiales deltaicos redistribuidos por las corrientes litorales y las mareas?). La sedimentación continúa en una plataforma somera y subsidente con depósitos de llanura de mareas y barras litorales (sub mareas?-litorales?). La cuarcita Armoricana, en el techo de esta secuencia y podría representar un complejo de barras submareales progradantes.

A partir del Arenig y durante el resto del Ordovícico pueden reconocerse una serie de ciclos o megasecuencias de carácter regresivo, bien representados en los montes de Toledo. Comienzan con depósitos de plataforma externa y evolucionan hacia depósitos de tempestitas que reelaboran los materiales de las barras (litorales) que coronan los ciclos.

La parte inferior del primer ciclo, único de los representados en la presente Hoja, se desarrolla durante el Llanvir y Llandeilo inferior (Pizarras de Río). El segundo tiene una edad Llandeilo superior o Caradoc inferior. El tercero va desde el Caradoc inferior (nivel con oolitos fosfatados) al Ashgil. El límite entre los ciclos es neto y la evolución o somerización dentro de cada uno de ellos, paulatina. Esto implica hundimientos rápidos de la cuenca (o elevaciones del nivel del mar) y desarrollo de megasecuencias del tipo "shoaling up". Durante el Ordovícico medio y superior, existe una actividad volcánica moderada con emisión de productos básicos de composición basáltica, que se relacionan normalmente con las facies más profundas o con la base de las secuencias (diques, sill, etc.).

En la Hoja no existe registro del Ordovícico más superior ni del resto del paleozoico. Regionalmente se conoce la existencia de Carbonífero antehercínico (Dinantense-Namuriense en el Sinclinorio de Guadalmez) y posthercínico (Estefaniense). La fase principal de la orogenia hercínica debe situarse entre ambas y es la que origina las grandes estructuras regionales.

A continuación, tiene lugar un periodo de tiempo de duración incierta, en el que dominan las condiciones erosivas con desmantelamiento, a la vez que las fracturas tardihercínicas se reactivan en régimen distensivo, dando lugar a cuencas que comienzan a llenarse por sedimentos continentales a base de abanicos aluviales y depósitos fluviales durante el Triásico inferior (facies *Buntsandstein*), que evolucionan rápidamente a facies transicionales y de llanuras de mareas (depósitos inter a supramareales de la facies *Muschelkalk*), y culminan con el establecimiento de un ambiente restringido tipo "sebkhas" litorales, donde la sedimentación dominante fue la lutítica y evaporítica (facies *Keuper*).

Los primeros materiales cretácicos ampliamente representados en el sustrato mesozoico de la de la presente Hoja y de la región, corresponden a la Fm Arenas de Utrillas. Su discordancia de base se ha atribuido tradicionalmente a los efectos de la fase Aústrica, coincidiendo recientemente diversos autores al señalar que en realidad corresponde al inicio de la fase de relajamiento térmico subsiguiente a los procesos de "rifting" del Jurásico terminal Cretácico inferior. La Fm Arenas de Utrillas, con facies de Llanura fluvio-deltaica, marca el inicio de un primer megacírculo deposicional que culmina con una interrupción sedimentaria en el límite Turonense-Coniaciense, no representado en el ámbito de estudio. El Cenomanense corresponde a un ambiente de plataforma carbonatada. En sus primeros episodios, con cierta influencia de terrígenos se deposita la Fm Chera. El avance marino ocasiona la instalación de ambientesmareales en los que se produce el depósito de las Fms Alatoz y Villa de Ves. A techo de esta última, se identifica una discontinuidad en forma de un "hard-ground". Las condiciones transgresivas se reanudan durante el depósito de la Fm Margas de Casa Medina, todavía de edad Cenomanense, en condiciones de plataforma abierta. Con esta última formación, se acaba el registro de los materiales mesozoicos en la presente Hoja.

Regionalmente, a finales del Cretácico e inicio del Paleógeno, tiene lugar un ciclo regresivo, tras el cual, el depósito del resto de los materiales del Paleógeno (Eoceno y Oligoceno), significa la generalización de un ambiente continental en la zona de estudio. Sus facies corresponden a aparatos fluviales bien desarrollados, que ocuparían las zonas distales de abanicos aluviales de gran eficacia de transporte, procedentes de área fuente paleozoica y mesozoica.

El resto de los depósitos Cenozoicos de la Hoja (Neógeno), se depositarían discordantes sobre una paleogeografía heredada, originada en el episodio de máxima deformación de los movimientos alpinos generadores del levantamiento de los relieves mesozoicos. Como consecuencia de la erosión de dichos relieves (Aragonense), se produce la sedimentación de abanicos aluviales, cuya composición detrítica grada, hacia zonas más distales (oeste), a facies principalmente lutítica de Llanura aluvial y facies de lago salino (evaporitas), dentro de la secuencia deposicional Unidad Intermedia I. Un relajamiento en la deformación del área fuente, provocaría una retrogradación de dichas facies aluviales, que culminarían con el depósito de facies lacustres someras.

Posteriormente (Aragonense superior-Vallesiense), tiene lugar una generalización de facies lutíticas propias de un ambiente de Llanura aluvial, como consecuencia de una remisión de los abanicos aluviales adosados a los relieves mesozoicos (Unidad Intermedia II).

En general, 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 húmedas.

El final del Mioceno (Unidad Superior), 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 bien representados en la Hoja suprayacente (Corral de Almaguer-660), que gradan hacia el O a facies más finas. 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.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. HIDROGEOLOGÍA

El territorio de la hoja a escala 1:50.000 de Villacañas (nº 687) se extiende entre la autovía N-IV y las áreas húmedas asociadas a los ríos Riánsares y Cigüela. Se incluye, por tanto, dentro de la región fisiográfica de La Mancha, en la provincia de Toledo.

Los únicos núcleos de población localizados en este territorio son Villacañas, La Puebla de Don Fadrique y Quero, destacando el primero de ellos por su número de habitantes (8.711).

La topografía de esta hoja es eminentemente llana, aunque se aprecian ciertas diferencias entre sus mitades oriental y occidental. La zona oriental presenta un relieve dominado por una morfología dominada por las llanuras aluviales de los ríos citados, con alturas comprendidas entre los 650 y 680 msnm, mientras que hacia el O de Villacañas, se extiende una amplia planicie salpicada de pequeños cerros y serranías, con cotas mínimas de 665 m y máximas entorno a los 800 m (Conde, 807 m).

Desde el punto de vista hidrológico, el carácter más destacado de esta hoja es su marcado endorreísmo, que da lugar extensas áreas encharcadas, con carácter temporal o permanente, sobre todo en la confluencia de los ríos Riánsares y Cigüela, constituyendo parte de la denominada "Mancha Húmeda" que se extiende hacia el S dentro de la provincia de Ciudad Real. Por otra parte, la mayor parte de la hoja se incluye dentro de la cuenca hidrográfica del Guadiana (a ella pertenecen los cursos fluviales y lagunas mencionadas), mientras que su cuadrante NO corresponde a la cuenca del Tajo (Figura 1).

Los principales acuíferos de la zona están asociados a las formaciones carbonatadas y detríticas comprendidas entre el Triásico y el Paleógeno de la unidad Hidrogeológica 04.03 Consuegra-Villacañas y, sobre todo, a las calizas del Mioceno medio-superior de la U.H. 04.02 Lillo-Quintanar, mientras que el resto de los materiales permeables (raña pliocena y depósitos cuaternarios) forman acuíferos libres de menor entidad, aunque de gran extensión superficial dentro de ambas unidades hidrogeológicas.

Como formaciones confinantes de los acuíferos mesozoicos y en la base de los superficiales se encuentran formaciones margo-arcillosas terciarias de baja permeabilidad (acuitardos) y las arcillas del Keuper, de muy baja permeabilidad.

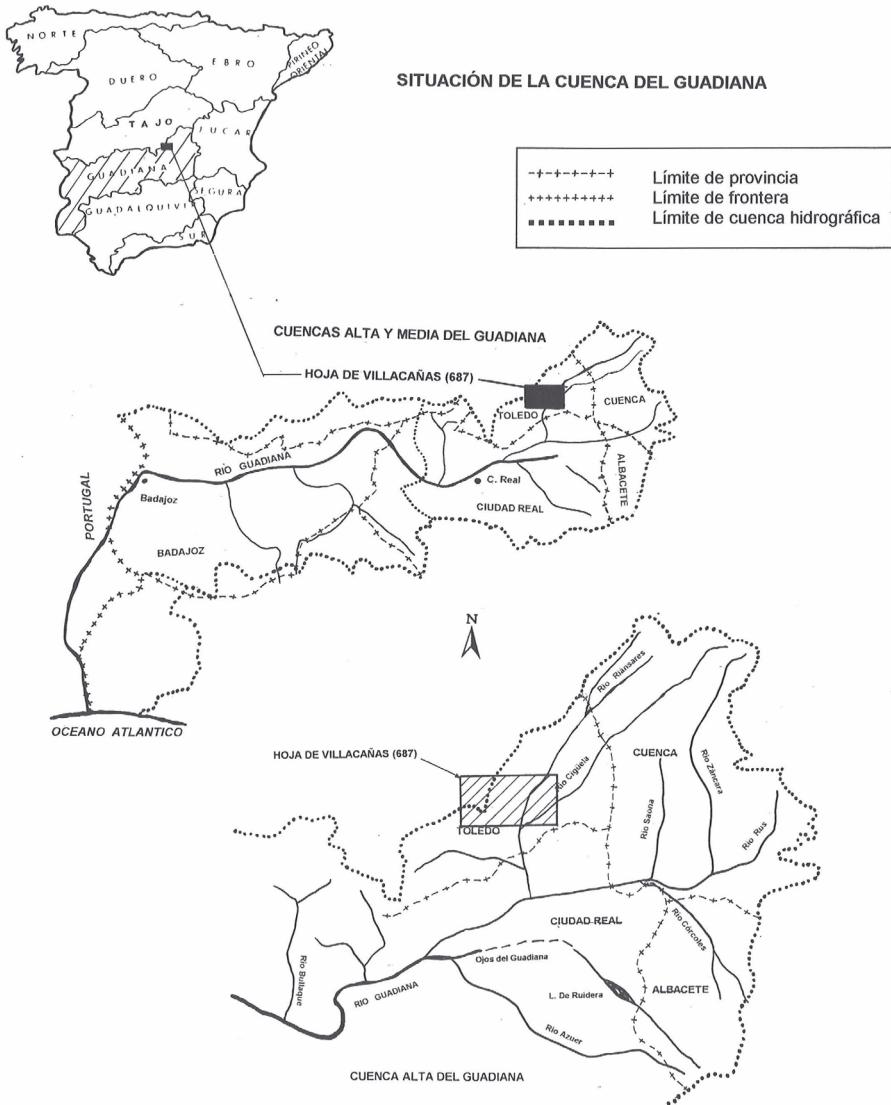


Figura 1. Plano general de situación y red hidrográfica simplificada de la Cuenca del Guadiana

7.1.1. Características climatológicas

El clima de este sector de Castilla-La Mancha se caracteriza por un verano largo, seco y caluroso y un invierno frío, con numerosas heladas, que ocurren anualmente durante 35 a 50 días.

La pluviometría media anual, utilizando los datos del observatorio meteorológico de Toledo para el periodo 1909-1992, es de 368,5 mm (Figura 2). Estas precipitaciones se distribuyen durante unos 65 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 o 3 días de duración, son del 15 de octubre al 15 de noviembre. Por tanto, las lluvias correspondientes a la primavera, otoño e invierno constituyen aproximadamente el 90% de las precipitaciones totales anuales, quedando solamente el 10% para el periodo estival.

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. En las zonas húmedas de la mitad meridional de la hoja, debido a la alta evaporación estival, es frecuente la formación de nubes de desarrollo vertical que dan lugar a tormentas durante 15 a 20 días al año. También se generan nieblas por irradiación a lo largo de unos 25 días de promedio.

En el Cuadro siguiente se exponen los datos climáticos de la estación meteorológica de Campo de Criptana (GARCIA DE PEDRAZA, L. et al., 1994), situada al E de esta hoja y que puede considerarse representativa de las áreas lagunares existentes en la mitad E de la misma:

ESTACIÓN METEOROLÓGICA	A	P	D	t	TM	Tm	ETP
Campo de Criptana	710	398	59	14,5º	20,9º	8,2º	789

Cuadro 1

A = Altitud (msnm)

P = Precipitación media anual (mm)

D = Días de lluvia

t = Temperatura media anual (ºC)

TM = Valor medio anual de las temperaturas máximas (ºC)

Tm = Valor medio anual de las temperaturas mínimas (ºC)

ETP = Evapotranspiración potencial media anual, según Thornthwaite (mm)

La evapotranspiración potencial, obtenida mediante el método de Thornthwaite en el observatorio de Toledo, para un periodo de 30 años (1941-1970), es de 822 mm. Para el año hidrológico 1991-92, a partir de los datos de la estación meteorológica de Villafranca de los Caballeros (situada a 10 km al S de la hoja) es de 815 mm, utilizando el mismo método.

Para los mismos periodos, la evapotranspiración real para la estación de Toledo alcanza valores de 359 mm y 375 mm, según se consideren reservas de agua en el suelo 75 y 100 mm, respectivamente. Según el observatorio de Villafranca de los Caballeros, la ETR da un valor de 343,5 mm, para una saturación de agua en el suelo de 50 mm. (ALMARZA, C., 1984). En cualquier caso, puede decirse que las pérdidas teóricas de agua por evapotranspiración serán del 100%, llegando alcanzar de 2 a 6 veces el valor de las precipitaciones en la estación de Villafranca de los Caballeros (FORNES AZCOITI, J.M.^a, 1994).

Por tanto, el clima de esta zona puede clasificarse como continental, templado con tendencia a ser extremado, semiárido con vegetación escasa, de veranos e inviernos largos y primaveras y otoños cortos.

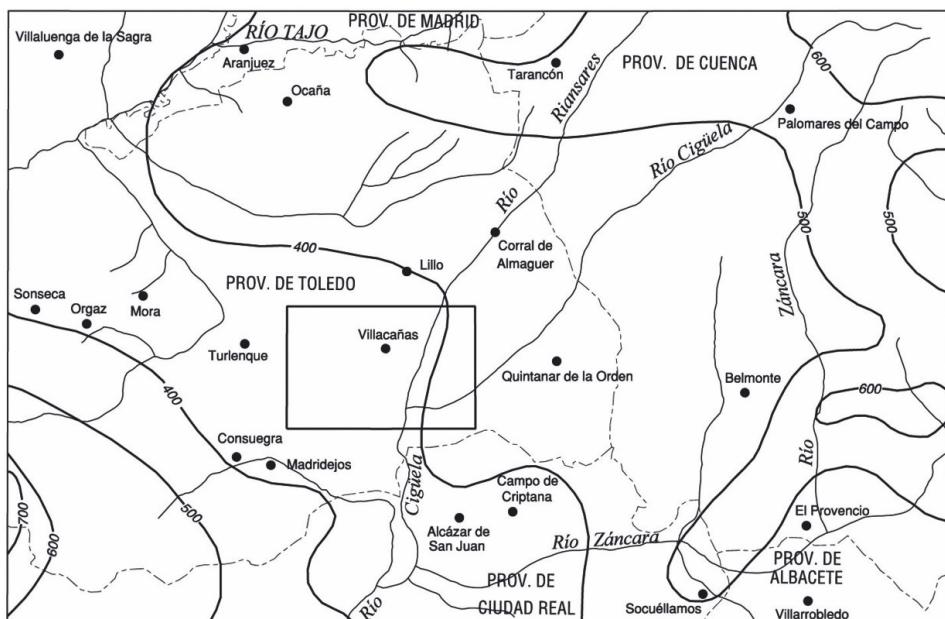


Figura 2. Mapa de isoyetas medias anuales de la zona para el periodo 1930-1975 (basado en IGME, 1983a y MAPA, 1988)

7.1.2. Hidrología superficial

La red de drenaje de esta hoja se reparte entre las cuencas hidrográficas del Tajo y del Guadiana. La primera de ellas comprende aproximadamente el 30% de la superficie de la hoja, en su cuadrante NO y se trata de una zona llana, que se extiende al O de la sierra del Romeral, de la que parten cursos difusos de corto recorrido y de carácter estacional, cuyos caudales terminan infiltrándose en el terreno.

El resto de la hoja, incluido en la cuenca del Guadiana, presenta como elementos fundamentales de su red hidrográfica a los ríos Cigüela y Riánsares, como cursos permanentes en la mitad E de la zona, y al arroyo de la Cañada de Torrejón, de carácter estacional, que atraviesa el cuadrante SO en sentido ESE.

El caudal del Cigüela es relativamente elevado en invierno, mientras que en estiaje se reduce drásticamente, en gran parte debido a las extracciones de agua para riegos y a la elevada evapotranspiración, como ya se ha dicho.

En la estación de aforos nº 201, situada a la altura de La Puebla de Almoradiel (6 km al E de la hoja), que corresponde a un sector de la cuenca del Cigüela de 995 km², las aportaciones medias calculadas para el periodo 1921-22 a 1988-89 se cifra en 48,27 hm³/año, según los datos de IGME (1979) y del Anuario de Aforos. Entre dicha estación y la nº 202, ubicada en Villafranca de los Caballeros, a unos 10 km. aguas abajo (3.367 km² y 65 hm³/año de aportación), se han registrado descensos notables de caudales, desde el periodo 1979-80, coincidiendo con el inicio del periodo seco (FORNES AZCOITI, J.M., 1994). Esto es debido principalmente al incremento de las extracciones de agua para regadío, desde el propio cauce y su llanura aluvial, y a las infiltraciones de agua en el acuífero cuando atraviesa materiales más permeables, por cambio de facies hacia el sur.

El cauce del río Cigüela, que tiene una pendiente inferior al 1,5 %, es de carácter meandriforme y se encuentra canalizado, por lo que presenta un trazado rectilíneo en gran parte de su curso.

El río Riánsares divaga en sentido N-S por la mitad oriental de la hoja y desemboca en el Cigüela al E de Quero, dando lugar a un conjunto de humedales que abarcan unos 30 km², en la que destaca la laguna del Taray.

La morfología llana de ese sector de la hoja, unida a la proximidad a la superficie de la cota piezométrica de los acuíferos carbonatados mesozoicos y a la baja permeabilidad del Terciario Detritico aflorante, favorece la generación de extensas áreas encharcadas, con carácter permanente o estacional. En general, se trata de lagunas de fondo plano y menos de 1 m de profundidad, entre las que destacan por su extensión las de La Albardiosa, Laguna Larga, Laguna Grande, Tirez y el Salobral.

Las aguas de estas lagunas suelen presentar una elevada salinidad, siendo ricas en cloruros y sulfatos fundamentalmente. Estas altas concentraciones se deben al lavado y arrastre de los minerales salinos (yesos y halita fundamentalmente) existentes en las formaciones geológicas del Trías o Terciario, a lo que se une la generación de láminas de agua extensas y someras sometidas a una intensa evaporación (la ETP duplica a las precipitaciones anuales). El resultado es la neoformación de minerales sulfatados y clorurados que, en ocasiones, constituyen concentraciones susceptibles de ser explotadas, como sucede en la Laguna Grande de Quero.

7.1.3. Características hidrogeológicas

Los acuíferos de interés regional distinguidos en la mayor parte de la hoja de Villacañas se encuentran incluidos en dos de las principales unidades hidrogeológicas definidas en la cuenca del Guadiana (Figura 3), que son las siguientes: **U.H. 04.02 Lillo-Quintanar** y **U.H. 04.03 Consuegra-Villacañas** (DGOH-IGME, 1988). Ambas se encuadran dentro del antiguo sistema nº 20, o “Terciario detrítico-calizo del norte de La Mancha” (IGME, 1980 y 1981).

Además de las unidades anteriores existe, dentro del territorio del cuadrante NO de esta hoja incluido en la Cuenca del Tajo, una pequeña porción territorial (10 km²) pertenecientes a la **U.H. 03.08 Ocaña** que no será por su escasa relevancia regional.

Al resto del sector correspondiente a la cuenca del Tajo (la mitad O del cuadrante noroccidental) se lo considera terreno “impermeable o con acuíferos aislados” (DGOH-IGME, 1988). Los materiales que afloran aquí son de muy escasa permeabilidad (rañas, Terciario Detritico-Evaporítico y Paleozoico), por lo que únicamente dan lugar a acuíferos de poca entidad.

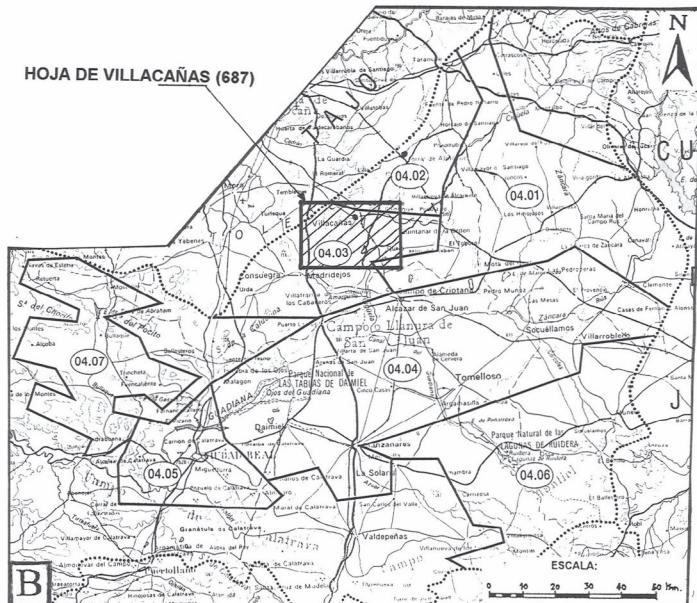
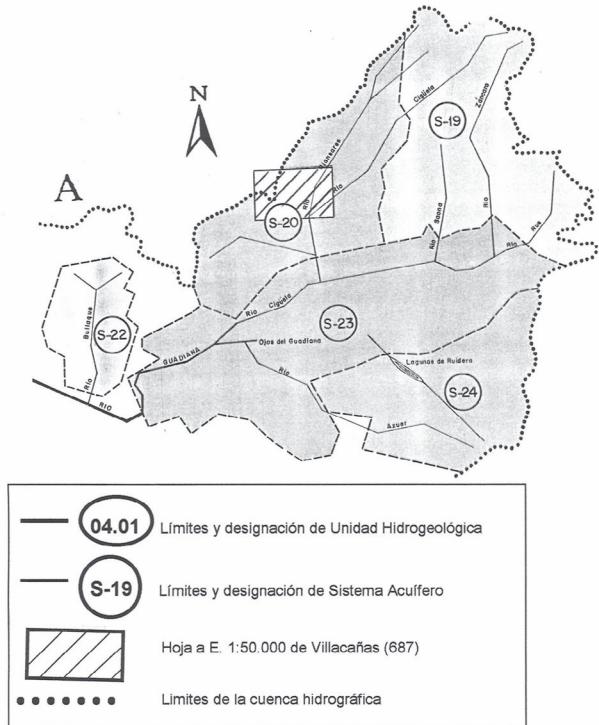
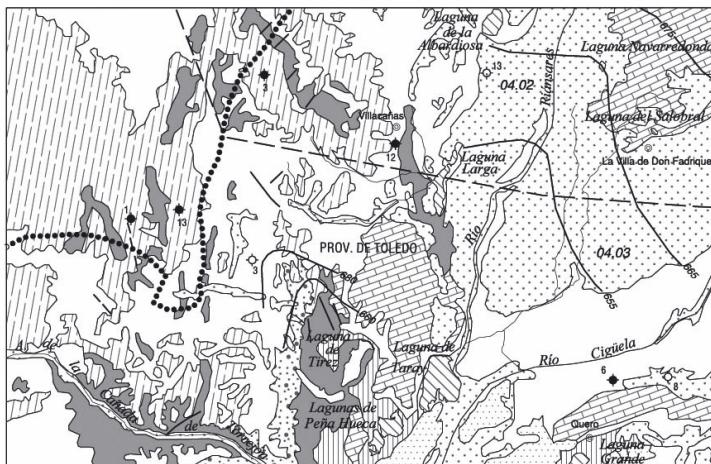


Figura 3. Planos generales de Sistemas Acuíferos (A) y Unidades Hidrogeológicas (B) del tramo alto de la Cuenca del Guadiana

A continuación se describen las características hidrogeológicas de los materiales comprendidos entre los límites de las dos unidades principales de esta hoja (Figura 4):

MAPA DE UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS Y ACUÍFEROS



LEYENDA

ACUÍFEROS

Llanuras aluviales y terrazas (Cuetemajito)

WINDHUK

Wetlands (1,000 ha)

Páramo calcáreo-detritico (M)

Acuíferos profundos confinados y acuitardos

Terciario Detritico-Evaporitico (Mioceno)

Acuífero Paleógeno (Eoceno-Oligoceno)

Materiales detriticos y/o carbonatados semiconfinados o confinados

Formulario de autorización y declaración (D-1)

Facies Buntsandstein y Muschelkalk

permeables o con acuíferos aislados

10

Sondeos de la red de piezometría del I

Sondeos de la red de calidad del IGME

● Otros sondeos con datos de imágenes

l agunas y áreas encharcadas

Límite entre Unidades

— 655 —

Aspectos litológicos

entre cuencas hidrográficas

Figura 4. Unidades Hidrogeológicas y principales acuíferos distinguidos en la hoja de Villacañas (nº 687).

7.1.3.1. Unidad Hidrogeológica 04.02 Lillo - Quintanar

Tiene una superficie aflorante de 1.072,43 km². Coincide parcialmente con el sistema acuífero nº 20, "Terciario detrítico-calizo del norte de La Mancha" (ITGE, 1992).

Se trata de una unidad hidrogeológica 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 Detritico-Evaporítico).

Dentro de esta hoja, ocupa una superficie total de unos 138 km², de los cuales más del 60% están cubiertos por materiales permeables correspondientes a las terrazas y llanura aluvial del río Riánsares, que atraviesa la hoja en sentido N-S por su mitad oriental, y al Acuífero del Páramo.

La base impermeable de estos acuíferos la constituyen las series denominadas *Terciario Detritico-Evaporítico*, compuestas por margas, arcillas, yesos, limos, arenas y conglomerados (Mioceno inferior-medio) que, si bien pueden dar lugar, a su vez, a acuíferos profundos confinados o semiconfinados, en conjunto se comportan como un acuífero.

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 **recarga** del sistema se efectúa por infiltración directa del agua de lluvia (26,6 hm³/año) y en menor medida, por infiltración desde los ríos, que se comportan como perdedores durante el estiaje, y por los retornos de riego (2,2 hm³/año).

El flujo subterráneo de la unidad tiene una dirección NE-SO, hacia los ríos Cigüela y Riánsares, en los que **descarga** 21,8 hm³/año. El resto de sus salidas corresponden a los bombeos, de los cuales la mayor parte se deben a usos agrícolas (6 hm³/año), puesto que solo en la hoja de Villacañas se dedican unos 26 km² al regadío.

Los **datos piezométricos** de esta U.H. reflejan valores medios que van desde los 782 msnm en su zona N, hasta los 632 msnm en su sector S (IGME, 1983b y CHG, 1999). Dentro de esta hoja, la cota piezométrica se encuentra muy próxima a la superficie (675-655 msnm), con la dirección de flujo antes señalada, sobre todo en el sector Villacañas-La Puebla de Don Fadrique.

A continuación se describen en las propiedades hidráulicas de las series litológicas que forman los acuíferos más importantes de esta U.H. en la presente hoja:

– Acuíferos aluviales y terrazas

Están constituidos por las terrazas y los depósitos de la llanura aluvial del río Ríansares, compuestas por limos, arenas y gravas. La potencia de estos depósitos no suele superar los 15 m y presentan una superficie de afloramiento de unos 61 km².

Las terrazas y aluviales del Ríansares constituyen acuíferos libres de alta permeabilidad, que se encuentran comunicados hidráulicamente con los páramos calcáreos.

Su explotación se efectúa mediante pozos de gran diámetro, excavados hasta alcanzar el techo impermeable del Terciario Detritico-Evaporítico y los caudales extraídos se emplean en su mayor parte en la agricultura de regadío.

– Acuífero del Páramo

Los materiales que lo forman se incluyen en la unidad litoestratigráfica del Páramo o Unidad Terminal (Mioceno medio-superior), que culmina la etapa de relleno neógeno en este sector de la Cuenca del Tajo. Litológicamente, está compuesta por materiales detriticos en la base (areniscas), que pasan hacia techo y lateralmente a margas, margocalizas y niveles de calizas. El espesor total del conjunto es variable, no superándose habitualmente los 25 m de media en esta hoja.

Los bancos calcáreos, tienen un alto porcentaje de huecos de origen sinsedimentario (debidos a bioturbación) y/o secundario, por disolución y/o karstificación. Estos constituyen los niveles permeables más destacados, cuya transmisividad es de 500 m²/día, con caudales específicos medios de 5,45 l/s/m (IGME, 1979).

El acuífero constituido por estas formaciones se comporta como libre o semiconfinado y se explota mediante pequeños sondeos o combinaciones pozo-sondeo de 20 a 50 m de profundidad. Algunos ejemplos de estas explotaciones son los siguientes:

Número de inventario (ITGE)	Término municipal	Profundidad total del sondeo (m)	Cota del terreno (m.s.n.m.)	Cota piezométrica (m.s.n.m.)	Uso del agua
20273001	Villacañas (Toledo)	40,35	675	672	Desconocido
20273012	Idem.	26	670		Piezómetro de control
20273013	Lillo (Toledo)	72,10	667	661	Abastecimiento

Cuadro 2

- Acuíferos detríticos profundos:

En este apartado se incluyen una amplia gama de materiales de naturaleza detrítica o terrígena, correspondientes al Paleozoico, Triásico y, sobre todo, al Mioceno inferior-medio (Terciario Detritico-Evaporítico). Estos últimos, en conjunto, se comporta como un acuitardo, pudiendo localizarse niveles acuíferos en tramos de areniscas y/o conglomerados.

Dichas formaciones pueden alcanzar una potencia de 500 a 600 m. y los tramos permeables no afloran en el ámbito de esta hoja pero pueden ser alcanzados mediante sondeos profundos de investigación o explotación de aguas subterráneas, como sucede en los siguientes ejemplos:

Número de inventario (ITGE)	Término municipal	Profundidad total del sondeo (m)	Cota del terreno (m.s.n.m.)	Cota piezométrica (m.s.n.m.)	Uso del agua
20274002	Villacañas (Toledo)	260	670	667	Ninguno
20274007	La Puebla de Don Fadrique (Toledo)	93	671	664	Ganadería
20274008	ídem	179,30	675	674	Piezómetro de control

Cuadro 3

Muchos de estos sondeos se encuentran abandonados debido a la deficiente calidad de las aguas captadas, especialmente cuando atraviesan los niveles yesíferos del Mioceno o Triásico.

En cuanto a la **composición química** de las aguas de esta unidad, en el cuadro que se expone a continuación se reflejan los valores medios de los análisis efectuados en el punto nº 20273013, correspondiente a la Red de Calidad del IGME, durante el periodo 1974-95:

PARÁMETROS	VALORES	UNIDADES
Cloruros (Cl ⁻)	170	mg/l
Sulfatos (SO ₄)	1.370	mg/l
Bicarbonatos (HCO ₃)	160	mg/l
Nitratos (NO ₃)	46	mg/l
Sodio (Na ⁺)	92	mg/l
Magnesio (Mg ⁺⁺)	129	mg/l
Calcio (Ca ⁺⁺)	441	mg/l
Potasio (K ⁺)	7	mg/l
pH	7,8	mg/l
Conductividad a 20°C	2.700	µS/cm
Residuo seco	2.000	mg/l

Cuadro 4

A la vista de estos datos, se puede concluir que estos acuíferos profundos presentan aguas de la facies sulfatada cálcica y/o magnésica, con una mineralización y dureza muy altas (conductividad entre 1.500 y 6.600 µS/cm). Por lo tanto, no son aptas para el consumo humano, poco recomendables para el riego. Sobre este último aspecto, cabe señalar que se trata de aguas del tipo C3S1 (puntualmente incluso C4S1 y C4S2), que evidencian un riesgo alto a muy alto de salinización de suelos (ITGE, 1996).

Debido a sus características hidrogeológicas, los acuíferos libres superficiales de esta U.H. presentan un riesgo evidente de contaminación debida a compuestos nitrogenados, procedentes sobre todo de los vertidos generados por las explotaciones de ganado porcino y la industria del aceite de oliva (CHG, 1999). Por ello, se recomienda extremar las precauciones en lo referente a la ubicación de estas actividades, que deberían quedar restringidas a las áreas con menor riesgo potencial de contaminación (Figura 6).

7.1.3.2. Unidad Hidrogeológica 04.03 Consuegra - Villacañas

La unidad hidrogeológica Consuegra-Villacañas tiene una superficie total de 1.433,42 km², incluidos en su mayor parte en la provincia de Toledo (1.313,65 km²) y, en menor medida, en la de Ciudad Real (119,77 km²).

La superficie que abarca esta unidad dentro de la hoja es de 302 km², de los que alrededor del 60% corresponden a afloramientos de materiales permeables correspondientes al Trías, Cretácico, Acuífero del Páramo y a las terrazas y llanura aluvial de los ríos Cigüela y Riánsares.

Las series denominadas *Terciario Detritico-Evaporítico* (*TDE*, en adelante), compuestas por margas, arcillas, yesos, limos, areniscas y conglomerados (Mioceno inferior-medio) pueden dar lugar a acuíferos profundos confinados o semiconfinados en las formaciones paleozoicas o mesozoicas subyacentes y, en conjunto, se comportan como un acuitardo con cuerpos carbonatados o detriticos intercalados. Por otra parte, estos materiales sirven de base impermeable para los acuíferos del Páramo y los aluviales del sistema Cigüela-Riánsares.

Por tanto, de acuerdo con las características geológicas de los materiales citados, los acuíferos más representativos de este sector de la unidad son los constituidos por las areniscas de la base del Triásico (Facies Buntsandstein), el conjunto margo-calcáreo rico en yesos denominado *TDE*, y las calizas del Páramo (Mioceno superior).

De modo subsidiario, también se consideran tramos permeables algunos niveles calcáreos y detriticos del Trías (Facies Muschelkalk) y Cretácico superior; los conglomerados del Paleógeno, y las rañas, terrazas y llanuras aluviales del Plioceno y Cuaternario. Estos últimos, no constituirán acuíferos importantes debido a su variable y escaso espesor dentro de esta hoja.

En definitiva, se trataría de diferentes unidades acuíferas interconectadas entre sí a través de materiales menos permeables y constituyendo un acuífero complejo, muy compartimentado por la tectónica, anisótropo y heterogéneo. Los parámetros hidráulicos de cada una de las formaciones implicadas son difícilmente estimables separadamente, sin embargo, en algunos sondeos del cuadrante SE de la hoja se han obtenido valores empíricos de permeabilidad de 5 a 50 m/día (FORNES AZCOITI, J.M^a., 1994).

A continuación se describen las características hidrogeológicas de los tramos permeables de mayor interés, en lo referente a la explotación de aguas subterráneas dentro de este sector de la zona de estudio:

– Terciario Detritico-Evaporítico (Acuitardo)

Se incluyen en este apartado una serie de materiales de composición eminentemente margosa y arcillosa, entre los que se intercalan yesos, areniscas y niveles de brechas calcáreas y conglomerados, que se conocen como Facies Blanca en esta zona. La edad de dichas formaciones es Mioceno inferior-medio y su espesor varía entre 10 y 50 m, aunque puede alcanzar los 200 m.

El conjunto presenta frecuentes cambios laterales de facies, lo que origina grandes variaciones en su porosidad (de 1 a 20%) y permeabilidad que, en conjunto, se considera baja a muy baja, por lo que estas series se comportan como un acuífero pobre o un acuitardo, con una

transmisividad estimada en 10 a 90 m²/día y un coeficiente de almacenamiento de 0,14 a 0,18 (FORNES AZCOITI, J.M^a, *op. cit.*).

– Acuífero del Páramo

El techo del Terciario en esta zona está constituido por los niveles calcáreos de la Unidad Páramo (Mioceno medio-superior). Se trata de bancos de calizas y areniscas, que pasan lateralmente a margas blancas y que se extienden hacia las U.H. 04.02 bajo la cobertura cuaternaria.

La importancia hidrogeológica de estos acuíferos es reducida, debido al escaso espesor de la serie margoso-calcárea que no suele superar los 15 m. Sin embargo, su transmisividad puede ser localmente muy elevada, habiéndose calculado valores de 1.500 m²/día.

– Acuífero del Trías: Facies Buntsandstein

La unidad basal del Trías, compuesta por areniscas, conglomerados y limolitas, constituye un acuífero mixto (por porosidad intergranular y fisuración), situado directamente sobre la base impermeable regional que constituyen los materiales paleozoicos.

Estos tramos acuíferos, pese a su baja transmisividad (menos de 200 m²/día), suelen ser alcanzados mediante sondeos profundos que presentan caudales específicos de 0,3 a 1,1 l/s/m (IGME, 1979) y un coeficiente de almacenamiento de 5E-4 a 1,8E-2 (según valores obtenidos en los puntos nº 20278001 y 20277010).

En términos generales, la **explotación** de las formaciones anteriores se efectúa mediante sondeos de profundidades superiores a los 100 m (puntos nº 20278002, 20278006 o 20278009), salvo que se centren únicamente en el acuífero del Páramo, en cuyo caso no suelen superar los 30 m de profundidad, como ocurre con los pozos nº 20278003 y 20278008 del Inventario del IGME.

Los **métodos de perforación** recomendados para ejecutar sondeos en materiales carbonatados y detriticos consolidados, como los anteriormente descritos, 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, desde el punto de vista técnico, lo ideal sería combinar diferentes sistemas, es decir, comenzar los sondeos perforando a rotopercusión (o bien a rotación, cuando se trate de una cobertura detritica poco consolidada) para, posteriormente, una vez atravesadas las litologías menos permeables y alcanzado el tramo más poroso (calizas o dolomías karstificadas) aplicar la percusión o rotopercusión.

La **piezometría** de la U.H. Consuegra-Villacañas es muy variable debido a la intensa compartimentación tectónica que sufren los acuíferos principales. Su nivel piezométrico suele hallarse entre 723 y 618 msnm (CHG, 1999), según las zonas. Estos valores se encuentran directamente relacionados con las precipitaciones anuales, aunque la tendencia general actual es hacia la estabilidad, como puede comprobarse en los gráficos de evolución piezométrica de la Figura 5:

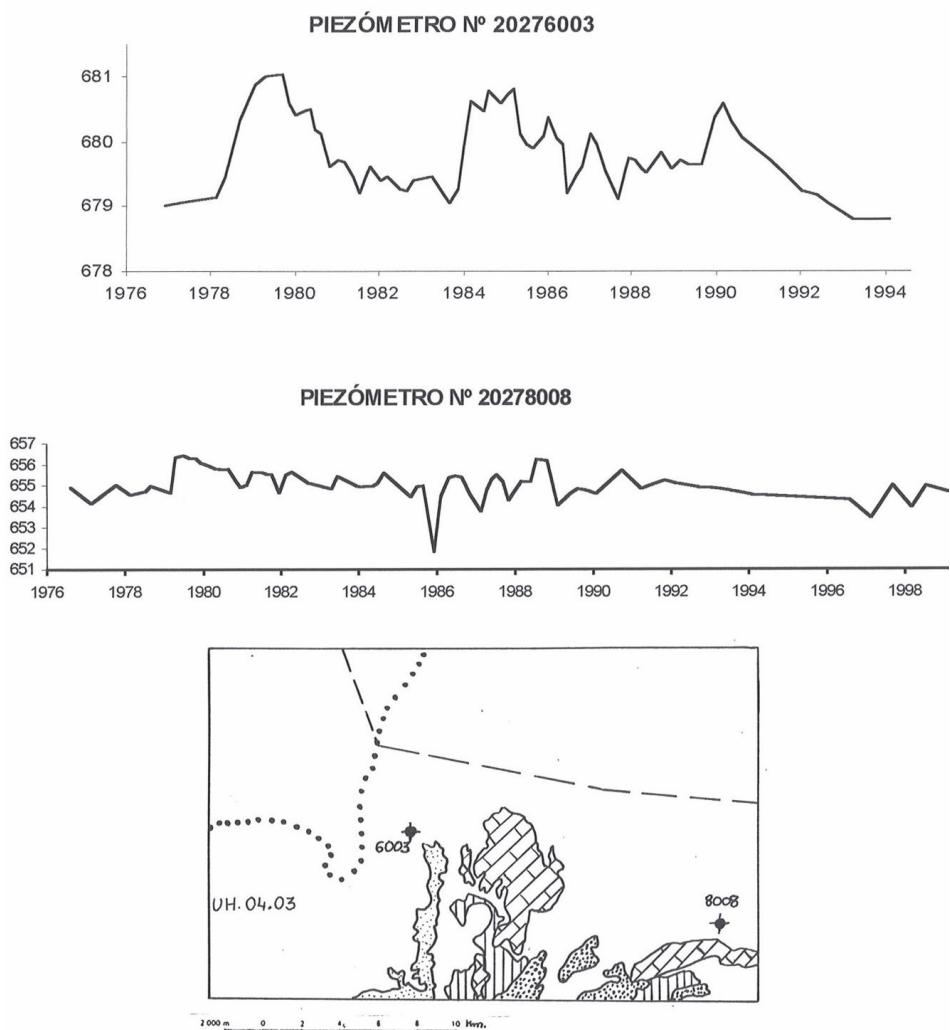


Figura 5. Gráficos de evolución piezométrica de la U.H. 04.03 Consuegra-Villacañas, en los puntos de control nº 20276003 y 20278008, de la Red de Piezometría del IGME

En cuanto a la **calidad química**, las aguas subterráneas de la unidad se caracterizan por su elevada mineralización (conductividad de 2.000 a 5.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y valores de pH entre 7 y 8,2. Las facies predominantes son las sulfatadas cárnicas, correspondientes a zonas de recarga; sulfatadas magnésicas, ligadas a descargas de flujos intermedios (laguna de Tirez) y cloruradas magnésico-sódicas, debidas a descargas de flujos regionales (FORNES AZCOITI, J.M^a, op. cit.).

Un ejemplo de la composición química de las aguas procedentes de flujos intermedios puede ser el punto nº 20278003 (sondeo de 20 m de profundidad en el área lagunar de Quero), del que se dispone de una serie de datos desde 1979 a 1999, y cuyos valores promedio se reflejan en el cuadro siguiente:

PARÁMETROS	VALORES	UNIDADES
Cloruros (Cl⁻)	66	mg/l
Sulfatos (SO₄)	540	mg/l
Bicarbonatos (HCO₃)	160	mg/l
Nitratos (NO₃)	68	mg/l
Sodio (Na⁺)	31	mg/l
Magnesio (Mg⁺⁺)	96	mg/l
Calcio (Ca⁺⁺)	153	mg/l
Potasio (K⁺)	3	mg/l
pH	7,8	mg/l
Conductividad a 20°C	1.300	$\mu\text{S}/\text{cm}$
Residuo seco	1.950	mg/l

Cuadro 5

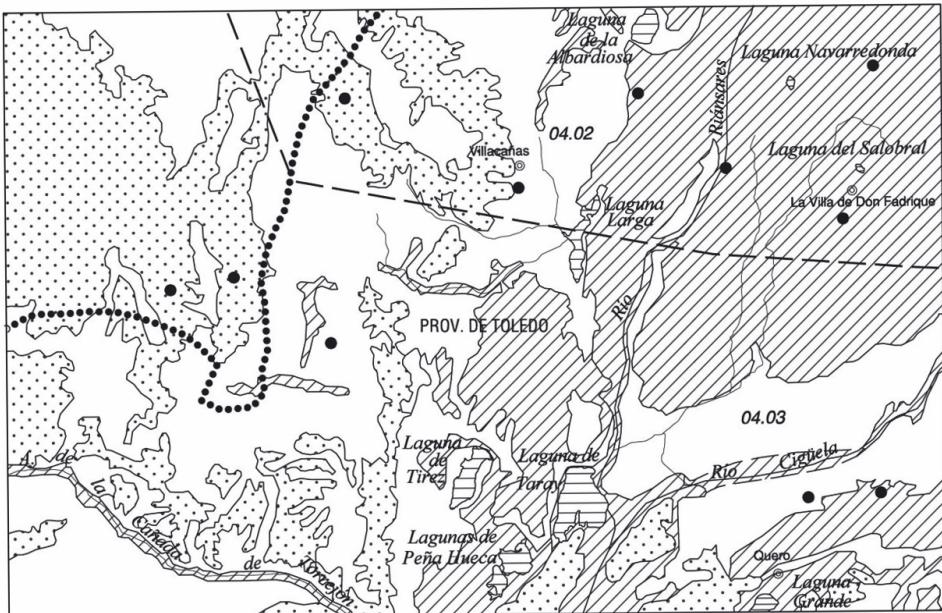
Los acuíferos kársticos desarrollados en las formaciones mesozoicas y terciarias presentan una **vulnerabilidad** elevada (Figura 6), de cara a la alteración de la calidad de sus aguas por la infiltración de lixiviados contaminantes, especialmente en las zonas donde se comportan como libres. Por ello, 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.

Por el contrario, los acuíferos del *TDE* y los acuíferos profundos confinados o semiconfinados por ellos se encuentran protegidos de posibles infiltraciones superficiales, por lo que presentan una vulnerabilidad baja. Sin embargo, la calidad de sus aguas puede encontrarse alterada de

modo natural por la influencia de la composición mineralógica de las formaciones que constituyen esos acuíferos.

Los pozos y sondeos cuyas aguas estén destinadas al abastecimiento de poblaciones, deberán contar con los correspondientes perímetros de protección, con el fin de evitar la instalación en su perímetro más próximo de industrias o actividades potencialmente contaminantes para las aguas subterráneas, especialmente si dichos pozos explotan acuíferos carbonatados.

MAPA DE VULNERABILIDAD



GRADO DE VULNERABILIDAD:

 ALTO: Acuíferos libres kársticos, fisulares o por porosidad intergranular. Permeabilidad media-alta

 MEDIO: Acuíferos libres o semiconfinados con porosidad intergranular. Permeabilidad baja

 BAJO: Materiales con permeabilidad muy baja o impermeables (acucluidos y acuífugos)

 Puntos de bombeo o manantiales

 Lagunas y humedales

Figura 6. Mapa de vulnerabilidad ante la contaminación de los niveles acuíferos comprendidos en la hoja a escala 1:50.000 de Villacañas (nº 687)

7.2. RECURSOS MINERALES

7.2.1. Rocas y Minerales Industriales

La Hoja de Villacañas presenta una muy baja representación de explotaciones mineras (5), esto es debido a que hay muchas zonas de la Hoja que se encuentran protegidas, lo que hace que en su gran mayoría hayan tenido que cesar su extracción. Estas 5 representadas, se encuentran actualmente abandonadas y únicamente las cuarcitas y las arcillas denominadas especiales (sepiolita y bentonita) sufrieron, en su momento, procesos extractivos de cierta consideración. La aplicación de estos materiales ha sido fundamentalmente en áridos de trituración y en industria química, cargas, filtros y absorbentes respectivamente.

Respecto a los áridos de trituración, existen 3 explotaciones en el ámbito de la Hoja. Todas ellas se encuentran abandonadas y están asociadas a los relieves ordovícicos que afloran en algunas zonas de la mitad occidental de la misma. Estas explotaciones, de tamaños pequeños, están asociadas a areniscas, pizarras y **cuarcitas** grises a violáceas (denominada Serie Púrpura) del Ordovícico (Tremadoc). Estas cuarcitas fueron utilizadas como áridos de trituración (zahorras), para la construcción de distintas carreteras de la zona. Estas tres explotaciones se distribuyen entre los municipios de Madridejos y Villacañas en la provincia de Toledo.

El otro sector representado es el de la industria química, cargas, filtros y absorbentes, constituido a partir de **sepiolitas y bentonitas** de edad pliocena y triásica. Existen en la Hoja 2 explotaciones de pequeño tamaño y abandonadas actualmente, que aprovechaban este tipo de arcillas tanto de los depósitos pliocenos, compuestos por caliches y limos amarillentos que afloran en la zona más occidental de la hoja, como de los depósitos triásicos (F. Keuper), compuestos por lutitas rojas y verdes que afloran en la mitad sur de la misma. Estas explotaciones se distribuyen en los municipios de Tembleque y Villacañas de la provincia de Toledo.

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

Nº Campo	UTM X	UTM Y	Denominación	Sustancia	Municipio	Provincia	Edad	Ud. Geológica ¹	Aplicación	Tipo Expl ²	Tamaño ³
1	456812	4387438	Manolita VII	Sep y Ben	Tembleque	Toledo	Plioceno	28	Industria química, cargas, filtros y absorbentes	EB	P
2	467725	4377250	Manolita IV	Sep y Ben	Villacañas	Toledo	Triásico (Keuper)	10	Industria química, cargas, filtros y absorbentes	EB	-
3	468500	4386600	----	Cua	Villacañas	Toledo	Ordovícico (Tremadoc)	4	Áridos de trituración	EB	P
4	455805	4381823	----	Cua	Madridejos	Toledo	Ordovícico (Tremadoc)	4	Áridos de trituración	EB	P
5	455600	4376045	----	Cua	Madridejos	Toledo	Ordovícico (Tremadoc)	4	Áridos de trituración	EB	P

Cuadro 6

¹. Numeración empleada en la Cartografía MAGNA de la Hoja nº 687

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

Abreviaturas de las sustancias: Ben = Bentonita

Cua = Cuarcita

Sep = Sepiolita

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

8. 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 ITGE 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.

8.1. 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.

9. BIBLIOGRAFÍA

- ALBERDI, M.T.; HOYOS, M.; JUNCO, F.; LÓPEZ MARTÍNEZ, N.; MORALES, I.; SESÉ, C. Y SORIA, D., (1983). "Bioestratigraphic et evolution sedimentaire de l'aire de Madrid". *Abstract Interim Coll. on Mediterranean. Neogene Continental Paleoclimatic Evolution. Montpellier, Abril: 18-23.*
- ALÍA, M. (1960). "Sobre la tectónica profunda de la Fosa del Tajo". *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.* 58: 125-162.
- 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.
- ALMARZA, C. (1984). "Fichas Hídricas normalizadas y otros Parámetros Hidrometeorológicos". *Instituto Nacional de Meteorología*, vol. 2, p. 310.
- ÁLVARO, M. Y GARCÍA ARGÜESO, J.M. (1977). "Mapa Geológico de España a E: 1:50.000. MAGNA". *Mem. Hoja nº 814, Villanueva de la Fuente. IGME*.
- ÁLVARO, M.; CAPOTE, R. Y VEGAS, R., (1979). "Un modelo de evolución geotectónica para la cadena ceítibérica". *Libro Hom. Prof. Solé Sabaris. Acta Geol. Hispánica*, 14: 172-177.
- ANDONAEGUI, P. (1990). "Geoquímica y geocronología de los granitoides del sur de Toledo". *Tesis Univ. Complutense de Madrid*. 365 pp.
- ANDONAEGUI, P. (1992). Caracterización geoquímica de los granitoides de Mora. *Geogaceta*, 11: 97-100.
- ANDONAEGUI, P. E IBARROLA, E. (1987). "Geocronología de los granitoides de Mora-Gálvez (Toledo)". *Mem. II Congr. Geoquim. Esp.*: 109-112.
- ANTUNES, M.T.; CALVO, J.P.; HOYOS, M.; MORALES, S.; ORDÓÑEZ, S.; PAÍS, J. Y SESÉ, C., (1987). "Ensayo de correlación entre el Neógeno de las áreas de Madrid y Lisboa (Cuenca Alta y Baja del río Tajo)". *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 73: 85- 102.
- APARICIO, A. (1971). "Estudio geológico del Macizo cristalino de Toledo". *Est. Geol.*, 27: 369-414.
- 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.
- BERGAMIN, J.F. Y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1986). "Avance de la interpretación geotectónica del emplazamiento del plutón granítico de Madridejos (Toledo), basada en determinaciones gravimétricas". *Estudios geol.*, 42: 301-306.

- BOUYX, E. (1970). "Contribution à l'étude des formations ante-ordoviciennes de la Meseta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz)". *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 73: 1-263.
- CALVO, J.P.; ALONSO, A.M. Y GARCÍA DEL CURA, M.A., (1986). "Depositional sedimentary controls on sepiolite occurrence in Paracuellos del Jarama, Madrid". *Basin. Geogaceta*, 1: 25-28.
- CALVO, J.P.; ORDOÑEZ, S.; GARCÍA DEL CURA, M.A.; HOYOS, M.; ALONSO, A.M.; SÁENZ, E. Y RODRÍGUEZ ARANDA, J.P. (1989). "Sedimentología de los complejos lacustres miocenos de la Cuenca de Madrid". *Acta Geológica Hispánica*, 24: 281-298.
- CALVO, J.P.; JONES, B.F.; BUSTILLO, M.; FORT, 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).
- 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.
- CHG (1999). "Evaluación de recursos en las Unidades Hidrogeológicas 04.03 Consuegra-Villacañas, 04.05 Ciudad Real y 04.07 Bullaque".
- CLAVER, L.; AGUILLO, M.; ARAMBURU, M.P.; AYUSO, E.; BLANCO, A.; CALATAYUD, 1; CEÑAL, M.A.; CIFUENTES, R.; ESCRIBANO, R.; FRANCÉS, E.; GLARIS, G.; GONZÁLEZ, S.; LACOMA, E.; MUÑOZ, C.; ORTEGA, C.; OTERO, S.; RAMOS, A. Y SAIZ DE OMENACA, M.G. (1984). "Guía para la elaboración de estudio del medio físico. Contenido y metodología". *Manuales CEOTMA nº 3, MOPU, Madrid*, 572 pp.
- COLOMBO, F. (1992). "Abanicos Aluviales. Sedimentología". *CSIC. Madrid. Vol. I*: 143-218.
- CORTÁZAR, D. (1878). "Expedición geológica por la provincia de Toledo". *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 5.
- DE VICENTE, G., (1988). "Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid*. 317 p.
- DEFALQUE, G. (1976). "Mapa Geológico de España a E: 1:50.000. MAGNA". *Mem. Hoja nº 788, El Bonillo. IGME*.
- DÍEZ BALDA, M.A. Y VEGAS, R. (1992). "La estructura del Dominio de los pliegues verticales de la Zona Centroibérica". En: *Paleozoico Inferior de Ibero-América. Gutiérrez Marco, J.G., Saavedra, J. & Rábano, I. (eds.). Univ. de Extremadura*: 523-534.
- DÍEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. & GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990). "Central-Iberian Zone (Autochthonous Sequences, Structure)". En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Dallmeyer, R.D. & Martínez García E. (eds). Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg*: 172-188.

- DGOH-IGME (1988). "Delimitación de las Unidades Hidrogeológicas del Territorio Peninsular e Islas Baleares y síntesis de sus características: 02 Cuenca del Tajo y 04 Cuenca del Guadiana". *Estudio 07/88. Memoria, planos y fichas. Inédito*.
- FERNÁNDEZ CALVO, C. (1981). "Sedimentación y diagenésis del Cretácico Superior de la Mancha". *Tesis Doctoral. FAC. Ciencias, Univ. Complutense, Madrid.* 297 págs.
- FORNES AZCOITI, J.M. (1994). "Hidrogeología de algunas lagunas de Castilla-La Mancha". *Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid*, 315 pp.
- GARCÍA ABAD, F.J. Y MARTÍN SERRANO, A. (1980). "Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central española)". *Estudios Geol.*, 36: 391-401.
- 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 TOJA, A.; JIMÉNEZ-ONTIVEROS, P. Y SEARA VALERO, J.R. (1985). "La cuarta fase de deformación hercínica en la zona centroibérica del Macizo Hespérico". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9: 91-104.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; SAN JOSÉ, M.A. Y PIEREN, A.P. (1990). "Post-Cambrian Paleozoic Stratigraphy". En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Dallmeyer R.D. & Martínez García E. (eds). Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg*: 161-171.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E (1912). "Itinerario geológico de Toledo a Urda". *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. (Ser. Geol.)*, 13: 1-46.
- IGME (1970). "Mapa Geológico de España a E. 1:200.000. Hoja nº 53 (Toledo). Síntesis de la cartografía existente".
- IGME (1979). "Sistema acuífero nº 20. Memoria del SE de La Mancha de Toledo. Informe Técnico nº 5".
- 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 (1983a). "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 (1983b). "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*.
- IGME: "Base de Datos Aguas".

- ItGE (1991). "Mapa Hidrogeológico de España a E. 1:200.000. Hoja nº 54 (Campo de Criptana). Segunda edición".
- ItGE (1992). "Capítulo X: (Cuenca del Guadiana)". En: "Las Aguas Subterráneas en España". *Informe de Síntesis. Segunda edición*, pp. 231-253.
- ItGE (1996). "Calidad química de las aguas subterráneas en España, periodo 1982-1993. Cuenca del Guadiana. 64 pp y 7 planos".
- ItGE (2000). "Unidades Hidrogeológicas de España. Mapa y Datos Básicos".
- JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J.M. Y MARTÍNEZ RIUS, A. (1983). "La estructura de la extensión SE de la zona centroibérica con metamorfismo de bajo grado". En: *Geología de España. Libro Jubilar José Mª Ríos*, I, 477-490.
- JUNCO, F. Y CALVO, J.P. (1983). "Cuenca de Madrid". *Geología de España, II. IGME*: 534-543.
- LEÓN GÓMEZ, C.; JIMENO DIESTRO, G. Y QUINQUER AGUT, R. (1981). "Mapa Geológico de España a E. 1:50.000. Hoja nº 711 (Las Guadalerzas)". *I.G.M.E.*
- 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.
- LOTZE, F. (1956). "Über Sardischen bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen faltung". *Geotekt. Symposium H. Stille*: 123-129.
- LOTZE, F. (1961). "Sobre la estratigrafía del Cámbrico en España". *Notas y Com. IGME*, 61: 137-161.
- MAPA (1988). "Caracterización agroclimática de la provincia de Ciudad Real". *Dirección General de la Producción Agraria*, 197 pp.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1975). "Estudio geotectónico del Paleozoico inferior de los Montes de Toledo Surorientales (Urda-Fuente del Fresno)". *Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid*.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1977). "Nuevos datos sobre el Ordovícico inferior. El límite Cámbrico-Ordovícico y fases sárdicas en Montes de Toledo". *Estudios Geol.*, 33, 57-58.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1980). "Las grandes estructuras neotectónicas de la Cuenca Cenozoica de Madrid". *Estudios Geol.*, 36, 247-253.
- MARTÍN SERRANO, A. (1986). "Mapa Geológico de España a E. 1:50.000. Hoja nº 710 (Retuerta de Bullaque)". *I.G.M.E.*

- MAZO, A.; PÉREZ GONZÁLEZ, A. y AGUIRRE, E. (1990). "Las faunas pleistocenas de Fuensanta del Júcar y El Provencio y su significado en la evolución del Cuaternario Manchego". *Bol. Geol. Min.*, 101: 404-418.
- 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.
- MONTESERIN, V. (1984a). "Mapa Geológico de España a E. 1:50.000. Hoja nº 682 (Sevilleja de la Jara)". *I.G.M.E.*
- MONTESERIN, V. (1984b). "Mapa Geológico de España a E. 1:50.000. Hoja nº 653 (Valdeverdeja)". *I.G.M.E.*
- MONTESERIN, V. (1984c). "Mapa Geológico de España a E. 1:50.000. Hoja nº 652 (Jaraicejo)". *I.G.M.E.*
- MORENO, F. (1977). "Estudio Geológico de los Montes de Toledo occidentales". *Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid*.
- MORENO, F. y GÓMEZ, V. (1985). "Mapa Geológico de España a E. 1:50.000. Hoja nº 683 (Espinoso del Rey)". *I.G.M.E.*
- MORENO, F.; VEGAS, R. y MARCOS, A. (1976). "Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia "sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo)". *Breviaria Geol. Asturica*, 1: 8-16.
- MORENO, F.; VÁZQUEZ, F.; GARCÍA J.M. y RUIZ, C. (1988). "Mapa Geológico de España a E. 1:50.000. Hoja nº 685 (Los Yébenes)". *I.G.M.E.*
- MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1976). "Los Montes de Toledo. Rev. de Geografía de la Univ. de Oviedo". *Instituto J.S. Elcano (CSIC)*: 500 pp.
- MUÑOZ MARTÍN, A. (1997). "Evolución Geodinámica del borde oriental de la cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad". *Tesis Doctoral. Universidad 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.
- NOZAL, F. (1984a). "Mapa Geológico de España a E. 1:50.000. Hoja nº 708 (Minas de Santa Quiteria)". *I.G.M.E.*

- NOZAL, F. (1984b). "Mapa Geológico de España a E. 1:50.000. Hoja nº 681 (Castañar de Ibor)". *I.G.M.E.*
- NOZAL, F. (1984c). "Mapa Geológico de España a E. 1:50.000. Hoja nº 680 (Aldeacentenera)". *I.G.M.E.*
- NOZAL, F. Y MARTÍN SERRANO, A. (1988). "Mapa Geológico de España a E. 1:50.000. Hoja nº 709 (Anchuras)". *I.G.M.E.*
- 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 (a " C_{13} " "OyPS)". *X Congr. Nacional de Sedimentología. Menorca. Sept. 1983. Comunicaciones: 49- 52.*
- ORDÓÑEZ, S.; FONTES, J. Y GARCÍA DEL CURA, M. (1987). "Estudio isotópico de la paragénesis sulfatada sódica, calcosódica y cárlica de la Unidad Salina de la Cuenca de Madrid". *Soria, II Congr. Geoqui. p. 95-98.*
- ORTÍ, F. (1974). "El Keuper del Levante Español". *Estudios Geológicos. 30:7-46.*
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1982). "Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid. 787 pp.*
- PERUCHA, M.A.; MUÑOZ MARTÍN, A.; TEJERO, R. Y BERGAMIN, 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. Y AZNAR, J.M. (1984). "Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo)". *Memorias I Congr. Esp. Geol. Segovia, 3: 253-263.*
- PORTERO, J.M. Y DABRIO, C.J. (1988). "Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava". *Memorias II Congr. Esp. Geol.*
- PORTERO, J.M.; RAMIREZ 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.*
- PRADO, C. DE (1855). "Sur la géologie d'Almaden, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo. Bull". *Soc. Géol. France, 12: 182-204.*
- QUEROL, R. (1989). "Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo". *ITGE-ETSIM. Madrid: 465 pp.*
- RAMSAY, J.G. (1967). "Folding and Fracturing of Rocks". *McGraw Hill, New York: 568 pp.*
- REDLIN, K. (1956). "Stratigraphie und Tektonik in der mittleren Sierra Morena in Bereich des Valle de Alcudia (Spanien)". *Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Münster: 192 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.*
- SAN JOSÉ, M.A. (1969). "Nota preliminar sobre el estudio geológico de los alrededores de San Pablo de los Montes de Toledo". *Cuad. Geol. Ibérica, 1: 335-345.*
- 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 de hist. Nat. (Geol), 65: 231-240. Madrid.*
- SANTA TERESA, I.; CARBO, A.; CAPOTE, R. Y CASQUET, C. (1983). "Geometría en profundidad del granito de Orgaz en base a datos gravimétricos". *Est. Geol. Salmanticensia, 18: 237-250.*
- SANZ, E.; SESÉ, C. Y CALVO, J.P. (1992). "Primer hallazgo de micromamíferos de edad Turolense en la cuenca de Madrid". *Estudios Geol., 48: 171-178.*
- 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.; RODRÍGUEZ, J.P.; CALVO, J.P. Y ORDÓÑEZ, S. (1994). "Tertiary detritics 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.*
- TAMAIN, G. (1972). "Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne)". *Thèse Univ. Paris Sud (Centre d'Orsay), 3: 870 pp.*
- 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.*
- VEGAS, R. Y ROIZ, J.M. (1979). "La continuación hacia el Este de las estructuras hercínicas de las regiones de Las Villuercas, Guadalupe y Almadén (Zona Luso-Oriental-Alcudiana)". *Tecniterrae, 28: 6-10.*
- VERNEUIL, E. Y BARRANDE, J. (1856). "Description des fossiles trouvés dans les terrains siluriens et devoniens d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena". *Bull. Soc. Geol. France, 12: 904-1025.*
- VILAS L.; MAS, R.; GARCÍA, R.; ARIAS, C.; ALONSO, A.; MELÉNDEZ, N. Y RINCÓN, R. (1982). "Ibérica Suroccidental en el Cretácico de España". *Univ. Complutense Madrid. pp.457-514.*

WALTER, R., con contribuciones de ASSMANN, W.; BOCHMANN, H.G.; HOLLINGER, R; KALTHOFF, H.; KELCH, H.J.; LAUS, L.; MAAS, R.; MACHENS, E.; MERTEN, R.; RANSWEILER, M.; REIDLIN, K.; SCHMIDT, H.J.; SUHR, O. y WEGGEN, K. (1977). "Zwei geologische Traversen durch die südliche Iberische Meseta, Spanien". *Münster. Forsch. z. Geol u. Paläont*, 42: 55 pp.

WARBURTON, J. y ÁLVAREZ, C., (1989). "A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System". En: *Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo*, ed., *Libro Homenaje a Rafael Soler*. Madrid, p 147-155.

YÉBENES, A.; MARFIL, R.; SORIANO, J.; PEÑA, J.A. y DÍAZ MOLINA, M. (1977). "El Trás de Alcázar de S. Juan (Región de la Mancha)". *Cuad. Geol. Ibérica*. V. 4: 495-508.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA