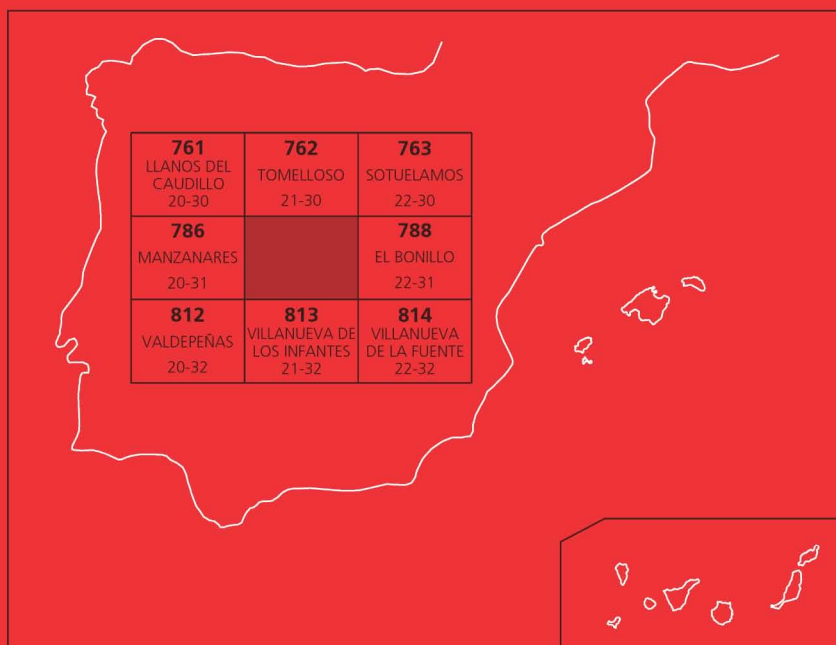




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



ALHAMBRA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

ALHAMBRA

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
Base Topográfica: Servicio Geográfico del Ejército
Cartografía: Intecol S.L.

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 474-09-015-5
ISBN: 978-84-7840-784-2
Depósito legal: M-9560-2009

Fotocomposición: Intecol S.L.
Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

Las presentes Hoja y Memoria (Alhambra-787) han sido realizadas por INIMA SERVICIOS EUROPEOS DE MEDIO AMBIENTE, S.A. dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Autores

- F. Leyva Cabello. Cartografía Geológica y Memoria.
- J. Matas González. Cartografía Geológica y Memoria.
- P. Cabra Gil. Cartografía Geomorfológica y Memoria.
- L.F. Granados Granados. Estudios Paleontológicos (Micropaleontología).
- J.C. Gutiérrez Marco. Estudios Paleontológicos (Macropaleontología).
- R.M^a. Rodríguez González. Estudios Paleontológicos (Polen y Acritarcos).

Dirección y supervisión

- J. Fernández-Gianotti Branca (I.G.M.E.)
- V. Monteserín López (I.G.M.E.)

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Fichas petrológicas y paleontológicas de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Álbum de fotografías y diapositivas.
- Informes complementarios.
- Puntos de interés geológico.

2.3. Terciario.....	29
2.3.1. Conglomerados polimícticos, areniscas con grava, calizas bioclásticas y calizas oncolíticas (14). Mioceno Superior.....	30
2.3.2. Lutitas ocreas, margas amarillentas, conglomerados y areniscas (15). Mioceno Superior-Plioceno.....	31
2.3.3. Calizas grises, caliza de gasterópodos y margas grises (16). Mioceno Superior-Plioceno.....	32
2.3.4. Costras carbonatadas (17). Plioceno-Pleistoceno.....	32
2.4. CUATERNARIO.....	32
2.4.1. Arcillas de descalcificación. ("Terra Rossa"). (18).....	33
2.4.2. Gravas, cantos, bloques, arenas y arcillas. Glacis. (19).....	33
2.4.3. Calizas y calizas limosas (Travertinos) (20 y 25).....	33
2.4.4. Bloques, cantos, gravas y arcillas. Coluviones (22).....	34
2.4.5. Cantos, gravas, bloques, arenas y limos. Fondos de valle (23).....	34
2.4.6. Gravas, cantos, arcillas y arenas. Aluvial-Coluvial (24).....	35
2.4.7. Cantos, gravas, arenas y arcillas. Conos de deyección (21 y 26).....	35
2.4.8. Bloques y arcillas. Deslizamientos (27).....	35
3. TECTÓNICA.....	36
3.1. INTRODUCCIÓN.....	36
3.2. ESTRUCTURA DE LA HOJA.....	41
3.2.1. Deformaciones Prehercínicas.....	41
3.2.2. Tectónica Hercínica.....	42
3.2.2.1. Primera etapa de Deformación Hercínica.....	42
3.2.2.2. Segunda etapa de Deformación Hercínica.....	44
3.2.2.3. Tercera fase de Deformación.....	44
3.2.2.4. Etapas de Fracturación Tardihercínica.....	45
3.2.3. Deformación Alpina.....	47
4. GEOMORFOLOGÍA.....	48
4.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA.....	48
4.2. ANTECEDENTES.....	50
4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	50
4.3.1. Estudio morfoestructural.....	50
4.3.2. Estudio del modelado.....	52
4.3.2.1. Formas fluviales.....	52
4.3.2.2. Formas de ladera.....	53
4.3.2.3. Formas kársticas.....	54
4.3.2.4. Formas poligénicas.....	54
4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES.....	55
4.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA.....	58
4.6. MORFODINÁMICA ACTUAL Y/O SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.....	59
5. HISTORIA GEOLÓGICA.....	60

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	65
6.1. MINERÍA Y CANTERAS.....	65
6.2. HIDROGEOLOGÍA.....	66
7. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	70
8. BIBLIOGRAFÍA	73

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La Hoja de Alhambra (nº 787) se encuadra en la provincia de Ciudad Real, y por tanto, en la Comunidad Autónoma de Castilla La Mancha.

Las dos grandes unidades geográficas y geomorfológicas diferenciadas, coinciden en gran medida con las Unidades Geológicas.

Como unidad suroccidental pueden considerarse los relieves de la Sierra de Alhambra donde afloran los materiales del ciclo paleozoico.

En esta unidad se encuentran los relieves más importantes de la Hoja, entre los que cabe destacar el vértice Bolos (1.088 m) y el Coletto (983 m).

Esta unidad geográfica y geológica está recorrida por la carretera comarcal de la Solana a Villanueva de los Infantes.

El paisaje es el de monte bajo con manchas boscosas, en general de pinar autóctono y de repoblación. En su mayor parte, en estos terrenos se ubican fincas dedicadas a la caza, teniendo la explotación de la madera como actividad subsidiaria.

Esta unidad geográfica y geológica se encuadra en los afloramientos más orientales de Sierra Morena. Las características que posteriormente se describirán de las series aflorantes, permitirán encuadrar esta área en la Zona Centro Ibérica (ZCI), JULIVERT, M. *et al.* (1974), y específicamente en la Surcentroibérica de GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (1984a).

Al norte y este del área paleozoica, delimitada por la Sierra de Alhambra, se extiende la Llanura Manchega, en la que pueden definirse dos subáreas directamente relacionadas con su litología. Los materiales blandos de edad triásica y miocena que circundan los relieves paleozoicos, en sentido amplio encuadrados en la denominación de Campos de Montiel y la plataforma estructural de los carbonatos jurásicos descrita como "Ossa de Montiel", con una cota uniforme en torno a los 920 m.

Los cultivos en esta área van desde los viñedos, cereales y olivar en la subárea triásico-miocena, al monte bajo y explotaciones de ganadería extensiva en los carbonatos de Ossa de Montiel. La red viaria es densa y de buena calidad, destacando las Nacionales 430, la comarcal de Alhambra a Villanueva de los Infantes y la comarcal de Ruidera a Argamasilla de Alba.

Los núcleos de población más importantes son Alhambra, Ruidera, Carrizosa, La Calera y El Lobito.

Los cursos de agua más importantes son en el área nororiental, el río Ruidera, en el que se encuentran las lagunas del mismo nombre, el río Azuer y sus afluentes por la margen derecha el río Cañamares y el Arroyo de Alhambra, que drenan los Campos de Montiel y el borde occidental de la Plataforma Carbonatada de Ossa de Montiel. Todos estos cursos fluviales se encuadran en la Cuenca del Guadiana.

Como anteriormente se reseñaba, la distribución areal, desde el punto de vista geográfico coincide con las unidades geológicas diferenciables. De forma resumida, las unidades geológicas en el área de la Hoja son, de norte a sur:

Cobertera Tabular de la Meseta

Se trata de la orla suroccidental del Mesozoico del Macizo Ibérico, en la que se han diferenciado las facies detríticas rojas de edad Triásica, la plataforma carbonatada de edad Jurásico Inferior-Medio de Ossa de Montiel y las cuencas terciarias de carácter continental de La Mancha.

Esta unidad es discordante (límite de Tipo I) sobre los materiales paleozoicos del Ciclo Hercínico y en general, se encuentra subhorizontal, por lo que informalmente ha sido denominada "Plataforma estable de Albacete".

Paleozoico de la Meseta

En el área de la Hoja afloran algunas de las últimas estratificaciones de Sierra Morena, pertenecientes al Macizo Hercínico y encuadrables en la Zona Centro Ibérica (ZCI). Aunque el registro sedimentario aflorante es muy reducido, ha proporcionado datos lito y cronoestratigráficos que permitan atribuir estas series al Hiper ciclo Postcámbrico, SAN JOSÉ *et al.* (1990) y (1992), del cual, en esta Hoja, se han determinado las formaciones basales del superciclo inferior con una cronología de Ordovícico Inferior y Medio.

Los escasos estudios regionales tomados como antecedentes del área de trabajo, bien por el año de su realización, KETTEL, D. (1968), TAMAIN, G. (1972), PELÁEZ *et al.* (1986) en el ámbito paleozoico, bien por los criterios metodológicos aplicados en sus trabajos Código de Nomenclatura Estratigráfica (A.C.S.N., 1961) o de la Guía Estratigráfica Internacional (G.E.I., 1980), caso de FERNÁNDEZ, J. (1977, 1984, 1994) y SERCH, J.L. (1982), para las series triásicas de Campos de Montiel, han utilizado las unidades litológicas informales como base fundamental en la organización y descripción del registro sedimentario aflorante.

El empleo de este tipo de unidades, ha conducido a una cierta confusión en la nomenclatura dada la proliferación de denominaciones para unidades similares.

En la elaboración de esta memoria y de acuerdo con lo expresado en los párrafos anteriores, se va a realizar una descripción por unidades litoestratigráficas formales y su consiguiente referencia cartográfica, aunque se aludirá en un intento de integración a las distintas denominaciones atribuidas a cada una de estas unidades en el ámbito cuencal.

2. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja de Alhambra afloran materiales pertenecientes al Paleozoico, Triásico, Jurásico, Cretácico, Terciario y Cuaternario.

2.1. PALEOZOICO

Los afloramientos de Sierra Morena oriental muestran un registro sedimentario encuadrable en el Hiper ciclo Postcámbrico. SAN JOSÉ *et al.* (1990) y (1992) que abarca desde el Ordovícico

Inferior al Carbonífero Superior. Aunque regionalmente se ha establecido que en la ZCI el límite entre el Hiperciclo Anteordovícico y el Postcámbrico es una discontinuidad estratigráfica estructurada en una o varias discordancias sucesivas (límite de Tipo I). Dentro de esta Hoja, en los sedimentos más antiguos aflorantes atribuidos al Ordovícico Inferior, no se ha observado su base y, por tanto, no puede establecerse tal relación estratigráfica.

Los materiales más antiguos aflorantes en esta área son los atribuidos a la Formación de Base TAMAIN, G. (1972) o "Lie de Vin" y "Niveaux rouge", BOUYX, E. (1970) "Serie Púrpura", HAMMAN, W. (1983) "Capas de Relumbrar", KETTEL, D. (1968), denominaciones de índole local o regional que reciben estos sedimentos.

El afloramiento atribuido a esta serie, se encuentra en el nuevo trazado de la carretera local desde la Solana a Villanueva de los Infantes, frente al dique del Embalse de Puerto de Vallehermoso en el río Azuer. En este afloramiento sólo pueden observarse el tramo superior de esta formación bajo el contacto de la Cuarcita Armoricana.

Aunque la denominación de KETTEL, D. (*op.cit.*), sea de tipo local y fácilmente identificable, en el ámbito regional no se considera como definición formal y por tanto, es preferible utilizar la denominación de "Formación de Base" TAMAIN, G. (*op.cit.*), esencialmente porque "Formación" es la denominación formal que se utilizará siempre para las distintas unidades litológicas del Hiperciclo Postcámbrico.

La Cuarcita Armoricana, aflora igualmente en el núcleo anticlinal de la Sierra de Alhambra, con posibilidad de observar tramos parciales de esta formación, en su flanco meridional.

El resto de las formaciones que conforman el registro estratigráfico de la serie paleozoica, tienen una representación suficiente en el flanco septentrional, y en su definición se utilizaría las denominaciones formalmente propuestas por SAN JOSÉ, M.A. (1990) y (1992) y PARDO ALONSO, M.V. *et al.* (1984) y (1995) y que en síntesis podemos resumir como sigue:

ORDOVÍCO	Inferior	Formación de Base Cuarcita Armoricana Capas Pochico
	Medio	Pizarras del Río

2.1.1. Ordovícico

Los itinerarios efectuados junto a las series parciales realizadas en el paleozoico aflorante, han permitido definir las formaciones del Ordovícico Inferior y Medio, encuadrables en las descritas por distintos autores para el ámbito de la ZCI.

2.1.1.1. Ordovícico Inferior

2.1.1.1.1. Areniscas, cuarcitas, cuarcitas oscuras y pizarras (1). Formación de Base. Tremadoc. Arenigiense Inferior

Como anteriormente se reseñaba, se adopta esta denominación de TAMAIN, G. (*op.cit.*), dado que estos materiales realmente constituyen la base del hiperciclo postcámbrico.

En el área de estudio su único afloramiento se localiza en la carretera de la Solana a Villanueva de los Infantes, frente al dique del embalse de Puerto de Vallehermoso en el río Azuer.

En ningún punto se ha observado el sustrato de esta formación.

En el ámbito regional, KETTEL, D., (*op.cit.*) les atribuye un espesor de 650 m, TAMAIN, G. (*op.cit.*) y ALIA, M. *et al.* (1971) lo cifran en 200 m y 700 m respectivamente. En esta Hoja, la serie aflorante no supera los 20 m.

Las capas muestran base plana a débilmente erosiva y techo ondulado, con morfología lenticular, a veces muy acentuada "swaley". Se amalgaman dando barras de espesores decamétricos y extensión lateral kilométrica, en cuyo caso la estratificación es cruzada tabular con retoque de ripples a techo y las lutitas se reducen a láminas intercapa hacia techo del tramo.

En general son facies arenoso-lutíticas con alternancias de orden decimétrico a centimétrico de arena y lutita, donde los siliciclásticos de grano muy fino (limo+lutita) son minoritarios hasta la relación más frecuente que es ≈ 1 .

Las secuencias elementales de esta facies heterolítica se corresponden en general a capas de tormenta "storm sand layer" de REINECK, H.E. & SINGH, I.B. (1971) o a las capas con estratificación cruzada "hummocky" (H.C.S.) definida por HARMS, J.C. *et al.* (1975) y redefinida por diversos autores, entre ellos WALKER, R.G. *et al.* (1983) y WALKER, R.G. (1984), cuya terminología se utilizará para estas secuencias.

En esta serie el predominio corresponde a secuencias decimétricas de tipo PHXM y HXM, WALKER, R.G. (*op.cit.*), en tanto que hacia techo evolucionan a secuencias (FXM y HFXM) centimétricas limo-arenosas con laminación paralela, de ripples de ola y bioturbación intensa como elementos predominantes para finalizar con un paquete, en transición a la Cuarcita Armoricana, configurado por capas amalgamadas de tormenta en secuencias PH y PHX de espesor decimétrico.

En todas las observaciones realizadas, el grupo de facies H.C.S., especialmente la de grano muy fino, muestran una intensa bioturbación con abundante presencia de niveles de skolithos. En áreas occidentales próximas, se cita la presencia de *Cruziana furcifera* en este tramo.

La petrografía de las muestras estudiadas muestra que en las facies arenosas son ortocuarcitas de grano fino-medio con abundantes minerales pesados (1 a 5%), en tanto que, las areniscas de las secuencias elementales de las facies heterolíticas, son sublitarenitas y subarcosas con abundante mica blanca y feldespatos potásicos bastante alterados. En ambos casos el tamaño de grano es de medio a fino, el cemento es silíceo o mixto silíceo-ferruginoso y los granos están subredondeados.

Los datos aportados por el afloramiento descrito de la Formación de Base, muestra una evolución desde medios "offshore" proximal a "shoreface" en una plataforma siliciclástica con dominio de tormentas.

En el cuadro general de eventos transgresivos y regresivos propuesto por FORTEY, R.A. (1984) para el Ordovícico, el conjunto de esta formación, que inicia su depósito en el Arenig basal, representarían los depósitos de la transgresión generalizada que alcanza su máximo al final del Arenig inferior, con la Cuarcita Armoricana, PORTERO GARCÍA, J.M. *et al.* (1988).

Estas facies heterolíticas de la plataforma siliciclástica con dominio de tormentas de la mega-secuencia de techo constituirán el “shelf-margin systems tract” (SST) basal, cuyo desarrollo final se dará en la Formación de la Cuarcita Armoricana que se describe a continuación.

2.1.1.1.2. Cuarцитas blancas de grano medio a fino y areniscas cuarcíticas blanco rojizas (2). Cuarcita Armoricana (Arenigiense)

En el área de la Hoja, los afloramientos atribuidos a esta formación se restringen a la Sierra de Alhambra.

La carretera local de Villanueva de los Infantes a La Solana, atraviesa el núcleo al anticlinorio de la Sierra de Alhambra mostrando tramos parciales de esta unidad.

En conformidad con los sedimentos infrayacentes descritos, se deposita una formación de carácter siliciclástico que, debido a su gran dureza, homogeneidad y resistencia de la erosión, conforma los relieves más elevados del área.

Las observaciones realizadas, permiten establecer que su espesor es bastante uniforme, con 450 m de potencia como promedio.

En todos los casos, es posible identificar tres miembros cuyos espesores se mantienen igualmente uniformes pudiendo establecerse de forma aproximada en: Miembro Inferior, 200 m; Miembro Intermedio, 50 a 60 m y Miembro Superior, 200 m.

El Miembro Inferior está constituido esencialmente por facies arenosas en capas de decimétricas a bancos, con morfología de megaripples y retoque de ola. Su composición es esencialmente de cuarzoarenitas (ortocuarцитas) blancas de grano medio, cemento silíceo y muy escasa matriz sericítico-caolinitica en las capas basales. Hay abundantes minerales pesados (circon, rutilo, turmalina, sulfuros, apatito, etc.).

Se estructuran en secuencias granocrecientes y el contexto del miembro es un ciclo de facies, grano y estrato creciente “coarsening and thickening upwards”.

El Miembro Intermedio está constituido por facies heterolíticas en las que se alternan capas centimétricas a milimétricas de areniscas blancas a grisáceas y lutitas gris a negras. Las capas de arenisca muestran base plana y techo ondulado (lenticular), laminación de ripples, caras de avalancha con lámina de lutita y bioturbación intensa.

Las capas con microbandedado en láminas de arenisca blanca muy fina y lutitas negras, junto a lutitas o fangolitas negras con estratificación linsen y abundantes ripples sumergidos, constituyen el techo de este miembro. Por su constitución litológica, su observación es difícil, encontrándose un buen ejemplo frente al cruce del camino rural que lleva a los Cortijos de Fontes con la carretera comarcal de la Solana a Villanueva de los Infantes.

El Miembro Superior está constituido, como el Inferior, por facies arenosas. Esencialmente son capas de areniscas de espesor decimétrico, composición cuarzoarenítica, base plana y techo de ripples en los tramos de la base a capas decimétricas o bancos con base plana a débilmente erosiva, cantos blandos y grava fina dispersa, amalgamaciones y retoque de ola en los niveles superiores. La composición es de cuarzoarenitas y subarcosas con porcentajes

de feldespatos que en algún caso superan el 7%. Son muy abundantes los melanocratos. El cemento es en general silíceo, pero hacia techo aumenta la proporción de cemento ferruginoso (bancos de coloración rosada a rojiza) y el de apatito-colofana. Localmente, las capas de techo de este miembro, muestran una geometría en cuña con abundantes cantos blancos en su base y techo intensamente bioturbado y ferruginizado.

A grandes rasgos este miembro muestra una estructuración similar al inferior. Constituye un ciclo de facies grano y estrato creciente pero intercalando hacia techo secuencias granodecrecientes (F.U.S.), cosa que no ocurre en el Miembro Inferior.

El conjunto de facies y ciclos de facies descritos, configurarían un sistema de depósito en plataforma siliciclástica interna, con playas y barras submareales migrando y dando acumulaciones que, en algún caso, muestran caracteres de emersión (techo del Miembro Superior) y algunos techos de capa en el Miembro Intermedio que a su vez representaría los depósitos de llanura de marea mixta asociados a dichas barras arenosas.

En su conjunto, el registro sedimentario de la Formación Cuarcita Armoricana constituirá los depósitos de nivel del mar alto o sea, el Highstand Systems Tract (H.S.T.) de la secuencia deposicional de tipo 2 descrita para el tramo superior de la Formación de Base (T.S.T.).

La edad de esta unidad ha sido considerada tradicionalmente como Arenig, atendiendo a su posición estratigráfica bajo sucesiones pelíticas muy fosilíferas y también por el abundante registro paleoicnológico evidenciado en casi todos sus afloramientos (icnofacies de *Cruziana* y *Skolithos*). Las dataciones micropaleontológicas modernas (quitinozoos), han probado que el depósito de la Cuarcita Armoricana no conlleva una diacronía apreciable en todo el SO de Europa, donde la unidad se encuadra siempre en la Biozona de *Eremochitina brevis*, equivalente al Arenig medio PARÍS, F. *et al.* (1982), PARÍS (1990).

En la Cuarcita Armoricana centroibérica se han identificado hasta ahora icnofósiles pertenecientes a 21 icnogéneros, estudiados modernamente por PICKERILL, R.K. *et al.* (1984) y ROMANO, J.M., (1991). Su mayor abundancia y diversidad corresponde a los tramos heterolíticos y especialmente a la mitad superior de la unidad, donde es frecuente la presencia de *Cruziana*, *Daedalus*, *Monocraterion*, *Monomorphichnus*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Rusophycus* y *Skolithos*, entre otros. En las muestras recogidas se han identificado *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY y *Rusophycus* isp.

2.1.1.1.3. Cuarcitas, areniscas cuarcíticas y pizarras (3). Capas Pochico (Arenig Superior)

En conformidad y paso gradual con la Cuarcita Armoricana, se tiene una serie constituida por una alternancia de cuarcitas, areniscas y lutitas, que han recibido en el ámbito de la ZCI distintas denominaciones: "Capas de Marjaliza", "Capas de Transición" y la más utilizada a nivel bibliográfico, de "Estratos o Capas Pochico" y "Grès Jaunes Pochico". TAMAIN, G. (*op.cit.*) en razón de la tonalidad amarillenta que caracteriza esta formación.

La potencia de esta serie es del orden de los 100 m en los afloramientos del flanco septentrional de la Sierra de Alhambra.

La serie realizada muestra que esta formación está constituida esencialmente por un tipo de facies o grupos de facies, con dos subfacies características.

Facies heterolíticas

Se trata de secuencias similares a las descritas para el Arenig basal. Son secuencias grano decrecientes (F.U.S.) con estructuras internas "hummocky" y "swaley", laminación paralela y de ripples, bioturbación intensa y lutitas con estructuras linsen. En general, son secuencias P.H.X.M. de espesores decimétricos y H.X.M. centimétricos WALKER, R.G. *et al.* (*op.cit.*).

Las areniscas son subarcosas y sublitarenitas limo-arcillosas, con cemento silíceo o mixto silíceo y/o ferruginoso-fosfatado, hacia techo de la formación. Hay abundantes melanocratos, en especial circón, turmalina, rutilo, sulfuros, materia orgánica, apatito, etc. La matriz es mixta, caolinítica y sericítica con predominio del caolín, lo que parece indicar una procedencia o aporte volcánoderivado, ya citado por POUPON, G. (1971) en áreas más occidentales de ZCI.

La otra subfacies son areniscas cuarcíticas en capas decimétricas amalgamadas, formando cuerpos de espesor métrico a decamétrico. Las superficies de amalgamación están marcadas por láminas de lutitas discontinuas y nódulos con aspecto de cantos blandos con orla ferruginosa. Se trata de secuencias B.P.H. y P.H.X. WALKER, R.G. *et al.* (*op.cit.*). Son facies del grupo de los hummocky (H.C.S.) de grano medio-grueso.

El registro sedimentario de las "Capas Pochico" se estructura de muro a techo con estas secuencias elementales granodecrecientes (F.U.S.), que a su vez se encuadran en un ciclo de facies grano y estrato creciente, cuyo techo es una barra cuarcítica de espesor métrico y ámbito regional, que sirve como referencia cartográfica para el techo de estos materiales KETTEL, D. (*op.cit.*). Normalmente el techo de esta barra está tapizado con nódulos ferruginosos y fosfatizados junto a escasos restos de bioclastos, en algún caso también fosfatizados. En menor cuantía, este hecho también se ha observado en los techos de la mayoría de las capas o bancos cuarcíticos intercaladas en la formación.

El sistema de depósito configurado por el ciclo de facies descrito, es una plataforma siliciclástica dominada por tormentas, en la que las distintas subfacies se ordenan en función de la profundidad relativa. Las relaciones de espesor establecidas en el conjunto Cuarcita Armoricana-Estratos Pochico, sugieren que el sistema de depósito que se establece en el Miembro Superior de la Cuarcita Armoricana, junto con el descrito para esta formación en conexión directa en estos modelos de plataformas, actúan diacrónicamente en localidades aún muy próximas reciclando los depósitos arenosos del cinturón litoral en áreas de plataforma interna y offshore proximal. Por tanto, esta formación constituiría el SST de la 2ª Secuencia Depositional de tipo 2, dado que se considera como conforme el contacto entre la Cuarcita Armoricana y las Capas Pochico.

La unidad proporciona una espectacular asociación de icnofósiles, por lo general mucho más rica y variada que la registrada en la Cuarcita Armoricana propiamente dicha. En la cantera de Casa Bustillo, en la Sierra de Alhambra se ha identificado la presencia de *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY, C. cf. *rugosa* D'ORBIGNY, C. cf. *lefebvrei* D'ORBIGNY, *Didymaulichnus lyelli* (ROUAULT), *Monocraterion* isp., *Monomorphichnus* isp., *Bergaueria* isp. e *Isopodichnus* isp. Aunque esta asociación no es determinante desde el punto de vista cronoestratigráfico, la unidad es claramente de edad Arenig superior por su posición infrayacente a las pizarras del Ordovícico medio, en cuya base se sitúa el límite Arenig/Llanvirn determinado con graptolitos GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (1995). En los horizontes con nódulos fosfatados del techo de la unidad, se suelen encontrar también bivalvos y braquiópodos inarticulados del Arenig.

2.1.1.2. Ordovícico Medio

Al conjunto arenoso del Ordovícico Inferior, se superpone una sucesión con predominio de los siliciclásticos de grano muy fino, limos y lutitas de coloraciones negras y grises, una de cuyas características más reseñable es la riqueza en restos fósiles.

Este registro sedimentario ha sido conocido y descrito desde el siglo pasado como "Capas con Tristani", GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (1984a). En la ZCI se han determinado más de 250 taxones de trilobites, graptolitos, braquiópodos, moluscos, ostrácodos, equinodermos, briozoos, quitinozoos, acritarcos, icnofósiles, etc.

El conjunto litológico, con denominación informal de "Capas con Tristani", ha sido subdividido en distintas unidades litológicas con carácter local o regional.

SAN JOSÉ, M.A. *et al.* (*op.cit.*), recoge esta denominación en un cuadro de correlación en el que integra las unidades litológicas con carácter más extensivo en la ZCI y proponiendo formalmente unas formaciones para el área meridional de esta zona.

En este ámbito paleogeográfico las "Capas con Tristani" pueden subdividirse en cuatro formaciones, dada la presencia constante de dos unidades litológicas con predominio de los siliciclásticos de grano medio (areniscas y cuarcitas) en posición intermedia y de techo dentro del Ordovícico Medio.

De esta forma se definen de muro a techo las siguientes formaciones:

- Pizarras del Río, cuyos sinónimos más conocidos en la ZCI son "Pizarras de las Alisedas" y "Pizarras de Navatrasierra" s.str.
- Alternancias "El Caño", también descritas como "Cuarcitas Inferiores" o "Areniscas de los Rasos".
- Pizarras Guindo, correlacionables con las Pizarras de Valdemorillo y las Pizarras de Navalaceite.
- Cuarcitas Botella, descritas en bibliografía con las denominaciones de Cuarcitas de Canteras, Cuarcitas de La Cierva y Areniscas de Retuerta.

En esta Hoja, los afloramientos discontinuos y de muy mala calidad de observación, cartografiados en el flanco septentrional de la Sierra de Alhambra, sobre las alternancias de las "Capas Pochico", se han atribuido íntegramente a las "Pizarras del Río", toda vez que salvo en la carretera comarcal de la Solana a Villanueva de los Infantes, en la que frente al Cortijo de María Antonia, en la trinchera de la carretera, afloran facies de pizarras alternando con limolita y/o areniscas de grano muy fino, que podrían indicar el tránsito de las "Pizarras del Río" a las Alternancias "El Caño", el resto de los afloramientos de este sector son pizarras negras con nódulos, atribuibles en su integridad a las "Pizarras del Río".

2.1.1.2.1. Pizarras negras (4). Pizarras del Río. Arenigiense Superior-Llandeilo (Dobrotiviense)

Como anteriormente se reseñaba, los afloramientos de esta formación se encuentran en el flanco norte del anticlinorio de la Sierra de Alhambra, de los cuales los de mayor calidad de

observación se tienen a lo largo de la carretera comarcal de la Solana a Villanueva de los Infantes y en el desvío al dique del Embalse del Puerto de Vallehermoso.

Sobre el conjunto anterior esencialmente cuarcítico, que construye los relieves morfológicos más importantes del área de estudio, se encuentra una sucesión, predominantemente lutítica, cuyos afloramientos son en general de mala calidad, al estar en bandas deprimidas sobre las que se acumulan los coluviones, a menudo muy potentes, provenientes de los relieves cuarcíticos próximos.

Esta sucesión pizarrosa ha recibido distintas denominaciones, de índole local o regional, en la ZCI entre las que cabe reseñar las de: Pizarras de Correderas, RITCHER, P. (1967), BUTEWEG, P. (1968), "Pizarras con *Calymene tristani*", REDLIN, K. (1955), "Pizarras con *Neseuretus*", "Pizarras de Navatrasierra", "Pizarras de las Alisedas", etc., GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (*op.cit.*), RÁBANO, I. (1990), SAN JOSÉ, M.A. *et al.* (*op.cit.*).

Las malas condiciones de afloramiento y la complejidad estructural que normalmente muestra esta formación dificultan, en gran medida, dar una potencia aproximada, así como evaluar sus previsible cambios laterales. En el área de esta Hoja, las estimaciones realizadas proporcionan un espesor promedio entre 500 a 600 m.

Como ya se ha reseñado, el tránsito con las Capas Pochico es bastante rápido y en muchos casos el cambio litológico es brusco, marcando un contraste morfológico neto entre los bancos cuarcíticos superiores de Pochico y las pizarras negras masivas de Río.

De las observaciones realizadas en los recorridos descritos, puede resumirse que esta potente sucesión está constituida, en su mayor parte, por un acúmulo masivo de lutitas y fangolitas de color negro a gris azulado (pizarras), en las cuales difícilmente se aprecian planos de estratificación. Una observación detallada, permite diferenciar dentro de esta facies paquetes alternantes en los cuales los planos de estratificación vienen definidos por láminas de limolitas y/o areniscas de grano muy fino, de colores gris blanquecino o negro, en las que puede observarse morfología de ripples en trenes continuos "starved ripples" o bien aislados "linsen". En esta subfacies, son frecuentes los microeslumpamientos y la inmersión diagenética de los linsen que da origen a seudonódulos aislados en las pelitas, cuyo núcleo son los "load casted".

Esta subfacies microbandeada tiene una presencia importante en esta formación, tanto a muro como a techo y en ámbitos locales donde está en relación paritaria con las pizarras negras masivas *s.str.*, como es el caso de los afloramientos de la trinchera de la carretera comarcal de la Solana a Villanueva de los Infantes, situados frente a los cortijos de Molino de la Peña y María Antonia.

Otra subfacies característica dentro de la común, podría denominarse como pizarras con nódulos. En este caso son lutitas y fangolitas negras, masivas, en las cuales se hayan nódulos centi a decimétricos, bien dispersos, bien en horizontes con extensión lateral decamétrica, bien en niveles de espesor decimétrico con aspecto de "pebbly mudstone".

Estos nódulos tienen litologías variadas desde pelítico-silíceas a siderolíticas. En cualesquiera de ellas el núcleo puede ser o bien un resto fósil (*braquiópodo*, *trilobites*, etc.), o bien cristales idiomorfos de sulfuros.

A estos nódulos se les da un origen diagenético temprano y en algún caso, sinsedimentario, BLATT, H. *et al.* (1972), relacionados con la precipitación directa de geles silíceos y, en su caso, carbonatados ferrosos en cuenca profunda. La diagénesis precoz de estos precipitados ocasiona la formación de estos nódulos. Los niveles decimétricos tendrían que explicarse por un fenómeno continuado en el tiempo de precipitación de geles o bien por un lavado y acúmulo posterior por acción de corrientes tractivas.

Finalmente, como minoritarias dentro de esta formación, pueden reseñarse las facies heterolíticas en las que cabe distinguir dos subfacies con características bien definidas.

La más extendida y normalmente asociada a las microbandeadas, se estructura en secuencias elementales de orden centimétrico a decimétrico grano-decrecientes y constituida por areniscas cuarcíticas de grano fino a muy fino, limolitas y lutitas de color que varía del gris oscuro a azulado. La relación arena+limo/lutita es muy inferior a la unidad.

En el término arena se observa laminación paralela o laminación de ripples y su espesor raramente sobrepasa los 5 cm. Su geometría es de base plana y techo ondulante.

Las limolitas aparecen en láminas milimétricas con laminación paralela de "shear sorting", alternando entre láminas de fangolita.

El término de las lutitas negras o azuladas tiene un aspecto masivo, conteniendo a veces micronódulos de núcleo arenoso (posibles *linsen*), abundantes cristales idiomorfos de pirita y escasas bioturbaciones.

En esta secuencia elemental de carácter turbidítico, el depósito de arena se realiza por tracción y decantación, generándose laminación paralela de alto régimen de flujo (intervalo T_b) y laminación cruzada de ripples (intervalo T_c).

Además de las características petrográficas ya descritas, en las muestras estudiadas en esta formación, es llamativa la presencia sistemática de "blastos" con tamaño arena media-fina y composición clorítica. Tanto la abundancia como la coloración de estos "blastos" en la facies lutítico-limolíticas predominante en las "Pizarras del Río", como la presencia de materia orgánica, son posiblemente la causa de su color azulado.

El modelo genético para el conjunto de esta formación, puede establecerse a partir de unos puntos básicos que pueden resumirse como sigue:

- a) Prácticamente las secuencias descritas tienen una ausencia total de ripples de ola.
- b) Predominio de depósitos con estructuración interna en base a secuencias de origen turbidítico.

Todo ello parece indicar que el sistema deposicional aplicable sería el de una plataforma siliciclástica sometida al efecto de las tormentas, en áreas del offshore distal y talud. A nivel regional se constata que en esta plataforma, la actividad volcánica de carácter básico es importante, y posiblemente sea la causa fundamental de los blastos de composición clorítica.

Los paquetes o tramos con predominio de las litarenitas son los depósitos del offshore proximal "offshore transition" tal como parece indicar la ausencia de "ripples de ola" y las capas con H.C.S. de espesores reducidos y desprovistos de intervalos basales o bien con acúmulos de restos fósiles. El material removilizado por la tormenta evoluciona pendiente abajo originando las corrientes de turbidez que depositan el material transportado en el offshore distal. En su conjunto, este registro sedimentario constituirá el S.S.T. "Self-margin system tract" profundo de una nueva Secuencia Depositional (SD).

Aunque en el ámbito regional (ZCI), una de las características reseñables de esta formación es la abundancia de restos fósiles en el ámbito de la Hoja, bien sea por el grado de tectonización que presenta y por la mala calidad de los afloramientos, no se han podido encontrar yacimientos cuyo contenido faunístico fuese relevante.

Por criterios regionales y determinaciones faunísticas realizadas en área próximas (Hoja nº 840, Bienservida), se le atribuye una edad Arenig terminal-Llandeilo basal, de tal forma que la mayor parte de esta formación tiene una edad Oretaniense.

2.2. MESOZOICO

En el área de la Hoja, el registro sedimentario del Mesozoico aflorante se dispone en discordancia angular sobre las series paleozoicas del hiperciclo Postcámbrico descritas.

En los materiales del Ciclo Alpino, se han diferenciado distintas unidades sedimentarias atribuidas al Trías, Jurásico inferior y Medio, Cretácico, Terciario y Cuaternario, en las distintas unidades litológicas encuadradas en la Cobertera Tabular de la Meseta.

2.2.1. Triásico

Los materiales Triásicos se disponen, mediante discordancia angular, sobre las series Paleozoicas, previamente deformadas por la Orogenia Hercínica y arrasadas durante los tiempos carboníferos y pérmicos.

El primero en citar el Triásico en la llanura manchega occidental fue CORTAZAR (1878) en el sector de Alcázar de San Juan. Posteriormente y hasta 1969, apenas aparecen referencias en la bibliografía. A partir de ahí cabe citar los trabajos de SÁNCHEZ CELA (1969 y 1971), SÁNCHEZ CELA y YAGÜE (1971), LÓPEZ GARRIDO (1969), LÓPEZ GARRIDO Y RODRÍGUEZ ESTRELLA (1970), VERA Y LÓPEZ GARRIDO (1971), LÓPEZ GARRIDO (1971), GARCÍA Y ÁLVARO (1974), TORVIZ *et al.* (1975), FERNÁNDEZ *et al.* (1976), SANTOS-FRANCÉS *et al.* (1976), FERNÁNDEZ (1977), YÉBENES *et al.* (1977), RODRÍGUEZ ESTRELLA (1978), BESEMS (1982), ENUSA (1983), FERNÁNDEZ (1984), RAMÍREZ MERINO (1985), MARQUEZ-ALIAGA *et al.* (1986), CÓRDOBA (1990), ALAFONT (1992), FERNÁNDEZ *et al.* (1994) y ENRESA (1997). A continuación se comentan brevemente algunos de los trabajos anteriores, especialmente aquellos cuyos planteamientos y/o conclusiones tienen más relación con el objeto del presente estudio.

En primer lugar se destacan los trabajos del MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA a escala 1:50.000 (2ª serie o MAGNA; IGME), relativos a las Hojas nº 814 (Villanueva de la Fuente), 815 (Robledo) y 841 (Alcaraz) situadas al Este, en la Hoja nº 786 (Manzanares), al Oeste, y la Hoja nº 885 (Santisteban del Puerto), situada al SE.

En estos trabajos, el Triásico se divide en tres tramos: inferior, medio y superior. De éstos, sólo el tramo superior se atribuye con seguridad a las Facies Keuper, coincidiendo en este particular todos los autores de estos trabajos. En general, se piensa que el Trías en su conjunto responde a una facies atípica del Trías germánico, propia de borde de cuenca, muy detrítica y azoica y, por tanto, sin presencia de las facies carbonáticas del Muschelkalk.

En segundo lugar cabe destacar los trabajos de exploración minera realizados en el ámbito de Hojas adyacentes por ENUSA (1983). El autor de este trabajo, J.L. SERCH divide el Triásico en cuatro tramos o unidades: Tramo 1 o Unidad Sedimentaria basal, formada casi exclusivamente por conglomerados y, en menor medida, por areniscas que rellenan canales; Tramo 2 o Unidad fluvial inferior; Tramo 3 o Unidad fluvial superior; y Tramo 4 o Unidad lacustre evaporítica. El tramo 1 es atribuido al Buntsandstein; los tramos 2 y 3, al Muschelkalk; y el tramo 4, al Keuper.

En tercer lugar, FERNÁNDEZ *et al.* (1994) diferencian en el Triásico de la región de Siles-Alcaraz (borde de la Meseta y transición a la Zona Prebética) materiales del Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. Dentro del Buntsandstein distinguen tres unidades, de muro a techo: Unidad conglomerática basal, Unidad lutítica y Unidad lutítica con bancos de areniscas. El Muschelkalk lo dividen hasta en tres bancos de carbonatos (siendo el superior más expansivo y el que se acuña más próximo a la Meseta) separados por lutitas con niveles arenosos. Y, en fin, dentro del Keuper, diferencian cinco unidades (K1, K2, K3, K4 y K5) que identifican con las definidas anteriormente por ORTÍ, F. (1974).

Finalmente, y en cuarto lugar, JEREZ, F. en el informe ENRESA (1997), identifica en el Triásico del borde SE de la Meseta en general (región de Linares-Alcaraz), ocho unidades litoestratigráficas, a saber: Unidad conglomerática basal o Buntsandstein (B), Unidad lutítica inferior o Muschelkalk medio (MII), Unidad carbonática o Muschelkalk superior (MIII), Formación K₁, Formación K₂, Formación K₃, Formación K₄ y Formación K₅.

En Hojas próximas a ésta (Hojas nº 839 y 840) y en el contexto de este estudio, se pone claramente de manifiesto, por primera vez en esta zona del borde SE de la Meseta, la presencia de capas carbonáticas marinas, correlacionables con las facies análogas del Muschelkalk superior (Ladiniense superior), diferenciándose tanto estratigráficamente como cartográficamente una nueva unidad litoestratigráfica (Unidad carbonática) del rango de la formación. Además, y a raíz de este nuevo hecho, se propone una reorganización, tanto en la vertical como espacialmente, de los límites del resto de las unidades, (Unidades litoestratigráficas o unidades de facies con referencia cronoestratigráfica) establecidas anteriormente por otros autores, lo cual conlleva importantes modificaciones en el modelo paleogeográfico.

Así, entre los hechos más significativos, que se ponen a su vez de manifiesto como consecuencia de dicha reorganización, está el de que, desde del paralelo de Alcaraz-Terrinches-Torre de Juan Abad hacia el Norte, la serie Triásica aflorante conocida como "facies de capas rojas del borde de la Meseta" está representada, en la mayoría de los puntos, exclusivamente por el Keuper, apoyado directamente sobre el Paleozoico, lo cual sugiere una mayor expansividad de este último hacia el interior del continente (Meseta) con respecto a los depósitos del Buntsandstein y Muschelkalk. Este dispositivo de unidades litológicas subhorizontales, atribuidas al Keuper, en discordancia sobre el Paleozoico, es el que se encuentra en esta Hoja. Los sedimentos atribuidos al Muschelkalk en la Hoja nº 786 (Manzanares), se piensa que son facies carbonatadas de Keuper superior.

2.2.1.1. Lutitas rojas con niveles de areniscas ("s") de grano medio y grueso blanco verdosas a rojizas (5). Facies Keuper

Esta unidad aflora ampliamente en el cuadrante suroccidental de la Hoja, especialmente en ambos márgenes del Arroyo de Alhambra, desde esta localidad hasta su confluencia con el río Azuer.

Los afloramientos más completos de esta unidad se encuentran a lo largo de las carreteras locales de Alhambra a la Calera, y de Alhambra a Carrizosa.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, esta unidad es correlacionable con la suma de la "Unidad lutítica con bancos de areniscas" de FERNÁNDEZ *et al.*, (1994), (incluida por este autor en el "Buntsandstein"), más lo que este mismo autor sí considera ya como unidad "K1" (por correlación con la homónima de ORTÍ, 1974) del Keuper. Por tanto, la sucesión estratigráfica de esta unidad muestra grosso modo dos tramos litológicos; uno inferior predominantemente lutítico y el superior, en el que la relación arena/lutita está próxima a la unidad y en el que, dentro de las lutitas, se intercalan importantes cuerpos arenosos.

Se reconocen dos grupos de facies en esta unidad: a) areniscas en bancos potentes; y b) lutitas, carbonatos y areniscas en bancos finos.

Facies a

Son areniscas en bancos potentes, a menudo, cartografiables ("s"), que se intercalan, sobre todo, en el tramo superior. Se presenta en dos tipos morfológicos: cuerpos lenticulares y cuerpos tabulares.

Los cuerpos lenticulares presentan una anchura decamétrica, y un espesor entre 2 a 4 m. Presentan secuencias "fining-upward", con una evolución de energía decreciente hacia techo (estratificación cruzada a laminación horizontal que pasa a laminación cruzada). Estos cuerpos corresponden al relleno de canales rectilíneos en condiciones de baja energía y con abundante carga en suspensión.

Los cuerpos tabulares se caracterizan por su gran continuidad lateral, a veces de orden kilométrico y espesor variable, con frecuencia entre 10 a 15 m. Presentan secuencias "fining-upward" típicas de relleno de canal. Las características de estos cuerpos sedimentarios reflejan una historia compleja caracterizada por numerosas etapas de erosión y depósito relacionadas con la actuación de cursos fluviales "braided", inestables, con cauces amplios y relativamente poco profundos que cambiaban de posición a través del tiempo en una paleogeografía suave y libre de barreras topográficas.

Las areniscas son de tamaño de grano de arena fino a muy fino, con redondeamiento bueno en general, y también bien calibrado.

La petrografía de las areniscas indica que son de tipo arcósico, constituidas esencialmente por cuarzo (50%) y feldespato (10-15%), con una muy pequeña proporción de mica y fragmentos de roca. La matriz es sericítica y tienen escaso cemento carbonatado. Es de destacar la abundancia de minerales pesados concentrados en niveles, que marcan la laminación.

En la serie de Alhambra, las medidas de paleocorrientes tomadas dan una dispersión entre el NE y SE como direcciones prioritarias.

Esta dispersión en las paleocorrientes podría estar relacionada con sistemas fluviales, fluyendo en sentido oeste-este con desbordamientos en ambas márgenes.

Facies b

Las facies b (lutitas, carbonatos y areniscas en bancos finos), que corresponde principalmente al tramo inferior, aunque también constituye la parte mayoritaria dentro del tramo superior, representada a los depósitos de llanura de inundación, correspondiendo el depósito dominante a las lutitas, lo que indica que las corrientes fluviales transportaban una elevada carga en suspensión.

Las capas de areniscas tienen un espesor inferior a 1 m y muestran una evolución en el tamaño de grano (arena media a limo) y en la estructura interna (laminación cruzada a laminación horizontal), que refleja una disminución de energía hacia el techo. Pertenecen a dos tipos: "crevasses", cuando se acuñan rápidamente, y "sheet flood", cuando presentan geometría tabular y son extensas. Su color varía desde el verdoso al blanco amarillento.

Los niveles carbonatados tienen espesores en torno a 15 cm y gran continuidad lateral. En ellos se pueden diferenciar dos tipos de litofacies: calizas micríticas laminadas y niveles nodulosos.

Las calizas micríticas laminadas presentan porosidad fenestral, ostrácodos en algunos lugares, mallas de algas y grietas de desecación. En íntima asociación con estos niveles carbonatados se encuentran arcillas y limos calcáreos, estos últimos intensamente bioturbados y con *ripples* de oscilación. Corresponden a depósitos de lagos efímeros de la llanura de inundación con influencia esporádica de los desbordamientos de los canales.

Los niveles nodulosos son depósitos de tipo edáfico (caliches), bioturbados por raíces, con abundantes óxidos de hierro y manganeso.

Las características paleoecológicas del contenido palinológico en muestras recogidas en áreas próximas (Hojas nº 839 y 840), apuntan a un ambiente sedimentario de transición, probablemente de manglar o de lagoon, para la base de esta unidad.

Las muestras anteriormente citadas, han suministrado la siguiente asociación de polen, esporas y algas: *Triadispora plicata*, *Triadispora crassa*, *Lunatisporites* sp., Bisacados indeterminados, *Patinasporites densus*, *Pericolpopollenites elatoides*, Monosacados indeterminados, *Staurosacites quadrifolius*, *Ovalipollis pseudoalatus*, *Kuglerina meieri*, *Enzonalaspores vicens*, *Partitisporites* cf. *densus*, *Partitisporites novimundanus*, *Duplicisporites granulatus*, *Duplicisporites verrucosus*, *Camerosporites secatus*, *Aratrisporites centratus*, *Aratrisporites saturni*, *Aratrisporites strigosus*, *Concentricisporites* sp., *Rugulatisporites* sp., *Cadargasporites verrucosus*, Tasmanaceas (pertenecientes al grupo de las Prasinoficeas), *Micrhystridium* sp.

Esta asociación permite asignar una edad Carniense a esta unidad.

Finalmente es interesante destacar el hecho, ya avanzado con anterioridad, de que esta unidad, considerada aquí como la base del Keuper, se apoya directamente sobre el Paleozoico,

lo que sugiere que se trata de la unidad más extensiva del triásico en el ámbito regional.

2.2.1.2. *Areniscas de grano medio a fino carbonatadas, de color blanco amarillento a rojizo* (6)

La unidad anteriormente descrita finaliza con un cuerpo de espesor métrico a decamétrico y extraordinaria continuidad lateral en el ámbito regional de tal forma que, en posición estratigráfica similar, puede ser cartografiado desde el borde meridional de la plataforma carbonatada de Ossa de Montiel, al norte y oeste, hasta los límites del Prebético al oeste y sur. El ancho de su expresión cartográfica ha debido ser, a menudo, ampliado, al objeto de poder representarla.

Morfológicamente y, a pesar de su relativamente escasa potencia, es una unidad que, salvo excepción, se ubica fácilmente en el paisaje, destacando a menudo con un fuerte resalte sobre el conjunto de los niveles de areniscas pertenecientes a la unidad inferior.

Las areniscas son de tamaño de grano de arena fina a muy fina, bien calibrados y con redondeamiento bueno.

La litología de la unidad es básicamente de areniscas con cemento carbonatado o mixto, carbonatado ferroso, con muy escasas intercalaciones de lutitas en láminas discontinuas.

La petrografía de las areniscas, en las muestras tomadas, indica que las mismas son de tipo arcósico, compuestas principalmente por granos de cuarzo (40-70%) y feldespato (7%). Es de destacar asimismo la abundancia de melanocratos concentrados en láminas. La matriz es sericítica y el cemento carbonatado. En las muestras de techo de esta unidad se observa una sedimentación con láminas alternantes, carbonatadas y terrígenas con cemento carbonatado y ferroso.

Las areniscas presentan estratificación cruzada en surco de media escala y cruzada de gran escala y bajo ángulo, frecuentemente con set cuneiformes, generados por corrientes fluyendo en dos direcciones oblicuas. Hacia techo de la unidad el predominio es para la estratificación cruzada tabular (megaripples bedding), la laminación paralela y cruzada de ripples. Normalmente se observa cementación carbonato creciente.

El ambiente sedimentario se interpreta como netamente fluvial con corrientes de tipo "braided". En las series realizadas, las medidas de paleocorrientes muestran una dispersión entre el NE y SE con un máximo entorno a N80°E. Estas paleocorrientes son coherentes con las del resto de los grandes bancos de arenisca intercalados en la unidad infrayacente y por tanto, participaría de un sistema paleogeográfico similar con sistemas fluviales fluyendo en sentido Oeste a Este prioritariamente.

Esta unidad sería correlacionable en el ámbito regional con la "Unidad K2", ORTÍ (1974) y de FERNÁNDEZ *et al.* (1994), que, de acuerdo con estos últimos autores, constituye un buen nivel de correlación tanto a escala local como regional.

2.2.1.3. *Lutitas rojas y verdes que intercalan niveles de areniscas y yesos* (7). *Facies Keuper*

El afloramiento de esta unidad, paralelo y de extensión similar a la unidad anterior, constituye la mayor parte del ancho de la banda sinuosa que se adosa, bajo el borde de los relieves

jurásicos de la Cobertera Tabular desde la Solana hasta la Carrizosa. Es importante reseñar que esta unidad aflora de manera prácticamente continua en el ámbito de las Lagunas de Ruidera, sobre todo, en su sector septentrional.

El estudio de esta unidad resulta más dificultoso, que el de la unidad anterior, ya que a las desfavorables condiciones topográficas (cota y/o pendiente elevada), se añade lo blando de su litología (predominante arcillosa) y su particular posición bajo el Jurásico. Todo ello deviene en que la expresión morfológica de esta unidad sea la de una zona de "rebaje de erosión" entre dos resaltes (el de las areniscas de la unidad anterior y el del Jurásico), por lo que su superficie suele encontrarse, con numerosos derrubios y sometida a intenso laboreo agrícola.

El espesor de esta unidad varía desde los 30 m en el sector noroccidental del vértice El Plantío (875 m), 20 a 25 m en la Carrizosa (sector centro-sur) y del orden de 25 m al noroeste del Caserío de la Magdalena en la margen izquierda de la laguna del Cenegal (Ruidera).

En la litología de esta unidad predominan las lutitas rojas aunque con intercalaciones de areniscas, y carbonatos variables en número y espesor según las localidades. Sólo en determinados puntos, aunque con carácter mucho más frecuente en esta Hoja, intercalan niveles de yesos rojos y blancos en láminas, capas o nodulares, alternando con las arcillas rojas de la parte alta de la unidad. El tránsito con la unidad inferior es gradual y puede ser observado en los alrededores de la Carrizosa en las distintas vías de comunicación que parten de esta localidad.

En detalle, esta unidad está constituida por la acumulación de una secuencia elemental de espesor decimétrico a centimétrico, que cuando se muestra completa tiene cuatro términos bien diferenciados y con contactos netos:

Un término inferior constituido por areniscas de grano fino a muy fino, de color crema a rojizo con estratificación cruzada plana tabular (megaripples bedding) a laminación paralela y cruzada de ripples en la mayoría de los casos. Normalmente muestra bioturbación intensa. Su constitución es de subarcosas con matriz sericítica abundante, mica blanca y cemento carbonatado.

El término lutítico, en contacto neto, es el de mayor desarrollo. Por lo general, son lutitas rojas compactas con fractura concoide y algunos cristales de yeso rojo disperso.

Sobre este término lutítico, puede encontrarse una microlaminación en la que se alternan láminas de lutita roja o verde y láminas de yeso fibroso blanco o rojo con textura en empalizada.

El término superior de la secuencia es una lámina o capa de dolomicritas nodulosas grises o rosadas, con moldes de cristales disueltos y brechificación (colapso).

En el ciclo de facies de esta unidad, esta secuencia elemental normalmente está incompleta, faltando sus términos c y d en los tramos basales y por el contrario, el término arenoso (a) no suele estar a partir de la aparición en la serie de los depósitos evaporíticos. Por tanto, el contexto general de la unidad es una megasecuencia grano y estratodecreciente (C.U.S.) y carbonato creciente.

El ambiente sedimentario de esta unidad correspondería a una llanura de inundación pasando distalmente a una llanura lutítica costera. Hacia techo, habría un cambio gradual hacia un ambiente de tipo "sabka" donde se depositarían los yesos nodulares rojos y blancos.

Desde el punto de vista secuencial, si se considera la evolución vertical de esta unidad conjuntamente con la de la anterior, se pone claramente de manifiesto un dispositivo transgresivo.

Esta unidad se identifica, dentro del ámbito regional, con la "Unidad K3" y base de la "Unidad K4", ORTÍ, F. (1974), FERNÁNDEZ *et al.* (*op. cit.*), a las cuales, al igual de lo que ya se definió para la unidad de areniscas anterior, se les asigna una edad Carniense.

2.2.2. Jurásico

Los materiales atribuidos al Jurásico afloran ampliamente en el ámbito de la Hoja y se encuentran, en contacto concordante sobre el Triásico de "Facies Keuper", aunque en la práctica totalidad de los casos, la gran diferencia de competencia entre ambos tipos de materiales, da lugar a una mecanización del contacto.

En el ámbito regional se precisa como hecho probable el que la parte basal de lo que aquí se engloba como Jurásico pertenezca en realidad al Triásico superior (Retiense).

En general, los afloramientos son de muy mala calidad, sólo en canteras como las situadas en el vértice noroccidental (Chimeneas) y en el entorno de las Lagunas de Ruidera, han podido realizarse series de detalle que aportan los datos más relevantes del amplio afloramiento de los carbonatos jurásicos en esta Hoja.

2.2.2.1. Dolomías masivas rojizas (8), brechas dolomíticas y calizas dolomíticas brechificadas (9), dolomías masivas carniolares y calizas dolomíticas brechificadas (10). Lias Inferior

La unidad ha sido estudiada en varias series e itinerarios dentro de la Hoja, entre las que pueden citarse los afloramientos de la carretera comarcal de Alhambra a la Carrizosa, los de la N-430 al este de Alhambra y los de las Lagunas de Ruidera.

En principio, es de reseñar que resulta difícil constatar la verdadera naturaleza de la base de la unidad, sobre todo en los sectores septentrionales, donde la misma adquiere un mayor desarrollo. Es una constante la mala calidad de los afloramientos de esa parte inferior de la unidad debido principalmente al recubrimiento por derrubios procedentes de los niveles carbonáticos superiores, la presencia de masas de yeso y de suelos con intensa labor agrícola.

En las localidades citadas, donde se ha podido realizar alguna observación más detallada sobre la naturaleza litológica del tránsito entre las facies Keuper y estos carbonatos, la litología corresponde a dolomías (dolomicritas) bien estratificadas de color gris verdoso a amarillento rojizo con yeso en micronódulos e intercalaciones arcillosas.

El espesor de esta unidad es bastante uniforme en la Cobertera Tabular, dentro del ámbito de esta Hoja, donde normalmente varía de 20 a 50 m.

Litológicamente la unidad está compuesta por dolomías bien estratificadas, dolomías masivas carniolares, dolomías brechoides y calizas dolomíticas, con escasas intercalaciones de lutitas.

La facies carbonatadas se organizan en secuencias de somerización (*shallowing upward*), JAMES, N.P. (1979) de espesor métrico en las que se diferencian, normalmente cuatro términos:

- A) Dolomicritas en capas centi a decimétricas con intercapas de margas, margas dolomíticas. Los aloquímicos son relativamente abundantes, aunque normalmente no pueden identificarse.
- B) Dolomías en bancos a masivas con grano grueso y color gris rojizo. En algunos puntos pueden tener estratificación cruzada planar de bajo ángulo, cruzada en surco de media escala. La recristalización ha borrado cualquier posibilidad de identificar los aloquímicos.
- C) Capas centimétricas de dolomías amarillentas con laminación paralela, posiblemente de origen algal (*algal mats*) y abundante porosidad fenestral.
- D) Dolomías amarillentas masivas con moldes de cristales, en capas o bancos con estratificación difusa a masivas. Lateralmente pasan a brechas de cantos (brechas de colapso).

Los intensos procesos diagenéticos que afectan a estos sedimentos, recristalización, dolomitización secundaria y dedolomitización, redundan en la extrema dificultad de identificar los componentes aloquímicos de estos materiales y por tanto, de precisar su cronología y correlación. De esta manera han sido los conjuntos litológicos (megasecuencias y ciclos de facies) los que, en general, han sido utilizados como criterio de separación cartográfico.

Esta unidad se estructura con la agradación vertical de estas secuencias de somerización, constituyen a su vez un ciclo de facies estrato creciente en el que las secuencias, de muro a techo de la unidad, disminuyen o pierden progresivamente los términos A y C, en tanto que se desarrollan el B y D.

En las series aflorantes en esta Hoja, esta evolución vertical es de tal magnitud que ha permitido subdividirse esta unidad cartográficamente en dos tramos, claramente identificables en los relieves de ambas márgenes de río Ruidera. La subunidad inferior (8), con una constitución de dolomías en capas a bancos y con una barra masiva de dolomías rojizas a techo y una subunidad (9) en la que el predominio casi absoluto, corresponde a las dolomías brechificadas (brechas de colapso). En esta área el espesor de ambas subunidades es equivalente y el conjunto de ambas da un espesor similar al de la unidad comprensiva.

Estas secuencias de somerización en carbonatos y evaporitas disueltas, se desarrollan en llanuras de marea de rango micromareal, en un ambiente árido, con un índice muy elevado de evaporación y un alto flujo subterráneo de soluciones hipersalinas.

Estas condiciones originan el crecimiento, en los términos intermareales, de cristales (moldes) o intercapas de sales en los carbonatos.

La circulación de agua dulce de procedencia continental por estos materiales, disuelve los depósitos salinos ocasionando la brechificación por colapso de estos términos.

En lámina delgada los escasos restos fósiles observados corresponden a moluscos, equinodermos y dudosas espículas de esponjas.

La ausencia de fósiles clasificables dentro de la unidad no permite una datación precisa de la misma. Su posición estratigráfica sobre el Keuper (Carniense-Triás superior-) y criterios de correlación a nivel regional, permiten atribuirle una edad de Lías inferior.

2.2.2.2. Dolomías y calizas dolomíticas bien estratificadas, brechoides hacia la base de color blanco a gris azulado (11). Lías Medio-Superior

Al igual que la anterior, esta unidad aflora ampliamente en todo el ámbito de la Cobertera Tabular dentro de esta Hoja.

Ha sido estudiada en las series de las Lagunas de Ruidera y en la Cantera de las Chimeneas.

En las series de referencia, el espesor varía desde los 22 m en la Cantera de las Chimeneas, a los 35 m en Ruidera.

Litológicamente la unidad es muy parecida a la unidad dolomítica del Lías inferior expuesta anteriormente, con la cual es fácil confundirla, salvo que se lleve a cabo una cartografía cuidadosa en la que se preste especial atención al análisis de la naturaleza de los contactos y de las relaciones geométricas, especialmente, en relación con la unidad esencialmente brechoide de y/o margoso-brechoide del Lías inferior-medio.

La litología consiste en dolomías que son tanto más brechoides cuanto más hacia la base, y tanto mejor estratificadas, en capas de 30-50 cm de espesor, cuanto más hacia techo.

Las estructuras sedimentarias observadas son la estratificación cruzada planar de ángulo muy bajo y laminaciones subparalela ondulada y cruzada muy comunes y mejor conservadas en la mitad superior de la unidad.

Petrográficamente se trata en general de dolodismicritas muy recristalizadas (doloeparitas). En las muestras de la parte superior del tramo se observan algunos fragmentos de bioclastos con tamaño rudita, estructuras microbandeadas de aspecto algal y escasos clastos negros.

El paso entre la unidad anterior friable y ésta muy compacta, supone un cambio muy brusco de comportamiento ante los agentes erosivos que redundan en una morfología diferencial de escarpes verticales para estos carbonatos.

Son muy escasas las localidades en las que los procesos diagenéticos y postdiagenéticos no han modificado sustancialmente el sedimento original y por tanto, donde puede establecerse un análisis de facies y tipos secuenciales fiables.

Los afloramientos de mayor calidad, tanto por la exposición de la serie como por la menor incidencia de los fenómenos diagenéticos, son la Cantera de las Chimeneas en el vértice nor-occidental de esta Hoja, y los escarpes de la margen izquierda de la laguna de La Lengua (Ruidera).

En estas series, cuya situación espacial abarcarían el ámbito completo de la Cobertera Tabular dentro de esta área, existe una coincidencia casi exacta en cuanto a su composición litoestratigráfica. En síntesis, pueden distinguirse tres tramos:

- El inferior, constituido por dolomicritas y mudstone dolomitizadas en bancos a capas, con estratificación de masiva a difusa. Tienen láminas discontinuas de margas grises en las intercapas, techos de capa ondulados con perforaciones y costras ferruginosas parcialmente nodulizadas. Todo el tramo muestra una porosidad fenestral abundante.
- El tramo intermedio es una sucesión de wackestone y mudstone con fósiles en capas decimétricas (30 a 80 cm) en secuencias estratocrecientes. En alguna de estas secuencias su base son una o varias capas de packstone crema, gradadas con estructura "hummocky" en capas de 20 a 30 cm, a veces amalgamadas y el techo suele ser un banco de mudstone dismicrítica, gris amarillenta con manchas rojizas. Cuando como ocurre en el entorno de Ruidera, la dolomitización es intensa, este tramo son dolomías grises a blanco marmóreas, muy bien estratificadas y con abundantes sombras de aloquímicos. En la cantera de las Chimeneas, es frecuente observar en este tramo, fracturas sinsedimentarias de orden métrico con direcciones N90°E/60°N.
- El tramo superior, aflorante en pocas localidades donde ha sido respectado por el sistema erosivo de Ossa de Montiel, son de nuevo dolomías grises en capas decimétricas que intercalan capas de brechas de colapso con las que normalmente finalizan las series de referencia citadas.

En la evolución vertical de la unidad se pasa de depósitos intra y supramareales en llanura mareal carbonatada y evaporítica de baja energía en el tramo inferior y superior, a facies submareales de mayor energía con secuencias tempestíticas de grano medio a grueso intercaladas en el tramo intermedio. El ciclo de facies podría atribuirse a sistema de lagoons con un cierre externo poco efectivo.

Esta unidad es la única que ha proporcionado datos paleontológicos suficientes como para poder dar una cierta precisión cronológica a las unidades cartográficas diferenciadas en la Cobertera Tabular.

En las muestras recogidas se han determinado: *Fronicularia sp.*, *Lingulina gr. pupa-tenera*, *Ophthalmidiidos*, *Lituolidos*, Lamelibranquios, Equinodermos, Gasterópodos, Ostrácodos, Espículas de esponjas y Filamentos (escasos), que permiten atribuir una edad Lías Superior-Dogger, probablemente Lías Superior dada la ausencia de las litofacies con filamentos abundantes propias del Dogger s.str. en el ámbito cuencal.

2.2.2.3. Dolomías blanco amarillentas y margas blancas (12). Lías Superior

Esta unidad se observa exclusivamente en un pequeño afloramiento situado en la margen izquierda de la laguna La Lengua (Ruidera). Su representación cartográfica es mínima (su proyección en el Mapa ha debido ser exagerada) en comparación con el resto de las unidades del Jurásico.

En Ruidera (Cerro Carrascar), su espesor es de 8 m, aunque su techo es la superficie de erosión actual.

Litológicamente la unidad está constituida por una alternancia de margas y lutitas carbonatadas verdes y blancas con dolomicríticas blanco amarillentas.

Las muestras estudiadas son dolomicritas arcillosas bioturbadas, con peloides y a veces con orla ferruginosa. No se han observado restos fósiles.

Esta unidad se correlaciona con las de similar litología y posición estratigráfica relativa, descritas en áreas próximas y atribuidas al Lías superior.

2.2.3. Cretácico

En el sector noroccidental de esta Hoja, a la altura del Km 22 de la comarcal 310 de la Solana a Argamasilla de Alba, se ubica la citada cantera de las Chimeneas, en los carbonatos del Lías Superior. Sobre ellos se sitúa un paquete de conglomerados que se ha atribuido al Cretácico Inferior. El afloramiento es de muy mala calidad, por lo que los datos que se pueden aportar son muy escasos.

2.2.3.1. *Ortoconglomerados polimícticos (13). Cretácico Inferior*

En discordancia erosiva, sobre las calizas y dolomías del Lías, se tienen unos conglomerados clastosoportados, masivos, con cicatrices erosivas poco definidas y grosera granoclasificación positiva.

La matriz arenosa es muy escasa y el cemento es carbonatado o mixto carbonatado y ferruginoso.

Los cantos son esencialmente de cuarcita y en mucha menor proporción, de caliza o dolomía. Lidades, cuarzo y rocas metamórficas están en un porcentaje testimonial en estos conglomerados.

La moda puede establecerse en 4 a 5 cm, el centil en 15 cm y su redondeamiento es muy bueno.

No se tiene ni un solo criterio objetivo dentro del ámbito de la Hoja, para atribuir estos sedimentos a un medio de depósito y a una cronología determinada.

En la Hoja nº 762 (Tomelloso), ITGE (inédita), esta unidad litológica se cartografía como la base del ciclo Cretácico y es atribuida al Cretácico inferior en facies Wealdiense. Tomando este criterio como cierto, es por lo que se atribuye este pequeño afloramiento al Cretácico Inferior.

2.3. Terciario

En el sector suroriental de la Hoja y al sur de la Sierra de Alhambra, se desarrolla una cuenca terciaria de características algo diferentes a las que normalmente se describen en el ámbito de la Llanura Manchega. La cartografía de las unidades diferenciadas y su evolución sedimentaria, indica una disposición geométrica de esta cuenca con un borde activo situado a lo largo del borde sur del paleozoico y con depocentros en dirección N70°E migrando en sentido suroeste. Las series depositadas son de carácter continental, lacustre y palustre.

El ambiente sedimentario de esta unidad se considera como lacustre-carbonatado.

Por similitud litológica y de posición en la cuenca con respecto a otros depósitos de edad Mioceno superior reconocidos en la llanura manchega occidental, se atribuye aquí también dicha edad a esta unidad.

En relación con lo anterior cabe señalar que, en cualquier caso, el depósito de esta unidad debe ser posterior al del Mioceno superior marino (Tortoniense-Andaluciense) descrito anteriormente, que reposa sobre el Jurásico de la Sierra de Alcaraz. Ello se puede deducir claramente de la geomorfología del área ya que los sedimentos de la presente unidad se instalaron en una depresión formada con toda seguridad tras la erosión del Jurásico. El fondo de esta cuenca o depresión estaría constituido aproximadamente por el techo del Triás tal y como se deduce de la coincidencia de nivel entre las cotas de muro del Jurásico y de esta unidad.

2.3.1. Conglomerados polimícticos, areniscas con grava, calizas bioclásticas y calizas oncolíticas (14). Mioceno Superior

Al sur de la Sierra de Alhambra, y a lo largo del cauce del río Azuer, y sus afluentes el Cañamares y el Arroyo Masegosa, sobre los sedimentos del ciclo mesozoico, en observación directa y posiblemente sobre los del paleozoico, se desarrolla una potente sucesión de conglomerados y calizas que en publicaciones previas, han sido atribuidos al Jurásico (*s.lato*).

La discordancia basal de estos conglomerados, en todos los puntos donde ha podido ser reconocida, es fuertemente erosiva. Uno de los puntos en los que puede observarse esta discordancia es el desfiladero del río Cañamares, así como los Cerros Testigo, en los que asientan la población de Alhambra y su castillo.

Los cambios de facies entre los conglomerados y las calizas son rápidos, y pueden observarse tanto en la evolución lateral como en la vertical.

A título indicativo, parece que la orla de conglomerados masivos se sitúa en posición septentrional, evolucionando a depósitos más carbonatados hacia el sur y suroeste.

Los conglomerados son clastosoportados, polimícticos, con cantos redondeados, escasa matriz arenosa y cemento carbonatado. La fracción mayoritaria suele estar relacionada directamente con la composición del substrato aflorante próximo, de tal forma que en Alhambra, los cantos son mayoritariamente carbonatados, y en los afloramientos del río Azuer, el porcentaje de cantos cuarcíticos y carbonatados están igualados.

En general son masivos, con paquetes métricos, en los que difícilmente se observa alguna cicatriz erosiva subhorizontal, horizontes con imbricación de cantos o granclasificación positiva grosera.

Lateralmente, estos paquetes de conglomerados masivos pasan, o bien a conglomerados de trama abierta, en los que el carbonato es mayoritario hasta convertirse en calizas con cantos, bien a conglomerados y arenas con grava en bancos o capas decimétricas con base erosiva y estratificación cruzada en surco de media escala que intercalan capas de lutitas carbonatadas o margas grises.

En estas facies de relleno de canales es frecuente encontrar oncolitos centimétricos dispersos o concentrados, como lag residual sobre superficies erosivas, restos vegetales carbonizados y láminas discontinuas de lignito en las margas.

En cambio lateral con las facies litológicas anteriormente descritas, en los cañones de los ríos Azuer y Cañamares, afloran series carbonatadas en las que se intercalan escasas capas de calizas con cantos dispersos.

Los espesores aflorantes son del orden de los 20 a 25 m, y en general, son calizas masivas a bancos de color marrón a gris oscuro.

Son packstone y grainstone rudíticos con capas biogénicas (boundstone), en las que los oncólitos de tamaño centimétrico constituyen un carbonato de clastos con trama cerrada. La fracción terrígena, con granos de cuarzo tamaño arena, es inferior al 5%. Son abundantes los sulfuros y los óxidos de Fe.

Las dos facies litológicas descritas y su relación espacio temporal, configuran un complejo deposicional lacustre en el que el sistema clástico de conglomerados, gravas y arenas son los depósitos fluviales (abanicos aluviales y fan deltas), y el sistema carbonático con calizas bioclásticas y bioconstruidas, son los depósitos propiamente lacustres (plataforma carbonática, marjales, etc.).

La sedimentación coetánea de ambos sistemas con interdigitación de sus materiales, la velocidad de sedimentación y su evolución espacio temporal, son indicativos de la existencia de un borde tectónicamente activo al sur de la Sierra de Alhambra, con dirección aproximada N70°E. Esta fosa tectónica se rellena con fan deltas y sus depósitos frontales lacustres. Los afloramientos no permiten precisar si realmente estos fan deltas son de funcionamiento esporádico, (deltas torrenciales) o constituyen un verdadero sistema deltaico lacustre (delta Gilbert).

Los restos fósiles determinados son: Ostrácodos, Cianofíceas, Clorofíceas, Talos y girogonitos de charofitas, que en su conjunto no precisan edad.

Por criterios de correlación regional atribuimos los depósitos de estas cuencas al Terciario Superior.

2.3.2. Lutitas ocre, margas amarillentas, conglomerados y areniscas (15). Mioceno Superior-Plioceno

En sentido sur, la unidad litológica anteriormente descrita, evoluciona a una sucesión heterolítica en la que se alternan lutitas ocre con capas de conglomerados y escasas capas de margas o lutitas carbonatadas verde grisáceas hacia techo.

Como norma general, estas litologías se organizan en secuencias métricas grano decrecientes y carbonato crecientes. Tienen como término inferior las capas de conglomerados o arenas con grava de composición polimíctica (cantos de cuarcita, carbonatos y areniscas redondeados) y de clasto a matriz soportados. Sobre la facies detrítica gruesa, y en contacto neto, se tiene la litología que caracteriza por su abundancia estos materiales. Son lutitas carbonatadas de color marrón a amarillento (facies ocre). Su aspecto es masivo con fractura arcilloso a conchoide. Son frecuentes los horizontes bioturbados y con nódulos de carbonato.

En contenido fósil observado se reduce a fragmentos vegetales carbonizados y algún gasterópodo aislado.

Estas facies representarían los depósitos lacustres y palustres en el entorno frontal y lateral de los fan deltas. La mayor o menor proporción de conglomerados en la serie responderá a una situación de distalidad a lateralidad a los lóbulos constructivos del sistema clástico.

Como en el caso de la unidad anterior, se atribuyen por criterios regionales, al Mioceno Superior-Plioceno.

2.3.3. Calizas grises, caliza de gasterópodos y margas grises (16). Mioceno Superior-Plioceno

El único afloramiento de esta unidad, dentro del ámbito de la Hoja, se reduce al encontrado en los alrededores del Molino de las Peñas, en la vertiente septentrional de la Sierra de Alhambra, al oeste de la carretera comarcal de la Solana a Villanueva de los Infantes. El espesor de estos carbonatos que se encuentran sobre la facies anteriormente descritas, no sobrepasa los 1,5 m.

La facies característica de esta unidad son las calizas de gasterópodos. Son mudstone arcillosos y wackestone dismicríticos con gasterópodos en capas decimétricas. Algunas capas son de color casi negro con materia orgánica muy abundante.

Las calizas alternan con capas o tramos de margas grises, nodulosas con escasos restos vegetales carbonizados y gasterópodos dispersos. La bioturbación es, en algún caso, intensa.

2.3.4. Costras carbonatadas (17). Plioceno-Pleistoceno

Al norte de la Sierra de Alhambra y en la confluencia del río Azuer con el Arroyo de Alhambra, se extiende una superficie plana que pudiera corresponderse con las áreas más orientales de la superficie fundamental de la Llanura Manchega.

Esta superficie de erosión y depósito ampliamente representada en sectores más occidentales (Hojas nº 786, 812, etc.), tiene dentro de esta Hoja, muy escasa representación. En esta llanura, en los escarpes de la carretera y sobre los materiales del Keuper siliciclástico, se observan unos depósitos carbonatados muy compactos con espesores decimétricos. Son carbonatos con laminación paralela muy marcada, a menudo con un microbandeado policolor en el que se alternan láminas ocreas a rojizas y láminas blancas a rosadas.

Este nivel compacto, localmente, se asienta sobre lutitas carbonatadas nodulizadas con fuerte bioturbación de raíces y colores rojos a violáceos, fácilmente confundible con las facies lutítico-carbonatadas del Keuper Superior. Se les atribuye una edad Plio-Pleistoceno en razón de los criterios regionales, basados fundamentalmente en la propuesta cronoestratigráfica de PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1982), en su tesis doctoral sobre el Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega.

2.4. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios presentan una gran variedad, aunque su representación superficial no es demasiado importante. Fondos de valle, glaciares, aluviales-coluviales, conos de deyección, coluviones y travertinos son algunos de las formaciones más características. Hay que añadir las arcillas de descalcificación que aparecen sobre la Superficie de Ossa de Montiel, cuya edad, en su límite inferior, puede remontarse hasta el Mioceno superior.

2.4.1. Arcillas de descalcificación. (“Terra Rossa”). (18)

Las arcillas de descalcificación se desarrollan sobre las dolomías y carniolas del Lías. Son muy frecuentes debido a que las características litológicas de la zona favorecen los procesos de disolución. En la cartografía aparecen tapizando el fondo de las dolinas, pero en realidad son mucho más abundantes pues rellenan huecos, grietas, fracturas, tubos y el fondo de algunas cuevas. Las arcillas de descalcificación o “terra rossa” se caracterizan principalmente por su color rojo oscuro o rojo vinoso y, suelen tener un cierto contenido en limos y arenas. En el fondo de las dolinas aparecen, además, algunos fragmentos de dolomías, procedentes de la erosión de sus escarpes. Dada la dificultad para datar estos materiales, se les ha asignado una cronología amplia, porque es muy posible, dada la edad de la Superficie de Ossa de Montiel, que su edad pueda remontarse hasta el Mioceno superior.

2.4.2. Gravas, cantos, bloques, arenas y arcillas. glacia. (19)

En esta Hoja, los glacia se desarrollan en la vertiente septentrional de la Sierra de Alhambra y en las laderas del Alto Guadiana. Unos y otros constituyen tipos diferentes, tanto por la posición en la que se encuentran como por los materiales de los que proceden. Aún cuando su morfología es muy similar, los primeros son de menor desarrollo horizontal, provienen de un área madre paleozoica y tienen depósitos más potentes, a excepción de algunos de ellos que por erosión han perdido gran parte del sedimento. Los segundos, es decir, los que se ubican en la esquina noreste de la hoja tienen mayor tamaño, son poco potentes y sus sedimentos están formados por clastos carbonatados, procedentes del Lías, y una matriz arcillosa roja. Dada la intensa erosión de este sector, los glacia aparecen degradados y en algunos puntos se han podido observar delgados encostramientos. Su potencia es pequeña y en ningún caso superan los dos metros. Los cantos son subangulosos, poco evolucionados por tener el área madre muy próxima. Con respecto a la edad, se han situado en el Pleistoceno.

2.4.3. Calizas y calizas limosas (travertinos) (20 y 25)

Cartográficamente se han diferenciados dos niveles, uno colgado a +20-25 m, con relación al nivel del cauce actual y otro, más reciente, muy próximo al fondo del valle. Este último se desarrolla en forma de amplias barreras, transversales al cauce, dando lugar a pequeñas represas escalonadas donde queda retenida el agua en forma de lagunas, alargadas en el sentido de la corriente. La circulación continua de agua, unida a la blancura del material travertínico, proporciona gran espectacularidad a este sistema que constituye uno de los parajes más interesantes de este sector manchego.

Los niveles más altos se asocian, preferentemente, a antiguos conjuntos de barrera con un grado de endurecimiento muy alto y una elevada karstificación. Las antiguas barreras se apoyan sobre la roca *in situ*, como sucede en la Laguna de la Lengua. También es de especial interés el complejo situado sobre la Laguna Tinajas por la diversidad de estructuras que se observan en sus depósitos, destacando las facies de cascada. Los niveles inferiores también ofrecen diferentes tipos de formaciones, así se reconocen: edificios de barrera, terrazas travertínicas, tobas contiguas a los edificios de barrera y formas carbonáticas menores.

Estos depósitos ofrecen una gran diversidad de facies. GONZÁLEZ, ORDÓÑEZ Y GARCIA DEL CURA (1987) y las campañas de campo, realizadas con motivo de esta cartografía, han puesto de manifiesto las características que se describen a continuación. En primer lugar se reconocen los edificios de barrera que son los que más destacan en el paisaje. Éstos se forman

a favor de una pequeña ruptura de pendiente en algunos tramos del valle. Como su crecimiento tiene lugar por la superposición de capas, pueden reconocerse en ellas facies de musgos, limos tobáceos, terrazas travertínicas, facies mixtas (biogénicas y detríticas). En las terrazas travertínicas, allí donde son visibles, se pueden observar niveles detríticos compuestos por fragmentos de tobas de origen orgánico.

Otras facies significativas son los conjuntos tobáceos, descritos por GONZÁLEZ, ORDÓÑEZ Y GARCÍA DEL CURA (o.p.) como las acumulaciones contiguas a los edificios de barrera, con forma triangular en planta y cuya base se apoya sobre las estructuras de la barrera. Están constituidos por una alternancia de niveles biogénicos compuestos por tallos y formas tubulares y niveles detríticos de calcarenitas de origen tobáceo. Son acumulaciones muy deleznales y fácilmente erosionables por los procesos erosivos actuales.

Finalmente, los mismos autores han descrito un conjunto de formas carbonáticas menores destacando: cortinas, flecos estalactíticos que cubren y adornan gran parte de los edificios de barrera, estructuras mamelonares de origen estromatolítico y capas tobáceas, de musgos parietales, recubriendo las orillas acantiladas de las terrazas travertínicas.

Por lo que respecta a la edad conviene hacer algunas consideraciones pues aunque la mayoría de los edificios situados en las partes bajas del valle, pueden considerarse de edad holocena, no siempre es acertado. Un examen detenido de estos depósitos indica que la presencia de cicatrices de erosión puede significar acumulaciones travertínicas superpuestas de diferente edad. Por lo que respecta a los travertinos colgados en el valle y desconectados de la actividad fluvial actual, se les ha asignado una edad pleistocena, seguramente anteriores a la crisis climática del Würm.

2.4.4. Bloques, cantos, gravas y arcillas. Coluviones (22)

Los coluviones están formados por bloques, cantos, gravas y arcillas, pero pueden diferenciarse dos tipos debido a la acusada diferencia litológica y textural de las áreas madre. Dentro del primer grupo se incluyen los productos de ladera provenientes de los materiales paleozoicos de las Sierras de Alhambra y del Cristo. La litología de los clastos queda determinada, en cada caso, por los materiales existentes en la parte superior de la ladera, pero es frecuente encontrar cuarcitas y pizarras, en bloques de diferentes tamaños, con una matriz arcillosa que, en la mayoría de los casos, ha sufrido un intenso lavado adquiriendo en superficie aspecto de canchal. Este hecho ocurre en la Sierra de Alhambra, donde los coluviones no están a pie de ladera sino en las cabeceras de los arroyos, es decir en las pequeñas cuencas de recepción que alimentan el río Alhambra y el arroyo de la Masegosa. El segundo tipo de coluviones es el que deriva de los materiales jurásicos y triásicos, por lo que sus clastos son fundamentalmente de dolomías, carniolas, calizas y algunas areniscas. La matriz es el componente mayoritario, mientras que el tamaño de los clastos es inferior. En cuanto a la potencia, no siempre observable, varía según los casos, pero puede establecerse una media de 3 a 5 m. La edad para unos y otros es Holoceno.

2.4.5. Cantos, gravas, bloques, arenas y limos. Fondos de valle (23)

Los fondos de valle están formados por cantos, gravas, bloques, arenas y limos. En su mayor parte los ríos, arroyos y cañadas que existen en la Hoja proceden de los relieves de Campo de Montiel por lo que la litología de sus elementos es de naturaleza carbonatada: dolomías micríticas, dolomías brechoides, dolomías carniolares y calizas dolomíticas. También se incorporan

algunas areniscas, arrancadas de las intercalaciones detríticas del Trías. La matriz es arenoso-limosa roja y el tamaño de los cantos varía de unos cursos a otros, pero lo más frecuente es que oscile entre 5 y 8 cm. Los tamaños máximos observados son de 35 cm. El grado de redondeamiento varía entre subanguloso y subredondeado con cierta tendencia al alargamiento de uno de sus ejes. Los fondos de valle que se alimentan de los relieves paleozoicos de las Sierras de Alhambra y del Cristo, se caracterizan por contener como elementos gruesos: cuarcitas, areniscas, pizarras y calizas. La matriz es arenosa con algo de limo, pero debido a las mayores pendientes, los sedimentos están más lavados. El tamaño de los cantos es algo mayor que en los anteriores y presentan un menor grado de redondeamiento y de esfericidad. El máximo tamaño, observado en el campo, supera los 40 cm. La potencia no es fácilmente visible pero, por lo observado en áreas próximas, debe oscilar entre 2 y 5 m. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno por estar relacionados con la última etapa de la evolución de la red de drenaje.

2.4.6. Gravas, cantos, arcillas y arenas. Aluvial-coluvial (24)

Los aluviales-coluviales presentan características mixtas entre los depósitos aluviales y los de ladera. En las áreas de borde se encuentran elementos angulosos, de gran tamaño y con una distribución caótica, mientras que en la zona central, los clastos son más redondeados, con tamaños medios comprendidos entre 5-8 cm y máximos observados de 30 cm, y pueden observarse algunas estructuras sedimentarias de carácter fluvial. La potencia se calcula entre 3 y 5 m, aunque es posible que hacia los bordes del depósito, esta potencia puede ser algo mayor. La matriz es arcilloso-arenosa, de color rojo, alimentada en gran medida por los sedimentos del Triásico y del Jurásico. La edad que se asigna a estos depósitos es Holoceno.

2.4.7. Cantos, gravas, arenas y arcillas. Conos de deyección (21 y 26)

Los conos de deyección están constituidos por cantos, gravas, arenas y arcillas. Al igual que sucede con los fondos de valle, también se pueden diferenciar dos tipos de conos: los que se forman a expensas de los relieves paleozoicos y el resto. Los primeros aparecen al pie de las Sierras del Alhambra y del Cristo, son de mediano tamaño, pudiendo superar 1 Km cuadrado de superficie, y aparecen agrupados, solapándose lateralmente. Los materiales de que se alimentan son areniscas, cuarcitas, pizarras y calizas. El tamaño de los clastos es muy variable pues cambia dentro del mismo depósito, disminuyendo considerablemente desde la zona apical a la distal. Con la potencia sucede lo mismo, pues también disminuye en el mismo sentido pero, en la zona de máxima acumulación, puede llegar a tener 8-10 m. La edad de estos conos de deyección es Pleistoceno superior. Los segundos son de muy pequeño tamaño y aparecen aislados en la desembocadura de algunos arroyos, a lo largo de los ríos Alhambra y Cañizares. A diferencia de los anteriores, estos conos están relacionados con los fondos de valle con los que interdentan sus depósitos. Los cantos y gravas están compuestos mayoritariamente por materiales carbonatados, procedentes de la Plataforma y por algunos detríticos derivados del Trías, por el que a veces transcurre su recorrido. La potencia media es de 4-6 m, y se les ha asignado una edad holocena.

2.4.8. Bloques y arcillas. Deslizamientos (27)

Los deslizamientos son de poca importancia, sobre todo por su pequeño tamaño. Están situados en las proximidades de Carrizosa y sus características ya han sido descritas con anterioridad. Sólo cabría añadir que al formarse a expensas de los sedimentos del Trías, el material deslizado es un amasijo de arcillas rojas con grandes fragmentos de areniscas y calizas. La edad de estos movimientos es bastante reciente por lo que han sido asignados al Holoceno.

3. TECTÓNICA

3.1. INTRODUCCIÓN

Esta Hoja geológica se ha realizado junto con otras cinco abarcando todo el extremo suroccidental del paleozoico de la Meseta. El área de estudio se extiende por las esquinas suroccidental y suroccidental de las provincias de Ciudad Real y Albacete respectivamente, y por el extremo noroccidental de la Provincia de Jaén

Desde el punto de vista geológico el sector estudiado comprende materiales paleozoicos, mesozoicos del Prebético así como de la Cobertera Tabular, cenozoicos y cuaternarios de la Llanura Manchega. El Paleozoico pertenece a la Zona Centroibérica meridional, en el sentido de JULIVERT *et al.* (1972), en el dominio de los Pliegues Verticales de DIEZ BALDA *et al.*, (1990), o bien en la subzona Lusoorienta-Alcúdice en el sentido de LOTZE (1945); correspondientes al segmento hercínico de la Península Ibérica.

En la Hoja de Alhambra afloran tres conjuntos geológicos: los materiales paleozoicos, los mesozoicos (Trías y Jurásico) de la Cobertera Tabular, discordantes sobre los anteriores y deformados sólo por una tectónica de fractura, y los cenozoicos de la Llanura Manchega, discordantes sobre todos los anteriores.

Litológicamente el Paleozoico está representado por materiales sedimentarios moderadamente deformados, casi exclusivamente terrígenos, que abarcan en edad desde el Ordovícico inferior y Medio.

La configuración estructural de los materiales paleozoicos de la zona es el resultado de varias fases de deformación, principalmente compresivas, de las cuales las más importantes corresponden a la Orogenia Hercínica. De menor importancia son las deformaciones posteriores, atribuibles a la Orogenia Alpina y que normalmente se ponen de manifiesto por estructuras de carácter frágil distensivo.

Asociada a la primera y principal fase de deformación hercínica se observa una esquistosidad que presenta un desarrollo muy variable en cuanto a intensidad (hasta hacerse casi inapreciable) pero con distribución global en todos los materiales. El metamorfismo asociado a la misma fase varía desde el límite con el anquimetamorfismo a un grado bajo a muy bajo y se extiende también a toda la región.

La segunda fase da lugar, en la Hoja nº 864 (Venta de los Santos), a una superficie de "despegue" relacionada con un episodio extensional, que da lugar a una ancha zona de cizalla con metamorfismo de grado medio en el autóctono. La tercera fase es una compresión suave en régimen dúctil sin metamorfismo. Y las etapas posteriores son de fracturación.

La Zona Centroibérica (ZCI) del Macizo Hespérico fue definida por JULIVERT *et al.* (1972) como síntesis de las Zonas Galaico-castellana y Luso oriental-alcúdice de LOTZE (1945), dado que, a pesar de que hay diferencias estratigráficas y tectónicas entre ellas, ambas se consideran actualmente como el autóctono del Macizo Ibérico, que presenta características tectosedimentarias de margen pasivo, representando parte de las plataformas que se extendían por el norte de Gondwana. Esta última coincide con la Zona Centroibérica meridional de SAN JOSÉ *et al.* (1992)

El Macizo Ibérico es el afloramiento más occidental y extenso de la Cadena Orogénica Hercínica cuyo rasgo más característico es su morfología arqueada que se extiende por Europa occidental conformando el Arco Ibero-Armoricano.

En la hipótesis propuesta por RIBEIRO *et al.* (1987,1990) y QUESADA (1989, 1990b, 1991, 1992), que ha sido recogida por KEPPIE y DALLMEYER (1989) en su mapa tectónico de los orógenos paleozoicos circum-atlánticos, el Macizo Ibérico se interpreta como el resultado de la acreción sucesiva de terrenos exóticos a un núcleo continental inicial (Terreno Autóctono Ibérico), con afinidades africanas occidentales.

Este proceso de acreción se produce durante las orogenias Pan-africana/ Cadomiense y Hercínica. En la primera, se produce la subducción/colisión entre las zonas de Ossa-Morena y la Zona Centro-Ibérica (de LOTZE 1945), y está representada en el Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba, exhumada por la reactivación hercínica de la banda de cizalla del mismo nombre (QUESADA, 1990; ÁBALOS, 1991,1992; EGUILUZ y ÁBALOS, 1992).

En la Orogenia Hercínica, y concretamente en su fase principal Devono-Carbonífero inferior se produce la acreción de los complejos metamórficos de Galicia-Tras-os-Montes, la unidad de Pulo do Lobo y la Zona Surportuguesa (ZSP). Aunque la estratigrafía y tectónica no son correlacionables, estos terrenos continentales son considerados como restos, acrecionados al margen continental ibérico, de uno o varios bloques continentales, tras la eliminación por subducción de la corteza oceánica que originalmente los separaba, representada actualmente por los terrenos oceánicos (ofiolitas).

A escala de la cadena orogénica hercínica, formada en la colisión entre un bloque continental meridional (Gondwana) y otro septentrional (Laurussia), la mayoría de los modelos propuestos para la parte occidental del orógeno hercínico europeo (BRUN Y BURG, 1982; MATTE, 1983, 1986; BURG *et al.*, 1981), establecen que la geometría del Macizo Ibérico es consecuencia de la colisión oblicua de un promontorio Ibero-Aquitaniense, (BURG *et al.*, 1981, MARTÍNEZ CATALÁN, 1990a y b), probablemente ubicado en el borde noroccidental de Gondwana (MATTE, 1986; QUESADA,1990a), con el bloque continental de Laurussia, tras la subducción del océano intermedio. En ese proceso de convergencia se habría formado el Arco Ibero-Armoricano.

Esta estructura presenta una zona frontal con predominio de tectónica de imbricación (Zona Galaico-Portuguesa), flanqueada por zonas laterales cuyas estructuras más representativas son los desgares, sinistros en el margen suribérico y dextros en el armoricano.

Para otros autores (LESCUYER *et al.*, 1998), el Orógeno Hercínico Occidental se configura durante el Devono-Carbonífero, con una rápida sucesión de episodios tectónicos causados por la convergencia de la placa Báltica, la microplaca Armoricana y el continente de Gondwana, que producen una evolución estructural compleja. Con tres episodios mayores: Etapa Eovariscica (Silúrico) de subducción y creación de un arco oceánico. Etapa Mediovariscica (Devono-Carbonífero) de acreción continental y deformación de las zonas internas del orógeno hercínico. Y Etapa Neovariscica (Carbonífero Medio-Superior) con deformaciones localizadas (desgarres), granitización y levantamiento de la Cordillera Hercínica.

La falla extensional cartografiada en la banda meridional de la Hoja de Venta de los Santos (nº 864), es un accidente tectónico que puede suponer un desplazamiento importante entre

los materiales afectados y puede explicar las peculiaridades de la zona comprendida entre la cuenca carbonífera de Los Pedroches, al Norte y la banda de cizalla Badajoz-Córdoba al Sur, propuesta como una nueva zona del Macizo Ibérico (Lusitano-Mariánica) por HERRANZ P. *et al.* (1999); y con una tectónica radicalmente diferente según MARTÍNEZ POYATOS *et al.* (1995, 1998).

Deformaciones Hercínicas

La Orogenia Hercínica o Varisca constituyó un complejo proceso polifásico en el que se sucedieron varias fases de deformación, de forma más o menos continua, con características muy diferentes y cubriendo un largo período de tiempo, desde el Devónico superior al Carbonífero más alto.

Todas estas fases han quedado reflejadas de alguna manera en la configuración estructural de la región, que ha permanecido casi inalterada hasta nuestros días si exceptuamos la deformación propia de antepaís de la Orogenia Alpina, y los efectos de peniplanización y encajamiento de las redes fluviales.

De todas ellas es la denominada 1ª fase de deformación hercínica la que marca las primeras y principales directrices estructurales y como consecuencia la morfoestructura del paisaje, al crear los grandes pliegues de longitudes y amplitudes kilométricas. La erosión diferencial positiva de la serie paleozoica formada por alternancias de tramos pizarrosos blandos y tramos arenoso-cuarcíticos muy competentes resalta los efectos de la deformación, especialmente en el caso de los niveles cuarcíticos del Ordovícico inferior (Cuarcita Armoricana), que constituye el mejor nivel de referencia en los grandes pliegues debido a su continuidad lateral y potencia. La estructuración definitiva se alcanzó con las restantes fases hercínicas de deformación dúctil y de fracturación tardihercínica y alpina.

Las primeras manifestaciones de la Orogenia Hercínica tuvieron lugar en el Devónico superior y Carbonífero inferior, aunque son difíciles de detectar debido a la limitada extensión de los materiales de esta edad y al carácter local y posiblemente diacrónico de las deformaciones. Parecen ser, en general, de carácter extensional y dan lugar a lagunas estratigráficas de mayor o menor amplitud.

En el flanco norte del Sinclinal de Pedroches (al sur de Guadalméz) parece existir un hiato sedimentario que abarca el Devónico más alto (Fameniense superior) y parte del Carbonífero inferior (Tournaisiense y parte del Viseense) (MIRA *et al.*, 1990) situándose las calizas del Viseense concordantes y a poca distancia por encima del Fameniense inferior datado.

DÍEZ BALDA *et al.* (1991, 1992) separaron dos dominios en la ZCI: Dominio de los Pliegues Tumbados y Dominio de los Pliegues Verticales. Basándose en el carácter rotacional o no rotacional de la deformación producida por la 1ª fase hercínica, y se diferencian en el estilo y número de fases de deformación diferenciadas.

En el segundo de dichos dominios se pueden distinguir a su vez dos sectores en base al estilo de las fases de deformación hercínicas sucesivas. El primero de estos sectores se extiende principalmente por el área de Salamanca (DÍEZ BALDA, 1986; MARTIN IZAR, 1986; ESCUDER *et al.*, 1995) y por el Sistema Central (GONZÁLEZ LODEIRO, 1980; MACAYA *et al.*, 1991). En él se distinguen cuatro fases de deformación hercínica cuya descripción, a grandes rasgos, es la siguiente:

- La primera (F_1) dio lugar a pliegues sinquistosos (S_1) de gran longitud de onda, dirección NO-SE y sin vergencia definida o algo vergentes al Norte.
- La segunda (F_2) se pone de manifiesto por la presencia de pliegues de plano axial subhorizontal que afectan alas estructuras de F_1 con una esquistosidad asociada (S_2) que llega a adquirir carácter de "schistosity"

Se ha interpretado (DIEZ BALDA *et al.*, 1992; ESCUDER *et al.*, 1995) como cizallas subhorizontales, de varios kilómetros de anchura, con desplazamiento del bloque superior hacia el SE y sin que llegue a aflorar el bloque inferior. En opinión de los autores citados dicho movimiento podría deberse a un colapso extensional de la cadena, dado que se produce un apretamiento de las isogradas metamórficas de carácter sustractivo.

- La tercera fase (F_3) se identifica por variaciones en el buzamiento de S_2 producidas por pliegues, a todas las escalas, de gran longitud de onda y pequeña amplitud y dirección ONO-ESE aproximadamente homoaxiales con los de F_1 . Lleva asociada, en ocasiones una esquistosidad (S_3) de crenulación. En los núcleos de las antiformas de F_3 es donde más patente se hace la presencia de la F_2 , ya que en ellas afloran los niveles estructurales más bajos.
- Por último, se ha denominado cuarta fase en la zona de Salamanca a estructuras de dirección N-S de carácter dúctil-frágil, en el flanco norte del Sinclinal de Tamames, con pliegues suaves asociados que originan estructuras de interferencia con los pliegues de F_1 . Lleva asociada una esquistosidad grosera espaciada, de desarrollo irregular (que parece diaclasado muy penetrativo), y la dirección de acortamiento es E-O

El segundo sector del Dominio de los Pliegues Verticales se sitúa al sur del anterior y ocupa la mayor parte de este dominio, extendiéndose hasta el límite con la Zona de Ossa-Morena. La zona estudiada se encuentra toda ella dentro de sus límites. Están representadas de forma generalizada tres fases de deformación hercínica y sólo localmente aparecen deformaciones comparables a la F_2 de la zona de Salamanca y Sistema Central.

- En esta zona la primera fase descrita (F_1) es equivalente a la del área de Salamanca. Dio lugar a pliegues de todas las escalas, con ejes de horizontales a subhorizontales y direcciones variables debido a las deformaciones posteriores aunque predominan las NO-SE a E-O; los planos axiales son subverticales o con ligeras vergencias tanto al NE como al SO. La deformación no superó en la mayor parte de la región el dominio epizonal, con metamorfismo de grado bajo a muy bajo. Está acompañada con el desarrollo de una esquistosidad (S_1) de tipo "slaty cleavage" grosero en los materiales pelíticos y de tipo "rough cleavage" en los arenosos. La esquistosidad principal (S_1) suele aparecer en posición subvertical, con ligeras vergencias tanto al NE como al SO, excepto cuando la intensidad de las deformaciones posteriores la distorsiona.
- El mecanismo de plegamiento depende de la competencia y del mayor o menor grado de homogeneidad de los materiales afectados. Cuando predominan las alternancias de capas de competencia diferente predomina el "buckling", al que se suma un aplasta-

miento previo, que aumenta cuando aumenta la proporción de facies pelíticas. Cuando predominan las capas competentes (cuarcitas, areniscas, calizas) los pliegues normalmente tienden a ser concéntricos y a medida que aumenta la proporción de tramos incompetentes, los pliegues adoptan morfologías angulosas con flancos rectos y charnelas estrechas más o menos redondeadas. Cuando predominan los materiales pelíticos los pliegues adoptan geometrías similares o próximas a ellas al sumarse el aplastamiento al "buckling", pudiendo llegar a ser isoclinales.

- En los últimos estadios de la deformación asociada a la Fase 1 se originan una serie de fracturas paralelas a las estructuras. En algunos casos se puede deducir su relación con el mecanismo de plegamiento, en un momento determinado de la evolución de un pliegue se produce la rotura de uno de esos flancos originándose un pliegue falla. Normalmente son fallas inversas de plano vertical o subvertical, casi nunca muy tendidas. En otros casos su carácter original es más difícil de deducir debido a reajustes posteriores.
- Posteriormente a esta primera fase hercínica (F_1) se han identificado localmente estructuras que serían equivalentes a las asociadas a las cizallas extensionales de Salamanca (F_2 de Salamanca y Sistema Central) y que por tanto también consideraremos de F_2 dentro de la parte meridional del dominio. Se caracterizan por horizontalizar las estructuras de Fase 1 (F_1) dando lugar a crenulaciones y/o bandas de cizallamiento que trasponen la estratificación y la esquistosidad de primera fase. Se han definido en el sinclinal de Guadarranque (MORENO, 1977; GIL SERRANO *et al.*, 1984; MONTESERÍN, 1985; NOZAL, 1985), en Los Yebenes (VÁZQUEZ *et al.*, 1992) y en la parte meridional de la zona objeto del presente estudio (Hoja nº 867), donde se describen estructuras de las mismas características.
- La tercera fase (F_3) de la zona meridional del Dominio de los Pliegues Verticales sería equivalente a la F_4 descrita en la zona de Salamanca, con dirección de acortamiento E-O. La F_3 es de carácter regional y se manifiesta por un cambio en la posición de los esfuerzos lo que dio lugar a la modificación más o menos acusada de las estructuras previas. Durante esta fase parece ser que en la mayor parte de la región los esfuerzos compresivos tenían una dirección aproximada E-O.
- Por otro lado la deformación no se distribuyó de manera uniforme, sino que se concentró en ciertas zonas por lo que no se reconoce una esquistosidad generalizada asociada con ella. El plegamiento a gran escala interfirió con el de la 1ª fase, originándose arqueamientos de las estructuras y figuras de interferencia (domos y cubetas, principalmente en las zonas de charnela de los pliegues de 1ª fase). Por otro lado la deformación se concentró localmente en determinados pasillos o bandas de direcciones variables. Estos pasillos serían bandas de deformación dúctil-frágil o bandas de cizalla con movimientos en dirección tanto sinistros como dextros y dirección NO-SE Y NE-SO respectivamente.
- La cuarta fase (F_4) es de carácter esencialmente frágil y responde a un acortamiento de dirección N-S que se manifiesta principalmente por dos juegos de fallas conjugadas (cizallas frágiles) de direcciones NNO-SSE a NO-SE y NNE-SSO o NE-SO y sentidos de desplazamientos principales dextro y sinistro respectivamente.

3.2. ESTRUCTURA DE LA HOJA

Los materiales paleozoicos de la Hoja afloran exclusivamente en el sector suroccidental de esta Hoja, en el ámbito de la Sierra de Alhambra. La única estructura observable es un gran pliegue de dirección N90°E a N70°E. Las unidades litológicas triásicas y Liásicas de la Cobertera Tabular discordantes sobre el Paleozoico, están estructuradas por pliegues muy suaves y varios sistemas de fracturación del cual el más importante es el Este-Oeste, y finalmente, los depósitos del Neógeno Superior y Cuaternario de la Llanura Manchega, discordantes sobre el registro sedimentario precedente y afectados por los reajuegos últimos de los sistemas de fractura de los episodios tectónicos precedentes.

La deformación hercínica se ha realizado en varias etapas o fases, tres de ellas en condiciones dúctiles, y dos etapas de fracturación en un régimen frágil o dúctil- frágil. La orogenia alpina sólo ha generado un plegamiento muy suave de carácter local y fracturas, como corresponde a una tectónica de antepaís, aunque en las bandas de fractura puede generar estructuras menores propias de un régimen dúctil-frágil.

3.2.1. Deformaciones prehercínicas

Aunque en esta Hoja sólo afloran formaciones del Ordovícico Inferior y Medio, en sectores próximos, el registro Paleozoico abarca formaciones con edades desde el Ordovícico Inferior al Devónico Superior. Sobre este ciclo y en discordancia, se depositan los materiales del Carbonífero Inferior en facies Culm.

En sectores occidentales donde las estructuras anticlinales permiten el afloramiento de series inferiores, puede determinarse que el conjunto paleozoico se deposita en discordancia sobre un sustrato precámbrico suavemente plegado. Esta discordancia representa la Orogenia Cadomiense.

Las series del Cámbrico se caracterizan por unas litologías muy variadas y con fuertes cambios laterales de facies propios de una sedimentación condicionada por un período tensional.

Esta etapa finaliza con la transgresión del Ordovícico Inferior con la que se iniciaría el hiper-ciclo paleozoico, en el que se encuadran los materiales aflorantes en esta Hoja, cuyas características tectosedimentarias a nivel cuencal lo definen como depósitos en un margen pasivo. En este contexto general se describe un episodio de deformación de carácter extensivo con fracturación, efusiones volcánicas, movimientos diferenciales de grandes bloques en el Ordovícico Superior (Ashgill-preHirnantiense) y una laguna sedimentaria de carácter cuencal en el Devónico Medio (laguna Mesodevónica), que en el ámbito del Macizo Ibérico se hace coincidir con la primera manifestación de la Orogenia Hercínica.

3.2.2. Tectónica hercínica

Los materiales paleozoicos que afloran en la Hoja y áreas aledañas están estructurados por una deformación polifásica durante la Orogenia Hercínica o Varisca, acompañada de metamorfismo y magmatismo. El análisis estructural a escala cartográfica, de afloramiento y de la fábrica de las rocas revela la presencia de cuatro fases o etapas de deformación, tres de ellas bajo condiciones dúctiles, con desarrollo de esquistosidades y metamorfismo, más o menos generalizados; y una cuarta de fracturación en condiciones frágiles, que no es tan homogénea como las primeras, y puede abarcar varias familias de fracturas. Todas ellas obedecen a

modelos de deformación muy diferentes en orientación mecanismos de deformación y geometría de las estructuras asociadas.

La primera fase (F_1) es de plegamiento y tiene una distribución uniforme en toda el área, aunque parcialmente sus estructuras están modificadas por las fases posteriores. La segunda (F_2) consiste en un episodio extensional en todo el Macizo Ibérico que se concreta mediante accidentes de "despegue", muy localizados en la cadena hercínica, uno de los cuales transcurre por el borde meridional de la Hoja nº 864 (Venta de los Santos); allí se manifiesta por una banda de cizalla de al menos 4 kilómetros de anchura, y en esta Hoja por el giro de la dirección en el pliegue de Alhambra. La tercera (F_3) es poco intensa, y está representada por estructuras de geometría variada y desarrollo local. La cuarta fase, en realidad es una etapa de fracturación frágil, propia de una tectónica tardi a postorogénica, y que probablemente incluía varios episodios de fracturación diferentes.

En esta Hoja y áreas aledañas hay datos para precisar la edad de las diferentes etapas. La primera es sincinemática con los depósitos discordantes, que afloran en la Hoja nº 886 (Beas de Segura), pertenecientes al Culm de Los Pedroches, cuya edad está bien establecida como Tournaisiense superior- Namuriense inferior QUESADA, C. *et al.*, (1990). La segunda fase es posterior ya que afecta a estos depósitos. Y tanto la segunda como la tercera fase son anteriores a los materiales del Carbonífero Superior datado en la Hoja nº 864 (Venta de los Santos), que son continentales y están discordantes sobre los materiales ya totalmente estructurados infrayacentes. La edad de estos depósitos es Westfaliense D superior-Estefaniense. Por tanto las principales etapas de deformación hercínica en este sector del Macizo Ibérico se produjeron entre el Tournaisiense y el Westfaliense D superior.

3.2.2.1. Primera etapa de deformación hercínica

La primera fase hercínica es la que genera la macroestructura no sólo de esta Hoja sino de todo el Dominio de Pliegues Verticales, y se encuentra bien preservada en el relieve actual. Se trata de pliegues de escala kilométrica, simétricos, de dirección general ONO-ESE que cambia a E-O, en los afloramientos más orientales como es el caso de esta Hoja, y con planos axiales subverticales o con ligeras vergencias locales a ambos lados.

Los materiales paleozoicos y especialmente sus competentes tramos cuarcíticos dibujan las grandes estructuras de Macizo Ibérico meridional como: los sinclinales de Herrera del Duque, Almadén Guadalméz y el anticlinal de Alcudia, al borde occidental de la Hoja llegan los grandes pliegues Este-Oeste que recorren las Hojas colindantes de Valdepeñas y Manzanares.

En este sector suroccidental se observa el cierre periclinal de un anticlinal, de dirección N70°E, eje subhorizontal, plano axial vertical, simétrico y corrida superior a los 7 Km. El muro de este anticlinal es la Cuarcita Armoricana y hacia techo la última formación aflorante son las Pizarras del Río.

Las estructuras menores de la F_1 son pliegues, esquistosidad de plano axial de los pliegues, linealidad L_1 de intersección entre S_0 y S_1 y algunas fracturas de adaptación en los pliegues.

Los pliegues menores están presentes de forma muy aislada y tienen una distribución muy irregular. No son frecuentes los pliegues de arrastre en los flancos "drag-folds", por lo que hay grandes paquetes sin pliegues dado el tamaño de las estructuras mayores.

La forma de estos pliegues es la misma de los pliegues mayores y se puede hacer extensiva a la primera fase. El tamaño de los pliegues es pluridecamétrico, son muy escasos los pliegues métricos y no existen a menor escala; la longitud de onda es de una decena de metros y la amplitud es del mismo orden. Son pliegues simétricos, abiertos y de la clase 3D de HUDLESTON (1973), aunque en pliegues de mayor escala se ven formas 2B. La competencia de las capas es la que determina su comportamiento al plegarse, las capas cuarcíticas se pliegan según la clase 1B de RAMSAY (1967), y las pizarrosas son menos uniformes, suelen adaptarse y nunca llegan a ser similares.

Son cilíndricos, con ejes subhorizontales y longitudes de centenares de metros. Su dirección general es N60°E en el área suroccidental, evolucionando a N110°E hacia el cierre perianticlinal.

A escala de afloramiento la esquistosidad S_1 se puede ver en todos los afloramientos de la Hoja, como una pizarrosidad (esquistosidad espaciada) en los niveles detríticos finos, especialmente en las charnelas. No obstante es tan débil que en zonas de flanco o en charnelas suaves la pizarrosidad que se observa se debe más a la estratificación que a la esquistosidad. Su dirección más frecuente es N70°-90°E con un buzamiento de vertical a 70°N, esta ligera vergencia al S se puede deber a la F_2 . Localmente hay direcciones norteadas por los pliegues de la F_3 .

Al microscopio se presenta como una esquistosidad grosera "rough cleavage", que en los niveles cuarcíticos sólo orienta a los escasos minerales micáceos, en los niveles finos los orienta estadísticamente y en los sectores con más deformación (Pizarros del Río en el flanco norte) llega a ser un "slaty cleavage" grosero. En las láminas con poca deformación la orientación debida a la esquistosidad es similar a la que marca la S_0 diferenciándose sólo por referencia al ángulo que forman con la estratificación. A veces se observa un aplastamiento paralelo de los minerales de cuarzo. Y con menos frecuencia, se presenta como una esquistosidad de crenulación cuando la fábrica sedimentaria es muy marcada por la acumulación de micas, o bien como láminas de esquistosidad poco continuas y anastomosadas.

Las lineaciones poco frecuentes, son de intersección de la S_0 y la S_1 , y sólo aparecen en los niveles limolíticos, son subhorizontales y son siempre paralelos a los ejes de los pliegues.

Por último se ha observado una deformación leve en la abundante icnofauna de las "Capas Pochico", prueba del carácter dúctil de la F_1 .

Las estructuras de esta primera fase se formaron en régimen dúctil, en niveles epizonales por debajo del frente de esquistosidad, con un sistema de esfuerzos coaxial. El plegamiento se originó por "buckling", con predominio de mecanismos de tipo "flexural-slip" o deslizamientos entre capas, sobretudo en los estratos más competentes, adaptándose los niveles pelíticos y desarrollándose la esquistosidad de plano axial.

3.2.2.2. Segunda etapa de deformación hercínica

En esta Hoja, el giro de la S_0 y S_1 hacia la dirección N60°-70°E es atribuida a la segunda fase o etapa hercínica. Esta fase da lugar a una banda de deformación muy intensa en la Hoja nº

864 (Venta de los Santos), en la que en su tercio meridional genera una esquistosidad y metamorfismo en facies de anfibolitas. En la banda más deformada es difícil reconocer en los esquistos con andalucita, las cuarcitas y los mármoles el protolito original, sólo por la posición estratigráfica se han podido correlacionar estas rocas con las formaciones originales.

Esta estructura ha sido descrita, en sectores más orientales, como un antiformalismo causado por un accidente de zócalo, por RÍOS ARGÜES, S. (1974, 1978, y tesis doc. Ined.). El trabajo permite conocer su prolongación al menos hasta unos kilómetros al Oeste de El Centenillo, incluyendo el encajante del stock granítico de Santa Elena. Este granitoide se ha estudiado posteriormente LARREA *et al.*, (1999), concluyendo que su intrusión está relacionada con "stopping" magmático en condiciones extensionales, y es posterior a la fase principal compresiva de la deformación hercínica.

En los trabajos previos TAMAIN, G. (1968), CHARPENTIER, J.L. (1976) el metamorfismo térmico que se prolonga desde El Centenillo hasta el río Guadalén, se interpreta como un metamorfismo de contacto causado por un cuerpo granítico subaflorante alargado en la dirección E-O, cuyo afloramiento más importante es el stock de Santa Elena.

Con estos precedentes y el análisis estructural realizado en la elaboración de la Hoja de Venta de los Santos y aledañas se llega a la conclusión de que se trata de un accidente de escala regional, con estructuras dúctiles, metamorfismo y magmatismo asociados. Aunque no se conoce toda su longitud, ni en su extremo occidental ni en esta zona ya que se sumerge bajo los depósitos triásicos, se puede denominar de momento como Zona de Cizalla Extensional Santa Elena-Puente Génave (ZCE SE-PG).

Esta estructura es posterior a la primera fase y se correlaciona con la F_2 de DÍEZ BALDA, M.A. *et al.* (1992), aunque en el Macizo Ibérico meridional solo se ha citado en el Domo Extremeño (MATAS, J. *et al.*, en prensa). La presencia de la estructura en estas Hojas, permite asegurar que la F_2 se extiende por toda la ZCI aunque en muchos sectores no aflora en razón de su geometría limitada a bandas plurikilométricas que probablemente definen accidentes planares de envergadura cortical.

3.2.2.3. Tercera fase de deformación

Esta etapa se ha establecido para todo el Dominio de Pliegues Verticales de la Zona Centro Ibérica DÍEZ BALDA, M.A. *et al.* (*op.cit.*) y se ha descrito en el Macizo Ibérico meridional por MATAS, J. *et al.* (en prensa), AMOR y ORTEGA (1987), PALERO, F. (1991) y ORVÍZ, F. *et al.* (1975). Produce pliegues de gran longitud de onda, de dirección N100°-120°E, plano axial subvertical que van acompañados de pliegues menores y que llevan asociado un clivaje de crenulación. En esta región se han identificado estructuras pertenecientes a una tercera fase hercínica aunque presentan una gran variabilidad en cuanto a su distribución y al carácter de la deformación al pasar de unos niveles estructurales a otros. Se caracterizan por que obedecen a un elipsoide de deformación, y por tanto de esfuerzos, con una orientación (del eje de compresión máxima) casi E-O, oblicua a la que dio lugar a la configuración de la F_1 .

En la parte meridional de la ZCI ORTEGA y GONZÁLEZ-LODEIRO (1988); MATAS, J. *et al.*, (en prensa) la deformación se concentró principalmente en bandas de cizalla de anchura variable y dirección predominante NO-SE con sentido de desplazamiento sinistral y sus conjugadas, de dirección NE-SO y sentido dextro. Son dúctiles o frágiles dependiendo del nivel estruc-

tural al que afecta y a la litología de los materiales afectados. Estas bandas o corredores de cizalla sinistras de dirección NO-SE caracterizan esta fase de deformación en el Macizo Ibérico meridional.

Ni en esta Hoja ni tampoco en las aledañas se han detectado las bandas de cizalla sinistras tardías, aunque se han atribuido a esta fase las estructuras que pliegan a las de F_1 , en su mayor parte pliegues suaves de dirección E-O que aquí se han asimilado a la F_2 . La posible explicación sería que la orientación de la segunda fase en este sector absorbe en su mayor parte la compresión principal E-O que define esta etapa.

La estructura más frecuente atribuible a esta fase es un plegamiento muy suave que afecta a las estructuras anteriores, y que se pueden observar en toda la región, especialmente en las zonas donde mejor se desarrollan los pliegues menores de la F_1 . Son pliegues suaves (180° - 120° de ángulo entre flancos), de longitud de onda plurimétrica, y amplitud decimétrica, con plano axial vertical y sin esquistosidad asociada. Y con ejes subhorizontales de direcciones variables, ya que se superponen a superficies plegadas, las más frecuentes son N-S a $N10^\circ E$. Un ejemplo de esta estructura se observa en los pliegues que se desarrollan al este del vértice Bolos (1.088 m).

3.2.2.4. Etapas de fracturación tardihercínica

Una vez estructurada la región por las tres principales etapas hercínicas, se comporta como un zócalo rígido frente a esfuerzos posteriores. Las estructuras son fracturas, principalmente frágiles, que conllevan movimientos relativos de bloques. En esta Hoja se detectan varias familias que obedecen a sistemas diferentes.

Aunque en esta zona hay numerosos trabajos sobre la fracturación, sin embargo, no se ha establecido un esquema de fracturación válido para toda la región, probablemente por la distribución heterogénea de las fracturas, y la capacidad de absorber la deformación que tienen los rejuegos de fracturas previas.

RÍOS ARAGÜES, S. (1978), describe dos etapas: una de fallas normales $N60^\circ$ - $90^\circ E$ y buzando 60° al S; y otra tardía con el eje de máxima extensión horizontal N-S. PALERO, F. (1991) atribuye la familia de filones de direcciones $N70^\circ$ - $90^\circ E$ a la segunda fase hercínica. LILLO, F.J. (1992) describe tres etapas tardihercínicas, la primera de ellas se caracteriza por una extensión próxima a la dirección N-S. Y MATAS, J. *et al.* (en prensa) atribuyen la fracturación tardihercínica principal del Domo Extremeño al sistema conjugado que responde a una compresión N-S.

Además de lo citado hay que considerar que en la ZCI meridional se produce una importante etapa de granitización con la intrusión del Batolito de Los Pedroches, considerada ARANGUREN *et al.*, (1995) como un emplazamiento controlado por una cizalla dextra de escala crustal y dirección $N120^\circ$ - $130^\circ E$, en régimen transtensivo. Posteriormente al emplazamiento MARTÍN PARRA, L.M. *et al.*, (2000), han descrito hasta cuatro etapas de fracturación consecutivas, que indican que el elipsoide de deformación gira en sentido dextro.

En este sector las etapas de fracturación tardihercínicas se pueden agrupar en cuatro familias, aunque quizás el esquema sea simple porque cada familia abarca un abanico de direcciones. Las etapas son: Fracturas asociadas a la segunda etapa de deformación. Fracturas de

dirección NO-SE. Fracturas del sistema tardihercínico conjugado. Y fracturas N-S.

Las de la primera familia como ya se ha descrito tienen direcciones comprendidas entre N70°-90°E. Y son fallas antitéticas normales hacia el N. Son fracturas que forman corredores uniéndose lateralmente con recorridos plurikilométricos. Tienen estructuras menores asociadas a veces dúctiles, pero principalmente brechas de falla frágiles.

Este sistema de dirección Este-Oeste, no se detecta con seguridad en esta Hoja, podría ser la fractura de la ladera norte del vértice Bolos (1.088 m).

El siguiente sistema está representado en todo el Macizo Ibérico meridional y está descrito en varios trabajos MORENO, F. (1977), PILES y NOZAL (1989), MATAS, J. *et al.*, (en prensa), se trata del sistema de fracturación conjugado NNO-SSE/NNE-SSO.

Este sistema de fracturación tardío, es posterior a todas las deformaciones descritas anteriormente y está representado a todas las escalas en la zona de trabajo, y probablemente en todo el Macizo Ibérico Meridional.

Se trata de dos conjuntos de fracturas frágiles, uno NNO-SSE de desgarre dextro y otro principalmente NNE-SSO de desgarre sinistro. Relacionados con estas fracturas se desarrollan algunas estructuras menores como bandas estrechas de kink-bands de la misma orientación.

En el marco de Hoja aparece homogéneamente repartido y son especialmente patentes cuando afectan a los niveles cuarcíticos. Tienen corridas de dos a tres kilómetros y desplazamientos hectométricos. Algunas van acompañadas de rellenos de cuarzo.

Esta fracturación es frágil con planos de falla tapizados de sílice con estrías grabadas. En esta sólo se observan brechas de falla probablemente causadas por rejuegos posteriores, como puede observarse en la fractura del Embalse del Puerto de Vallehermoso frente al dique de la presa.

Estos dos conjuntos responden a un sistema conjugado de fracturación, con direcciones de compresión máxima aproximadamente N-S, compresión mínima (extensión) E-O y el eje intermedio en la vertical.

Ligado a este sistema conjugado hay una actividad hidrotermal de baja temperatura que suele rellenar las fracturas de dirección NE-SO. Estos rellenos aparecen en todo el Macizo Ibérico meridional, y con frecuencia van acompañados de mineralizaciones de sulfuros.

En esta Hoja se ha detectado una fractura con un salto importante que está fosilizada por los materiales terciarios. Se trata de la falla citada del Puerto de Vallehermoso. Esta falla tiene un movimiento relativo de elevación del bloque occidental respecto al oriental, poniendo en contacto materiales de la Formación de Base con las "Pizarras del Río", por lo que el salto estimado estaría en el entorno de los 500 m.

Por último, hay una fracturación de dirección N-S, que generalmente se relaciona con el sistema anterior como fracturas tensionales. Son fallas normales con buzamiento tanto al Este como al Oeste, no se ha podido observar los planos de falla. La totalidad de los sistemas de fracturación descritos en la etapa tardihercínica, tiene rejuegos en la orogenia alpina.

3.2.3. Deformación alpina

En esta Hoja y las aledañas, se encuentran los límites surorientales del Macizo Ibérico. Este límite viene definido por la discordancia de los materiales triásicos subhorizontales sobre los paleozoicos fuertemente estructurados.

En el ámbito regional, una característica reseñable es el paralelismo de la discordancia citada con las estructuras hercínicas. El paleozoico constituye el antepaís respecto al orógeno alpino y se ha comportado como un zócalo rígido en donde sólo se da una tectónica de fractura y movimiento de bloques confirmada por la horizontalidad y la ausencia de deformación en las series Mesozoicas y Terciarias.

La ausencia de registro sedimentario desde el Cretácico Superior al Mioceno Inferior como formaciones sintectónicas de las principales etapas de deformación del Margen Ibérico en la Orogenia Alpina, no permite reconstruir la sucesión de tales eventos tectónicos. En sectores próximos de la Llanura Manchega oriental y borde sur de la Sierra de Altomira, se describen varios episodios deformativos de los cuales las denominadas fases Castellana y Neocastellana, cuya cronología es finooligocena y Miocena Inferior respectivamente, son las más importantes en la estructuración tectónica de estas áreas.

En esta Hoja no es posible precisar cual o cuales de estos eventos deformativos son los responsables de la estructuración que se observa en la Cobertera Tabular, aunque en esta zona en el contexto regional se describe una etapa de plegamiento muy suave, de edad Mioceno Inferior. Los pliegues, cuyos flancos muestran buzamientos inferiores a 15° y con direcciones N80°E a N110°E, sólo son visibles cuando el encajamiento de la red fluvial permite observar la serie Triásico-Liásica en su conjunto tal como ocurre en el río Ruidera y las Cañadas del Toril y del Perdiguero al este de Alhambra.

Las deformaciones del Neógeno Superior han sido ampliamente estudiadas en el área del Campo de Calatrava al oeste de esta Hoja, donde ha podido precisarse una geocronología muy detallada en virtud de las dataciones radiométricas realizadas sobre rocas volcánicas de carácter básico intercaladas en los depósitos continentales miocenos y pliocenos.

Según estas dataciones radiométricas, el volcanismo del Campo de Calatrava se inició en el Mioceno Superior hacia su tercio final (7,7 M.a.) con leucitas como principal roca efusiva. Tras un lapso de aproximadamente 1,7 M.a. hubo una nueva etapa de volcanismo basáltico alcalino que se prolongó hasta el Cuaternario.

Durante este período se han reconocido en esta área al menos 3 episodios de deformación:

- Una primera etapa de carácter extensional en el Mioceno superior con apertura generalizada e inicio de creación de cuencas y reactivación de los sistemas de fracturación tardihercínicos con direcciones Oeste-Este, Norte-Sur y el sistema conjugado NNO-SSE a NO-SE y NNE-SSO a NE-SO.
- Un segundo episodio sería la apertura responsable de la formación de la Cuenca Manchega ocurrida durante el Plioceno Inferior.
- Un tercer episodio deformativo ocurrido en el límite Plio-Pleistoceno débilmente compresivo y caracterizado por suaves ondulaciones y rejuegos en la fracturación previa.

En este contexto tectoestratigráfico, bien sea aplicando un modelo distensivo continuado con efusión de rocas básicas, DOBLAS *et al.* (1991), bien en un régimen compresivo débil con procesos flexurales como proponen VEGAS, R. *et al.* (1996), las etapas de deformación definidas en el Campo de Calatrava, afectan a los depósitos Triásico-Cuaternario de esta Hoja, de tal forma que las fracturas más importantes de dirección este-oeste y NNE-SSO y N-S coinciden con las que rejuegan en la etapa extensional del Mioceno Superior.

De la observación de campo puede deducirse que las fracturas del sistema norte-sur y el sistema conjugado, son previas y de menor entidad que las del sistema Este-Oeste que cortan a los sistemas anteriores y configuran la estructura final de la Cobertera Tabular.

Del sistema NO-SE las dos fracturas más significativas son las del Puerto de Vallehermoso, rejuego de la fractura hercínica ya descrita, que hunde el bloque oriental y la fractura del río Ruidera, no observable en ningún punto de esta Hoja, tanto por los acúmulos de cuaternarios diversos y lagunas y tectonización del sector por el sistema Este-Oeste posterior.

Como ejemplo significativo de estas fracturas (N80° a N100°E), pueden citarse la falla de Ruidera cuyo mejor punto de observación se tiene en el Km 26,800 de la carretera local de Ruidera a Argamasilla de Alba. Se trata de una fractura con dirección N85°E/80°S con estrías de rozamiento N15°E/75°S, lo que indica un ligero componente sinistro. Esta fractura desarrolla una brecha de espesor métrico, polimíctica y con cemento carbonatado, característica común de las fallas alpinas de esta zona. En el bloque sur se deposita una cuña de conglomerados heterométricos, heterolíticos y angulosos con cemento carbonatado sobre los cuales y desde el plano de falla hacia el sur, se observan depósitos travertínicos de espesor decimétrico. Prácticamente todo el sistema Este-Oeste de Ruidera tiene un funcionamiento similar al descrito con la única variante del buzamiento del plano de falla norte o sur en sistema antitético.

Estas fracturas, rejuegos del sistema hercínico de igual dirección, cortan los pliegues descritos con un ángulo muy bajo, lo cual parece indicativo de que dichos pliegues, en esta área, pueden ser de acomodación a un primer basculamiento de bloques, cuyo rejuego último son las fracturas descritas.

La fractura de Alhambra con esta misma N90°E/80°N, tiene componente sinistral cabalgante y en este caso, afecta a los depósitos carbonatados del mioceno superior que se encuentra en esta localidad, es uno de los pocos puntos en esta Hoja donde estos depósitos miocenos se encuentran afectados por este sistema de dirección Este-Oeste.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

El territorio que abarca la Hoja de Alhambra (nº 787) se sitúa mayoritariamente en el borde este de la provincia de Ciudad Real, aunque una pequeña parte de la provincia de Albacete ocupa el borde noreste de la hoja, perteneciendo, administrativamente, a la Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha.

Los materiales que aparecen en la Hoja abarcan un gran registro geológico que va desde el

Paleozoico hasta el Cuaternario, configurando diferentes morfologías y paisajes según el tipo de litología y la estructura dominante.

Morfoestructuralmente y desde un punto de vista regional, la zona pertenece, en su mayor parte, a la Plataforma de Campo de Montiel, constituida por una cobertera mesozoica instalada sobre un zócalo paleozoico. Los materiales de esta cobertera apenas están deformados y es por ello que la Plataforma se suele inscribir en el contexto morfoestructural de la Meseta, por su inmediata adaptación a las deformaciones del zócalo hercínico. En este sentido, la Sierra de Alhambra constituye un importante asomo paleozoico de características singulares.

Todas estas características, unidas a la actuación de los procesos externos, son las que hacen que el relieve haya llegado a ser lo que se observa en la actualidad. En una primera aproximación puede decirse que se trata de un relieve suave, sin grandes contrastes altimétricos, en el que se reconocen tres zonas con características morfológicas diferentes.

La primera es la Plataforma de Campo de Montiel que consiste en una amplia llanura donde las diferencias altimétricas apenas son considerables, no superando en ningún caso los 50 m. Esta uniformidad, se ve rota, en la esquina noreste de la Hoja, por el encajamiento del Alto Guadiana que da lugar a una profunda incisión, de unos 100 m, donde en el fondo se desarrollan las conocidas Lagunas de Ruidera. La segunda, el sector noroeste, tiene una altura media de 800 m, y se caracteriza por un relieve alomado, sin grandes accidentes, donde se suceden interfluvios suaves y valles de escaso encajamiento. Finalmente, en el cuadrante suroeste, la Sierra de Alhambra que, con una altura máxima de 1.088 m en el paraje de Juego de Bolos y una mínima aproximada de 770 m, da lugar a desniveles de 300 m en un espacio reducido.

La red de drenaje pertenece en su totalidad a la Cuenca del Guadiana y se ordena en torno a dos cursos principales: el Alto Guadiana y el río Azuer. El primero, atraviesa con dirección SE-NO la esquina nororiental de la hoja y en su encajamiento se generan, en el fondo de su valle, una serie de barreras de carácter travertínico que dan como resultado un conjunto de lagunas escalonadas a lo largo del cauce, tales como: Laguna de la Lengua, Laguna Salvadora, Laguna Santo Morcillo, Laguna La Balana, Laguna de la Colgada, Laguna de Cueva Morenilla, Laguna de la Coladilla y Lagunas del Rey. La belleza de este entorno, así como la variedad de flora y fauna que en él se congregan, ha dado lugar a su nominación como Parque Natural. El segundo río en importancia es el Azúer, al igual que el anterior, tributario del Záncara, que se hace presente en el sector suroeste con una dirección SE-NO. A él van a desembocar los ríos Alhambra y Cañamares que, con dirección O-E, discurren por el sector central de la Hoja el primero, y por el sector meridional el segundo, este último con un mayor grado de encajamiento y un curso más sinuoso. Por su parte, el río Azúer se encuentra represado en su recorrido en el Embalse de Puerto de Vallehermoso.

El clima de este sector de la Mancha, según la clasificación de THORNTHWAITE, es de carácter semiárido, mesotérmico, con pequeño o ningún superavit de agua y con un porcentaje alto de evapotranspiración. Las precipitaciones medias anuales están comprendidas entre 300 y 500 mm y las temperaturas medias son de 12 °C.

La vegetación es la característica de este sector de la Mancha meridional. Destaca el monte bajo en la Sierra de Alhambra y en casi toda la Plataforma carbonatada. También es frecuente observar grandes extensiones de olivares y viñedos, producto de la reconversión agrícola de los últimos años, éstos aparecen en los sectores más alomados y en las vertientes de la Plataforma. Existen también pequeñas huertas en los valles de los principales ríos, donde no

es difícil observar la típica vegetación de rivera. Uno de los mejores ejemplos lo constituye la vega del río Cañizares.

Por lo que respecta a la población, es evidente que se trata de una zona bastante deshabitada. La principal concentración se halla en la localidad de Alhambra, situada en el sector central de la Hoja, seguida de Carrizosa, en el límite meridional y de Ruidera, población creada en torno a las lagunas y donde se desarrolla un pequeño turismo de verano. No existe ningún otro núcleo urbano, sólo pequeñas agrupaciones relacionadas con la explotación de grandes fincas.

Las comunicaciones son buenas, pues aunque las carreteras asfaltadas son escasas, unen los principales núcleos urbanos. La red de caminos tiene una gran densidad, de forma que el acceso a cualquier punto de la superficie de la hoja no presenta mayores problemas.

4.2. ANTECEDENTES

La bibliografía relativa al Cuaternario o a la Geomorfología no es demasiado abundante para el sector de la hoja en estudio, pero existen aspectos concretos que han sido motivo de interés para algunos autores. Tal es el caso de la Plataforma de Campo de Montiel, macizo limitado por la Llanura Manchega y las Sierras de Alcaraz y Alhambra. Entre los autores que se han preocupado por la evolución geomorfológica de esta Plataforma hay que destacar a HERNÁNDEZ PACHECO que ya en 1949 distinguía en la Mancha dos subregiones naturales, "una, la genuina llanura manchega, que comprendía la mayor parte. Otra, el Campo de Montiel". También de interés son los trabajos de PLANCHUELO PORTALES (1954), LAUTENSACH (1967), ROMMERSKIRCHEN (1978), MARTÍN SERRANO Y GARCÍA ABBAD (1979) y PEREZ GONZÁLEZ (1982). Este último autor expone que en la Plataforma de Campo de Montiel existe un relieve policíclico de superficies escalonadas, con niveles de base distintos y que han sufrido diferentes deformaciones tectónicas.

Otro de los puntos donde se han centrado las miradas es el sistema fluvio-lacustre de las lagunas de Ruidera, desarrollado en el Alto Guadiana. Uno de los trabajos más interesante es el de GONZÁLEZ MARTÍN, ORDÓÑEZ y GARCÍA DEL CURA (1987) donde se describen las principales facies travertínicas y sus características geomorfológicas, así como algunos aspectos de su génesis y una tentativa cronológica

Finalmente, junto a estos trabajos, la realización de las hojas geológicas, a escala 1:50.000, del Plan M.A.G.N.A., próximas a esta zona, ha servido de gran ayuda para la confección de esta cartografía.

4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En este apartado se tiene en cuenta el relieve desde un punto de vista estático pero considerando dos aspectos, uno endógeno y otro exógeno. El primero se refiere a la morfoestructura y el segundo al modelado.

4.3.1. Estudio morfoestructural

Se trata de establecer las relaciones que existen entre el relieve y la arquitectura geológica, es decir, dados unos materiales y una determinada disposición de los mismos, cuál es el resultado después de su exposición a los agentes meteorológicos.

Para ello, y en primer lugar, es necesario situar la zona de trabajo en un contexto más amplio, de modo que sus características geomorfológicas puedan comprenderse dentro del marco regional. En este sentido y como ya se ha señalado con anterioridad, la zona de estudio pertenece, en su mayor parte a la unidad morfoestructural de Campo de Montiel, formada por una cobertera mesozoica instalada sobre un zócalo paleozoico perteneciente a la Meseta Ibérica. Consta de dos conjuntos litoestratigráficos: el inferior, de edad triásica, constituido por elementos detríticos sobre los que reposan materiales margoyesíferos y el superior, de naturaleza carbonatada y de edad jurásica, sobre el que se ha elaborado la morfología actual. Esta cobertera apenas está deformada y se adapta, en la mayoría de la región, a las irregularidades del zócalo paleozoico. Una de las excepciones la constituye la Sierra de Alhambra, macizo paleozoico situado en el cuadrante suroeste de la hoja que, con una altura de 1.088 m en su punto más alto, en paraje de Juego de Bolos, supera ampliamente la cota media de la Plataforma de Campo de Montiel. Esto hace suponer la existencia de un paleorrelieve paleozoico anterior a la sedimentación de los materiales que constituyen la Plataforma.

Entre la plataforma y la Sierra de Alhambra, se instala un corredor donde aparecen materiales terciarios de naturaleza detrítica que dan lugar a un relieve estructural donde se ha instalado la localidad que da nombre a la Hoja.

La Plataforma de Campo de Montiel tiene su origen en la disposición estructural de los sedimentos, pero el hecho de haber sido afectada por una intensa karstificación ha contribuido, sin duda, a su aplanamiento. Ello ha dado lugar a incluirla en el conjunto de las formas poligénicas, por ello, su descripción detallada se hará, más adelante, en el correspondiente apartado. Esta estructura, casi tabular, se refleja perfectamente en la morfografía de la Hoja dándole un aspecto de altiplanicie, disectada en la actualidad por la red fluvial. Fuera del ámbito de la Hoja, las mayores alturas se localizan entre los 1.000 y 1.100 m para descender progresivamente hacia el Corredor Manchego y la Mancha Oriental. Allí quedan sus depósitos sumergidos por debajo de los sedimentos neógenos. PÉREZ GONZÁLEZ (1982) señala, además, la existencia de un eje estructural de flexión, el eje del Bonillo, de dirección submeridiana que determina sendas inclinaciones hacia el ONO y al ENE.

Dentro del modelado estructural existen una serie de formas originadas por los procesos de erosión, al actuar sobre materiales de diferente competencia. El resultado es un conjunto de escarpes de diferentes dimensiones de replanos estructurales, de resaltes de capas duras, de cerros con forma cónica, de "chevrons", etc. En la Hoja de Alhambra, estos elementos están relacionados, en su mayor parte, con los depósitos de edad triásica y terciaria y, en menor medida, con los del Lías. Por lo que respecta a los escarpes, en la cartografía geomorfológica se observa que no ofrecen grandes desniveles porque es casi en ningún punto superan los 50 m de salto, tanto para aquellos desarrollados sobre sedimentos horizontales o subhorizontales o sobre series monoclinales de bajo buzamiento.

Escarpes, replanos estructurales, líneas de capas duras y "chevrons" aparecen bien representados en la margen norte del río Alhambra y en las proximidades de Cañizares, donde los sedimentos del Triás, constituidos por materiales de diversa naturaleza (lutitas rojas con intercalaciones de areniscas y carbonatos y yesos) son la base idónea para que se desarrollen este tipo de morfologías. También lo hacen sobre los materiales terciarios existentes en el límite sur de la hoja y en el entorno de Alhambra, localidad estratégicamente situada en la parte superior de un cerro de techo plano. Por otra parte, no es raro encontrar cerros, de forma cónica y de muy diverso tamaño, dispersos por toda la geografía de la hoja, aunque se des-

arrollan preferentemente sobre los materiales del Triás.

Finalmente, un análisis de la red de drenaje pone de manifiesto la influencia que la estructura y la tectónica han tenido en el desarrollo de la morfología actual. La linealidad de muchos ríos y arroyos, la dispersión de ciertos flujos y los cambios bruscos en el perfil longitudinal y transversal de algunos cauces, lleva a pensar en un funcionamiento reciente de algunas fallas y fracturas.

4.3.2. Estudio del modelado

En este apartado se enumeran y describen las diferentes formas generadas bajo la actuación de los agentes externos, ya sean de carácter zonal (climáticos) o azonal (fluviales, kársticos, etc.). Tanto las formas denudativas como las acumulativas se describen según los procesos que las han generado o según los sistemas morfogénicos a los que pertenecen.

4.3.2.1. Formas fluviales

Dentro de las formas fluviales de acumulación se han cartografiado fondos de valle, conos de deyección y terrazas travertínicas, estas últimas, de gran espectacularidad, son las que han dado origen a las conocidas lagunas de Ruidera.

Los fondos de valle aparecen a lo largo y ancho de la Hoja con diferentes morfologías. Aunque por lo general son alargados, pueden ser más o menos rectilíneos como sucede con los ríos Azuer, Alhambra y los arroyos de la Masegosa, de Navalserrana, etc., o sinuosos, como muestra el río Cañizares y los arroyos del cuadrante noroeste que, con una dirección general SE-NO, dirigen sus aguas hacia el río Zancara. Por otra parte, la anchura también varía, oscilando desde 50-100 m hasta casi 1.000 m como sucede en algunos puntos de los dos ríos principales, el Alhambra y el Azuer.

Los conos de deyección se originan en la desembocadura de algunos ríos y arroyos cuando acceden a otros de mayor envergadura. La característica forma en abanico hace que su reconocimiento no ofrezca mayores dificultades. En la hoja de Alhambra se han diferenciado dos tipos de conos de deyección, unos de pequeño tamaño que se presentan como formas aisladas en los valles principales y otros, de mayor empaque, lateralmente solapados y procedentes de los relieves paleozoicos de las Sierras de Alhambra y del Cristo. En cuanto a sus depósitos, hay que decir que texturalmente consisten en acumulaciones de cantos, gravas, arcillas y arenas con una estructura sedimentaria propia. La litología, como en el caso de los fondos de valle, está condicionada por las rocas madre, de forma que los conos alimentados por cauces que proceden de la Plataforma, incorporan mayor número de elementos carbonatados, mientras que los que vienen de macizos paleozoicos, contienen cuarcitas, pizarras, areniscas, etc.

Las terrazas travertínicas se desarrollan en el sector del Alto Guadiana. Estos depósitos han sido estudiados por diversos autores entre los que cabe destacar HERNÁNDEZ PACHECO (1929, 1949), PLANCHUELO (1944, 1945) y SOLÉ (1952, 1978). Los trabajos más recientes se deben a ORDÓÑEZ, GONZÁLEZ Y GARCÍA DEL CURA (1986) y GONZÁLEZ, ORDÓÑEZ Y GARCÍA DEL CURA (1987) que estudian tanto la evolución geomorfológica de las lagunas, como su sedimentación actual y paractual y su hidroquímica.

HERNÁNDEZ PACHECO vinculaba la génesis de los lagos a torcas abiertas en los materiales yesíferos del Triás. Por su parte, PLANCHUELO catalogaba este complejo como “lagos de origen tectónico” de tipo abierto con emisarios subterráneos. Más tarde, GONZÁLEZ, ORDÓÑEZ y GARCÍA DEL CURA señalan que las Lagunas de Ruidera se localizan, como la inmensa mayoría de las acumulaciones tobáceas del mundo mediterráneo, en sectores próximos a conjuntos kársticos y con presencia cercana de materiales yesíferos. En este sentido, Ruidera cumple a la perfección con estos requisitos.

Cartográficamente se han diferenciados dos niveles: uno colgado a +20-25 m, con relación al nivel del cauce actual, y otro, más reciente, muy próximo al fondo del valle. Ambos presentan características peculiares como formar amplias barreras, transversales al cauce, de manera que hacen de pequeñas represas escalonadas donde queda retenida el agua en lagunas alargadas en el sentido de la corriente. La circulación continua de agua, unida a la blanda del material travertínico, proporciona una gran belleza a este sistema que, por su singularidad, constituye uno de los parajes más interesantes de este sector manchego.

Los niveles más altos se asocian, preferentemente, a antiguos conjuntos de barrera con un grado de endurecimiento muy alto y una elevada karstificación. Las antiguas barreras se apoyan sobre la roca “in situ”, como sucede en la Laguna de la Lengua. También es de especial interés el complejo situado sobre la Laguna Tinajas por la diversidad de estructuras que se observan en sus depósitos, destacando las facies de cascada. Los niveles inferiores también ofrecen diferentes tipos de formaciones, así se reconocen: edificios de barrera, terrazas travertínicas, tobas contiguas a los edificios de barrera y formas carbonáticas menores.

Las formas erosivas de origen fluvial no son muy numerosas y se limitan a la red de incisión, la arroyada difusa y las aristas. La Hoja de Alhambra no se caracteriza, precisamente, por ser un área donde destaquen los procesos erosivos, sólo en el sector más próximo a las Lagunas de Ruidera, el encajamiento de la red de drenaje se hace anómalamente acusado, y da lugar, en las vertientes del Alto Guadiana, a una apretada sucesión de aristas y barrancos, dando como resultado una geografía muy accidentada. También hay incisión en algunos puntos de las Sierras de Alhambra y del Cristo. En cuanto a los procesos de arroyada difusa o de erosión en regueros destacan, sobre todo, cuando se localizan en las cabeceras de los arroyos y barrancos que discurren por litologías de carácter blando.

4.3.2.2. *Formas de ladera*

Estas formas, debidas a la acción del agua y de la gravedad en las vertientes, no son demasiado abundantes y se limitan a coluviones de diversa procedencia y a pequeños deslizamientos. Los primeros suelen formarse al pie de algunas laderas, en relación con los fondos de valle, con los que muchas veces intercalan sus depósitos, o en las cabeceras de algunos arroyos de la Sierra de Alhambra. Aunque en ambos la textura de sus materiales es bastante caótica, en el primer grupo abundan los elementos finos, mientras que en el segundo son los gruesos los que alcanzan mayoría.

Sobre los deslizamientos no hay mucho que decir puesto que sólo están representados por dos pequeños ejemplos situados en el extremo meridional de la Hoja, en las proximidades de la localidad de Carrizosa. En ellos se distingue la cicatriz de despegue así como el material deslizado.

4.3.2.3. Formas kársticas

Son el resultado de los procesos de disolución sobre los materiales carbonatados del Lías. La principal manifestación la constituyen las dolinas con morfologías redondeadas y ovaladas, con tamaños que oscilan desde unos pocos metros hasta medio kilómetro aproximadamente; a veces, en su fondo, se acumulan además de los productos residuales de la disolución, algunos clastos de carbonatados procedentes de la erosión de los escarpes. Las dolinas no son muy abundantes en este sector de la Plataforma, pero existen morfologías menores, como oquedades, bolsas, surcos, etc., rellenas de arcillas de descalcificación rojo-vinosas. En algunos puntos se desarrollan lapiaces, en los que surcos y cretas se suceden ininterrumpidamente, dándole a la superficie de la roca un aspecto ruñiforme. La "terra rossa" aparece por todas partes, relleno no sólo las formas ya indicadas, sino todo tipo de grietas y fracturas.

4.3.2.4. Formas poligénicas

Se incluyen en este apartado la Superficie de Ossa de Montiel, los depósitos aluviales-coluviales y una serie de glaciares de diferentes características.

La Superficie de Ossa de Montiel es la de mayor extensión dentro del conjunto de superficies escalonadas, definidas en la Plataforma de Campo de Montiel. Se caracteriza por la ausencia de relieve, dando lugar a una espectacular planicie labrada sobre los materiales del Lías. Aunque considerada en su totalidad, discurre entre los 900 y 1.060 m, concretamente aquí se desarrolla entre 933 m, al sur, y 884 m, al norte, hacia donde se inclina de forma suave con una pendiente aproximada del 2%. En las proximidades de la localidad de Alhambra, la existencia de un surco erosivo, la separa del conjunto paleozoico que constituye la Sierra de Alhambra. Hacia el noreste, el Alto Guadiana labra, favorecido por la existencia de una fractura, un profundo tajo con formación de travertinos, en su fondo, y donde se instalan las Lagunas de Ruidera. Aunque no lleva depósitos asociados, la Superficie de Ossa de Montiel está afectada por una intensa karstificación que profundiza varios metros a través de grietas y fracturas, dando lugar a cuevas y otras formas endokársticas. En superficie se reconocen dolinas y uvalas tapizadas por arcillas rojas ("terra rossa"), producto residual del proceso de la disolución de los materiales carbonatados del Jurásico. Allí donde la superficie de erosión pierde sus características, por una excesiva erosión, se ha utilizado una trama discontinua para indicar su morfología degradada, como sucede al este de la Hoja.

Los glaciares, como ya es sabido, tienen una génesis mixta en la que participan más de un proceso. El agua, la gravedad, la arroyada, etc., generan estos elementos. Concretamente, en esta Hoja, los glaciares se desarrollan en la vertiente septentrional de la Sierra de Alhambra y en las laderas del Alto Guadiana, donde se instalan las Lagunas de Ruidera. Constituyen dos tipos de glaciares diferentes tanto por la posición en la que se encuentran, como por los materiales de los que proceden. Aún cuando su morfología es muy similar, los primeros son de menor desarrollo horizontal, proceden de un área madre paleozoica y tienen depósitos más potentes, a excepción de algunos de ellos que por erosión han perdido gran parte del sedimento. Los segundos, es decir, los que se ubican en la esquina noreste de la Hoja tienen mayor tamaño, son poco potentes y sus sedimentos están formados por clastos carbonatados del Lías y una matriz arcillosa roja. Dada la intensa erosión que caracteriza a este sector, los glaciares aparecen degradados por la erosión de sus materiales. En algunos puntos se han podido observar delgados encostramientos.

Por último, se consideran los depósitos aluviales-coluviales que, como su propio nombre indica, se originan por la doble participación de los procesos fluviales y los de gravedad. Se cartografían como tales porque es difícil la separación entre unos y otros. Se localizan fundamentalmente sobre los sedimentos del Trías que aparecen por debajo de la Plataforma carbonatada y en los relieves paleozoicos. Al observar el Mapa Geomorfológico, se reconocen en la vertiente derecha del río Alhambra y al este de la Sierra que lleva el mismo nombre. Tienen formas irregulares pero, por lo general, indican cauces anchos y de muy corto recorrido. Por lo que respecta a sus depósitos ofrecen características mixtas, entre fluviales y de ladera.

4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones superficiales, en esta Hoja, coinciden casi en su totalidad con los depósitos cuaternarios. Deben tratarse por un doble motivo: primero porque dan una información geomorfológica adicional y, segundo, porque definen formas propias y porque la caracterización de las mismas es de gran importancia pues, su conocimiento y localización son imprescindibles en muchas ramas de la Geología Aplicada.

A grandes rasgos y teniendo en cuenta las numerosas definiciones existentes, según los especialistas o el uso que de ellas hagan técnicos o planificadores, se consideran formaciones superficiales a aquellos materiales coherentes o no, pero que han podido sufrir una consolidación posterior y que están conectados con la evolución del relieve observable en la actualidad.

Una síntesis relativa a estos conceptos es la realizada por GOY, PÉREZ GONZÁLEZ, PORTERO y ZAZO (1980), en la que señalan como rasgo más relevante su cartografiabilidad, añadiéndole una serie de atributos imprescindibles como son: geometría, textura, consolidación, espesor, génesis y, siempre que sea posible, cronología.

En la Hoja de Alhambra se han diferenciado las siguientes formaciones superficiales: fondos de valle, conos de deyección, terrazas travertínicas, coluviones, aluviales-coluviales, glaciares, deslizamientos y arcillas de descalcificación. Dado que muchas de sus características han sido descritas con anterioridad, como: forma, tamaño, localización, etc., aquí sólo se considerarán los depósitos: textura, litología, potencia y, siempre que sea posible, edad.

Los fondos de valle están formados por cantos, gravas, bloques, arenas y limos. En su mayor parte los ríos, arroyos y cañadas que existen en la Hoja proceden de los relieves de Campo de Montiel, por lo que la litología de los elementos gruesos es de naturaleza carbonatada: dolomías micríticas, dolomías brechoides, dolomías carniolares y calizas dolomíticas. También se incorporan algunas areniscas, arrancadas de las intercalaciones detríticas del Trías. La matriz es arenoso-limosa roja y el tamaño de los cantos varía de unos cursos a otros, pero lo más frecuente es observar que oscila entre 5 y 8 cm, con tamaños máximos observados de 35 cm. El grado de redondeamiento varía entre subanguloso y subredondeado, con cierta tendencia al alargamiento de uno de sus ejes. Por lo que se refiere a los fondos de valle que se alimentan de los relieves paleozoicos de las Sierras de Alhambra y del Cristo, se caracterizan por contener: cuarcitas, areniscas, pizarras y calizas. La matriz es arenosa con algo de limo, pero debido a las mayores pendientes, los sedimentos están más lavados. El tamaño de los cantos es algo mayor que en los fondos anteriores y presentan un menor grado de redondeamiento y de esfericidad. El máximo tamaño, observado en el campo, supera los 40 cm. La potencia no es fácilmente visible pero, por lo observado en áreas próximas, debe oscilar entre 2 y 5 m. La edad asignada a estos depósitos en Holoceno por estar relacionados con la última etapa de la evolución de la red de drenaje.

Los conos de deyección están constituidos por cantos, gravas, arenas y arcillas. Al igual que sucede con los fondos de valle, también se pueden diferenciar dos tipos de conos: los que se forman a expensas de los relieves paleozoicos y el resto. Los primeros aparecen al pie de las Sierras del Alhambra y del Cristo, son de mediano tamaño, pudiendo superar 1 Km² de superficie, y aparecen agrupados, solapándose lateralmente. Los materiales de que se alimentan son areniscas, cuarcitas, pizarras y calizas. El tamaño de los clastos es muy variable, pues cambia dentro del mismo depósito, disminuyendo considerablemente desde la zona apical a la distal. Con la potencia sucede lo mismo, pues también disminuye en el mismo sentido pero, en la zona de máxima acumulación, puede llegar a tener 8-10 m. La edad de estos conos de deyección es Pleistoceno superior. Los segundos son de muy pequeño tamaño y aparecen aislados en la desembocadura de algunos arroyos. Algunos ejemplos se pueden observar a lo largo de los ríos Alhambra y Cañizares. A diferencia de los anteriores, estos conos están relacionados con fondos de valle, con los que interdentan sus depósitos. Los cantos y gravas que forman los elementos más gruesos están compuestos, mayoritariamente, por materiales carbonatados procedentes de la Plataforma y por algunos detríticos derivados del Triás por el que a veces transcurre su recorrido. La potencia media es de 4-6 m, y se le ha asignado una edad holocena.

Las terrazas travertínicas constituyen uno de los depósitos más peculiares de la Hoja de Alhambra. Formadas por materiales carbonatados, ofrecen una gran diversidad de facies. GONZÁLEZ, ORDÓÑEZ y GARCÍA DEL CURA (1987) y las campañas de campo, realizadas con motivo de esta cartografía, han puesto de manifiesto la serie de facies que se describen a continuación. En primer lugar destacan los edificios de barrera que son los más llamativos en el paisaje. Se forman a favor de una pequeña ruptura de pendiente, en algunos tramos del valle. Como su crecimiento ha tenido lugar por la superposición de capas, pueden reconocerse en ellas facies de musgos, limos tobáceos, terrazas travertínicas, facies mixtas (biogénicas y detríticas). En las terrazas travertínicas, allí donde son visibles, se pueden observar niveles detríticos compuestos por fragmentos tobáceos de origen orgánico.

Otras facies significativas son los conjuntos tobáceos, descritos por GONZÁLEZ, ORDÓÑEZ y GARCÍA DEL CURA (o.p.) como acumulaciones contiguas a los edificios de barrera, aguas abajo de las mismas, con forma triangular, en planta, y cuya base se apoya sobre las estructuras de la barrera. Están constituidos por una alternancia de niveles biogénicos compuestos por tallos y formas tubulares y niveles detríticos de calcarenitas de origen tobáceo. Son acumulaciones muy deleznable y fácilmente erosionables por los procesos actuales, dada la escasa compactación de sus capas.

Finalmente, los mismos autores han descrito un conjunto de formas carbonáticas menores y entre ellas destacan: las cortinas, los flecos estalactíticos que cubren y adornan gran parte de los edificios de barrera, estructuras mamelonares de origen estromatolítico y capas tobáceas, de musgo parietales, recubriendo las orillas acantiladas de las terrazas travertínicas.

Por lo que respecta a la edad, conviene hacer algunas consideraciones, pues aunque la mayoría de los edificios, situados en las partes bajas del valle, pueden considerarse de edad holocena, no siempre es acertado. Un examen detenido de estos depósitos indica que la presencia de cicatrices de erosión, puede significar acumulaciones travertínicas superpuestas de diferente edad. Por lo que respecta a los travertinos colgados en el valle y desconectados de la actividad fluvial actual, se les ha asignado una edad pleistocena, con anterioridad a la crisis climática del Würm.

Los coluviones están formados por bloques, cantos, gravas y arcillas, pero también, aquí, pueden diferenciarse dos tipos de depósitos, debido a la acusada diferencia litológica y textural de las áreas madre. Dentro del primer grupo se incluyen los productos de ladera provenientes de los materiales paleozoicos de las Sierras de Alhambra y del Cristo. La litología de los clastos queda determinada, en cada caso, por los materiales existentes en la parte superior de la vertiente, pero es frecuente encontrar cuarcitas y pizarras, en bloques de diferentes tamaños y una matriz arcillosa que, en la mayoría de los casos, ha sufrido un intenso lavado, adquiriendo el depósito, en superficie, aspecto de canchal. Este hecho ocurre en la Sierra de Alhambra, donde los coluviones no están al pie de ladera sino en las cabeceras de los arroyos, es decir en las pequeñas cuencas de recepción que alimentan al río Alhambra y al arroyo de la Masegosa. El segundo tipo de coluviones es el que deriva de los materiales jurásicos y triásicos, por lo que los clastos son fundamentalmente de dolomías, carniolas, calizas y algunas areniscas. La matriz, en este caso, es el componente mayoritario, mientras que el tamaño de los clastos es mucho menor. En cuanto a la potencia, no siempre observable, puede establecerse en una media de 3 a 5 m. La edad para unos y otros es Holoceno.

Los deslizamientos son de poca importancia, sobre todo por su pequeño tamaño. Están situados en las proximidades de Carrizosa y sus características ya han sido descritas con anterioridad; sólo cabría añadir que al formarse a expensas de los sedimentos del Triás, el material deslizado es un amasijo de arcillas rojas con grandes fragmentos de areniscas y calizas. La edad de estos movimientos es bastante reciente por lo que han sido asignados al Holoceno.

Las arcillas de descalcificación se desarrollan sobre las dolomías y carniolas del Lías. Son muy frecuentes debido a que las características litológicas de la zona favorecen los procesos de disolución. Aunque en la cartografía geomorfológica sólo se han diferenciado las arcillas que tapizan el fondo de las dolinas, la realidad es que este material es mucho más abundante, pues aparece rellenando huecos, grietas, fracturas, tubos y el fondo de algunas grutas. Las arcillas de descalcificación o "terra rossa" se caracterizan principalmente por su color rojo oscuro, o rojo vinoso y, aunque se denominen así, suelen tener un cierto contenido en limos y arenas. En el fondo de las dolinas suelen aparecer, además, algunos fragmentos de dolomías, procedentes de la erosión de los escarpes. Dada la dificultad para datar estos materiales, se les ha asignado una cronología amplia, porque es muy posible, dada la edad de la Superficie de Ossa de Montiel, que esta edad pueda remontarse, hasta el Mioceno superior.

Los glacis, por su parte, tienen unas características muy similares a las de los conos de deyección, sobre todo aquellos que se forman a expensas de los relieves paleozoicos, así que poco más se puede decir de ellos. Por otra parte, los glacis del sector noreste de la hoja ofrecen notables diferencias. Sus clastos son todos carbonatados y la matriz es arcillosa roja, en gran parte procedente de las arcillas de descalcificación. Su potencia es pequeña por estar bastante degradados y, en ningún caso, superan los dos metros. Los cantos son subangulosos, muy poco evolucionados por la proximidad del área madre. Con respecto a la edad, se han situado en el Pleistoceno, pues aparecen situados, en las laderas, pero desconectados del sistema fluvial actual.

Los aluviales-coluviales presentan características mixtas entre los depósitos aluviales y los de ladera por lo que las principales diferencias se encontrarán entre las partes más próximas a las vertientes y la zona central de los sedimentos. En las primeras se encuentran elementos angulosos, de mayor tamaño y con una distribución más caótica, mientras que en la segunda, debido a que es el sector de circulación de los cauces, los clastos son más redondeados,

con tamaños medios comprendidos entre 5-8 cm y máximos observados de 30 cm. También pueden observarse algunas estructuras sedimentarias de carácter fluvial. La potencia puede calcularse entre 3 y 5 m, aunque es posible que, hacia los bordes del depósito, esta cantidad pueda ser algo superior. La matriz es arcilloso-arenosa, de color rojo, alimentada en gran medida por los sedimentos del Triásico y del Jurásico. La edad que se asigna a estos depósitos es Holoceno.

4.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA

La evolución geomorfológica de este sector es, en definitiva, la evolución de la Plataforma de Campo de Montiel. Como ya se ha señalado con anterioridad, esta Plataforma constituye un macizo limitado por la Llanura Manchega y las Sierras de Alcaraz y Alhambra. Son muchos los autores que se han preocupado por ella, como LAUTENSACH (1967), ROMMERSKIRCHEN (1978), MARTÍN SERRANO y GARCÍA ABBAD (1979) y PÉREZ GONZÁLEZ (1982). Este último autor, en su tesis doctoral sobre la Llanura Manchega, expone la existencia, en la Plataforma de Campo de Montiel, de un relieve policíclico de superficies escalonadas con niveles de base distintos y deformaciones tectónicas. Diferencia hasta tres superficies, sólo una de las cuales, la más reciente, es la que aparece en la Hoja de Alhambra.

La primera de ellas, la denominada Superficie Superior de Campo de Montiel, situada entre 970 y 1.100 m, se reduce a una serie de cerros, coronados por un pavimento de grandes cantos y bloques de cuarcita, relictos de materiales cretácicos y eolizados durante el Cuaternario. PÉREZ GONZÁLEZ no cree atrevido considerar todos estos restos como parte de un mismo plano, cuyo ciclo evolutivo comenzaría después de la fase paroxismal Castellana (probablemente post-Arverniense inferior, DÍAZ DE MOLINA, 1978) y continuaría hasta el Ageniense. Estas edades son muy parecidas a las que propone SCHWENZNER (1937) para su "Dachfläche". En definitiva, la edad que se asigna a esta superficie es pre-Oligoceno, aunque cabe la posibilidad, por sus depósitos asociados, que pueda ser algo más reciente.

La segunda es la Superficie de El Bonillo, con cotas comprendidas entre los 920 m y los 1.060 m. Encajada en la primera, ofrece como depósitos asociados los característicos "canturrales". PÉREZ GONZÁLEZ (o.c.) relaciona su edad con el nuevo ciclo erosivo que se origina después de la Fase Neocastellana (post-Aragoniense superior), es decir, en el Mioceno inferior. Este autor señala también, aunque sin afirmarlo taxativamente, que en la localidad de El Ballestero, existen una serie de depósitos marinos que parecen reposar sobre la superficie y que según CALVO (1978) han sido detectados desde el Langhiense superior al Serravaliense superior-Tortonense basal. Por otra parte equipara, tentativamente, la Superficie del Bonillo con la M3 de SCHWENZNER (1937) y con la B de GLADFELTER (1971).

La tercera superficie es la que aparece en la Hoja de Alhambra, con cotas entre los 900 y 980 m y se conoce como Superficie de Ossa de Montiel. Alcanza un gran desarrollo y, de forma general, se caracteriza por la ausencia de relieve y por ofrecer un ligero basculamiento hacia el norte. No presenta depósitos detríticos asociados, pero sobre ella se ha desarrollado una intensa karstificación. PÉREZ GONZÁLEZ (o.c.) señala que su ciclo de erosión comenzaría a continuación del cierre del Estrecho Nordbético, coetáneo con la última fase de comprensión del Prebético externo, en el Sarravaliense superior-Tortonense inferior (CALVO, ELÍZAGA, LÓPEZ MARTÍNEZ *et al.*, 1978), es decir con el proceso distensivo que sigue a esta comprensión. Además, en la misma localidad de Ossa de Montiel, esta superficie subyace bajo unas calizas lacustres, probablemente sincrónicas con las calizas travertínicas del Pantano de Peñarroya, de edad Vallesiense superior-Rusciniense. El ciclo de erosión del aplanamiento de

la Superficie de Ossa de Montiel sería, por tanto, del Mioceno superior o Turoliense y es durante este periodo donde se abren las cuencas de Júcar, Cabriel y, muy probablemente, la cuenca del Jabalón, al sur de la Hoja de Alhambra.

Posteriormente, a principios del Villafranquiense inferior tiene lugar una nueva fase distensiva, La Iberomanchega I (Aguirre *et al.*, (1976) que, por un lado, amplía las cuencas y abre el Corredor Manchego y, por otro, da lugar a pliegues de gran radio. En el Villafranquiense superior un nuevo periodo sedimentario tiende a rellenar y colmatar las cuencas y depresiones formadas en la fase Iberomanchega I. A finales del Villafranquiense y coincidiendo con el final de la sedimentación pliocena, tiene lugar una nueva etapa de deformación regional, denominada fase Iberomanchega II (AGUIRRE *et al.*, 1976 y PÉREZ GONZÁLEZ, 1982) que deforma suavemente los materiales recién depositados.

Con posterioridad a esta fase y en relación con las superficies de erosión, CABRA GIL (1985) añade, para la Plataforma de Campo de Montiel, una más, al norte de la misma, concretamente, en la Hoja de Munera (nº 764), que denomina Superficie de Barrax. Sobre ella se desarrollan costras laminares multiacintadas e incluso depósitos detríticos con características algo diferentes a los típicos "canturrales" que aparecen asociados a las superficies anteriormente descritas. Esta superficie es muy plana y no parece afectada por ninguna fase tectónica por lo que su formación se considera posterior a la Fase Iberomanchega II y anterior a los Glacis finivillafranquienses con costra bandeada que se encajan en esta superficie.

Con el inicio del Cuaternario los procesos erosivos prevalecen sobre los sedimentarios. Los cambios climáticos dan lugar al desarrollo de diferentes sistemas morfogenéticos. La actividad kárstica, así como la fluvial, constituyen algunos de los ejemplos. Por tanto, el desarrollo de procesos erosivos y de acumulación en la zona, motivados por los cambios climáticos y la neotectónica, terminan de imprimir y configurar el paisaje regional que se observa actualmente.

4.6. MORFODINÁMICA ACTUAL Y/O SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

La Hoja de Alhambra no se caracteriza, precisamente, por la existencia de procesos morfodinámicos actuales de gran envergadura, pero esto no quiere decir que no se produzcan. De hecho, existen algunos ejemplos de esta actividad y uno de los más notables se produce en la esquina noreste de la Hoja, en el sector del Alto Guadiana, donde la incisión es bastante importante, debido al rápido encajamiento que han sufrido el río y sus tributarios. El resultado es una red de pequeños cauces, de gran densidad, que dejan entre ellos agudas aristas dando, finalmente, una geografía bastante accidentada.

Por otra parte, en el mismo valle, el sistema de barreras travertínicas que ha producido las famosas Lagunas de Ruidera, es funcional en la actualidad y aunque, con una velocidad de sedimentación baja, no puede negársele su actividad. ORDÓÑEZ, GONZÁLEZ y GARCÍA DEL CURA (1986) hablan de la sedimentación actual y paractual en estas lagunas.

La existencia de diversos procesos en el Alto Guadiana, así como la linealidad de este valle, ha llevado a pensar en la existencia de una fractura con movimiento reciente, a lo largo del mismo.

También hay que incluir en este apartado los procesos de disolución que siguen teniendo lugar en el macizo carbonatado de Campo de Montiel, como consecuencia de la infiltración

de las aguas de lluvia por grietas y fracturas. Pero debido a la existencia de un clima de características semiáridas, es decir, con escasas precipitaciones, los procesos kársticos evolucionan muy lentamente, sin producirse manifestaciones apreciables.

Finalmente y con relación a las laderas, no se percibe gran actividad, sólo cerca de la localidad de Carrizosa, al sur de la Hoja, se localizan un par de pequeños deslizamientos. Se han producido sobre materiales con alto componente arcilloso y están orientados al norte, por lo que no se descarta la posibilidad de que la repetición de las mismas condiciones pueda dar lugar a nuevos movimientos.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

El registro estratigráfico del Paleozoico de Sierra Morena oriental, donde se ubica esta Hoja, queda encuadrado, como ya se ha descrito, en el Hiper ciclo Postcámbrico, SAN JOSÉ, M.A. *et al.* (*op.cit.*), que abarca los materiales con edades comprendidas entre el Ordovícico Inferior y el Carbonífero Superior.

Los materiales aflorantes de este Hiper ciclo, pueden dividirse en dos conjuntos separados por la discordancia (límite de tipo 1) del Ordovícico Superior (Ashgill). Por tanto, se trataría de dos megaciclos; el inferior de Ordovícico Inferior a Superior (pro parte) y el superior Ordovícico Terminal a Devónico Inferior. En sectores próximos dentro de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad) se ha constatado la existencia de series atribuidas al Devónico superior en conformidad cartográfica. Estos materiales con un límite de tipo 1 en su base, se integrarían en un tercer megaciclo dentro del registro paleozoico de Sierra Morena Oriental.

Hay un consenso general de la mayoría de autores en considerar la sedimentación del hiper ciclo postcámbrico como un proceso moderadamente continuo, salvo el evento tectosedimentario del Ordovícico Superior.

De esta forma, y admitiendo la discordancia (límite de tipo 1) no observable en esta área de la base del hiper ciclo, pueden establecerse dos eventos de fracturación, con creación de cuenca, cuyas cronologías establecidas son la de Arenig inferior y la de Ordovícico terminal (Ashgill), y dos etapas de margen pasivo, consecutivas a ellos, en las que la sedimentación se caracteriza por el carácter homogéneo y repetitivo de unidades litológicas que se acrecionan en el registro sedimentario como respuesta, en gran medida, a los ascensos o descensos del nivel del mar.

PORTERO, J. *et al.* (1988), definen de esta manera una serie de unidades tectosedimentarias (U.T.S.) en Montes de Toledo y Zona Surcentroibérica, en las que las alternancias de pizarras y cuarcitas se interpretan como respuesta a los movimientos cíclicos del nivel del mar. Las facies lutíticas y heterolíticas las atribuyen a depósitos de nivel alto, y las arenosas y/o cuarcitas a nivel bajo.

Aplicando criterios de estratigrafía genética, se han diferenciado en el hiper ciclo postcámbrico una serie de Secuencias Depositionales (SD), MITCHUM, R.M. (1977-1985), VAIL, P.R. *et al.* (1977), VAIL, P.R. (1987), POSAMENTIER, H.V. *et al.* (1988) que en el registro sedimentario del paleozoico aflorante en esta Hoja serían de muro a techo:

- La primera Secuencia Depositional (I) del hiperciclo estaría constituida por la Formación de Base (1) y la Cuarcita Armoricana (2), en donde los depósitos de la Formación de Base constituyen el “*shelf-margin system tract*” (S.S.T.) y la Cuarcita Armoricana los depósitos del “*Highstand systems tract*” (H.S.T.) de esta SD. El límite inferior de esta SD sería un límite de discordancia (Tipo 1) y el superior una conformidad (Tipo 2).
- Las Capas Pochico serían una nueva Secuencia Depositional (II) con límites de Tipo 2 a muro y techo, y como depósitos de plataforma siliciclástica con dominio de tormentas en medios de shoreface a offshore proximal atribuibles a un “*shelf margin system tract*” (S.S.T.). Finalmente, las Pizarras del Río, por las características litológicas expuestas conformarían el “*lowstand*” o “*shelf margin*” inferior de una nueva secuencia deposicional III con la que finalizan en esta Hoja los depósitos del registro paleozoico.

Las diferencias sustanciales de interpretación respecto a divisiones propuestas por autores anteriores, consisten en que se consideran las facies arenosas de tipo constructivo (Armoricana, Cuarcita Botella, Cuarcita de Criadero y Cuarcitas de Doradillo) como depósitos de nivel alto (H.S.T.) “*highstand-systems tract*”, diferenciándolas de los litosomas arenosos de tipo “*destrutivo*”, con reciclado de los siliciclásticos del cinturón costero y que en general coinciden con facies “*hummocky*” (H.C.S.), GABALDÓN, V. (*op.cit.*), de grano medio y grueso, a veces amalgamadas (Capas Pochico, Alternancias El Caño, Boneos Mixtos y Alternancias Malva), como depósitos de *shelf-margin systems tract* (S.S.T.).

Algunas de estas S.D. finalizan con el depósito de carbonatos (bioclásticos y bioconstruidos), que constituirán el H.S.T. de dichas secuencias. Son el caso de la “Caliza de Urbana” y la del Devónico Inferior.

En general, las facies pelíticas y heterolíticas con afinidad turbidítica, se consideran como cortejo de borde de plataforma “*shelf margin systems tract*” (S.S.T.) y “*transgressive system tract*” (T.S.T.), con su ciclos de facies estrato y grano crecientes somerizantes y progradacionales.

QUESADA, C. (1992) propone un modelo geodinámico para el Macizo Hespérico en el que considera la Zona Centroibérica (ZCI), donde se ubica el área de estudio, como el “terreno (en sentido tectoestratigráfico) autóctono correspondiente a un antiguo promontorio del borde septentrional de Gondwana”. Sobre dicho promontorio “se produjo la acreción del terreno meridional correspondiente a la Zona de Ossa Morena (ZOM) durante la Orogenia Cadomiense, de tal forma que la Zona Surcentroibérica se configura como una cuenca de antepaís, en la que se alojaron en primera instancia, los materiales del Hiperciclo Anteordovícico de edad Alcudiense inferior-Cámbrico inferior. Estos depósitos sufrieron el plegamiento de la Orogenia Cadomiense.

La discordancia y transgresión del Ordovícico inferior, con la que comienza el Hiperciclo Postcámbrico, sellaría la etapa precedente marcando el paso a medios de plataforma siliciclástica correspondientes a un margen continental pasivo.

En este encuadre tectoestratigráfico se depositan las series aflorantes en esta Hoja durante el Ordovícico Inferior y Medio.

Durante este período se depositan las S.D. I a III, con un hecho reseñable, común a todas ellas, cual es la mayor potencia comparativa de las facies de plataforma externa (S.S.T.) res-

pecto a las facies de plataforma interna (T.S.T. y H.S.T.). Este hecho sistemático parece confirmar la idea expuesta por diversos autores, WALKER, R.G. *et al.* (*op.cit.*), GABALDÓN, V. (*op.cit.*), VAN WAGONER *et al.* (1987), de que el efecto fundamental de los huracanes y tormentas en las plataformas, es el de transportar sedimentos desde el *nearshore* al *offshore*, de tal forma que facies destructivas en plataforma interna equivalgan a constructivas en plataforma externa y talud.

Esta relación originada por la dinámica sedimentaria ligada a estos fenómenos meteorológicos, posiblemente podría justificar la formación de cuñas sedimentarias en la plataforma externa sin necesidad de invocar variaciones bruscas en el nivel relativo del mar que expongan a la acción erosiva sedimentos precedentes.

A nivel regional se conoce que estas condiciones fueron interrumpidas durante el Ordovícico terminal con un nuevo evento extensional, que afecta fundamentalmente a los sectores situados junto al autóctono de la ZCI, donde se encuentra encuadrada el área de estudio, en la que se produciría una fragmentación de la cuenca, en gran medida controlada por la estructuración primitiva del basamento preordovícico.

El evento descrito, va acompañado por vulcanismo, mayoritariamente básico, que se intercala en las facies de cuenca del Ordovícico superior y del Silúrico basal.

Con posterioridad a este evento extensional, se depositan en el ámbito de la ZCI los materiales de las Secuencias desde el Silúrico hasta el Devónico Inferior, constituyendo un megaciclo de facies grano y estratocreciente, en una situación "regresiva" y somerizante.

Son muy escasos los registros sedimentarios datados con edades posteriores al Devónico Inferior, como sucede en gran parte de la Zona Surcentroibérica occidental. En áreas próximas (Hoja nº 839), Torre de Juan Abad, existe una laguna estratigráfica (Mesodevónica) de tal forma que sobre los depósitos carbonatados de los niveles superiores del Devónico Inferior (Emsiense), se tienen los materiales siliciclásticos y carbonatados del Devónico Superior (Frasniense).

Esta importante laguna mesodevónica de ámbito cuencial, GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (*op.cit.*), se interpreta como un episodio deformativo hercínico previo al principal.

En estos sectores meridionales, próximos a esta área y dentro de la Hoja nº 886 (Beas de Segura), en discordancia con distintas formaciones Silúricas y Devónicas, afloran potentes series heterolíticas de afinidad turbidítica (Facies Culm), con edad Carbonífero Inferior. Este registro sedimentario constituye la megasecuencia sinorogénica del Hiperciclo Postcámbrico.

Finalmente, en el sector noroccidental de la Hoja nº 864 (Ventas de los Santos), en discordancia angular y erosiva sobre los sedimentos del Ordovícico Inferior, se han cartografiado unos afloramientos de tamaño muy reducido, constituidos por conglomerados polimícticos y cuya edad establecida es de Carbonífero Superior (Westfaliense D-Estefaniense). Estos depósitos constituirán la megasecuencia postorogénica con la que culmina el Hiperciclo Postcámbrico.

La deformación hercínica, se produce en varias fases que, en conjunto, dan lugar a la estructuración principal de estos materiales. Las primeras manifestaciones son las ya descritas que se registran como lagunas sedimentarias durante el Devónico Medio. La principal, con plegamiento generalizado y esquistosidad, se produce durante una etapa variable, que con los

datos regionales de edad absoluta y de los sedimentos sinorogénicos, se puede establecer en el Carbonífero inferior "s.sl.". Las principales fases de cizalla en esta área, se producen posteriormente y pueden relacionarse con las cizallas generalizadas en el Macizo Hespérico, éstas son anteriores a la intrusión de los plutones más tardíos datados en 313 ± 10 m.a., es decir en el Carbonífero superior (Westfaliense medio-superior).

El período de granitización (tipo granodiorítico) también es amplio, iniciándose en niveles corticales profundos durante las etapas principales de deformación y emplazándose en zonas más someras en las etapas más tardías, con carácter sin a postcinemático. Las etapas de fracturación tardihercínicas son posteriores al Carbonífero Superior y pueden llegar hasta el Pérmico, ya que afectan al conglomerado discordante de edad Carbonífero Superior.

Con posterioridad a los últimos episodios deformativos de la Orogenia Hercínica, el área debió quedar emergida y sometida a una fuerte erosión. El registro sedimentario del Paleozoico plegado constituyó el antepaís y el área fuente de la cual proceden la mayor parte de los materiales, de carácter fundamentalmente detrítico, constitutivos del Triásico.

La erosión anterior no alcanzó el estado de peniplanización ya que cuando se inició la etapa de subsidencia previa, necesaria para la acomodación de los depósitos triásicos, posiblemente, los sectores topográficamente más elevados no formaban parte del medio receptor o zona de acomodación.

El ciclo Mesozoico se inicia con el depósito de los conglomerados del Buntsandstein durante el Triásico inferior (Scythiense), en un medio fluvial caracterizado por la predominancia de los abanicos aluviales.

Es posible que entre estos materiales y los que vienen a continuación exista una laguna estra-tigráfica, de modo que en el tiempo que media entre el depósito de ambos, el territorio de la Hoja debió permanecer bastante estable, es decir, sin erosión ni depósito, aunque con desarrollo de paleosuelos. Este período de tiempo pudo corresponder a la mayor parte del Anisiense, edad en la que en otras regiones más septentrionales de la Península (Cordillera Ibérica y Cataluña, concretamente) se producía la transgresión marina representada por los carbonatos del Muschelkalk inferior, transgresión que no llegaría a afectar a esta zona (y, posiblemente, tampoco a gran parte de la región situada al Sur del paralelo de Valencia, incluyendo el área de las Cordilleras Béticas).

La reanudación de la subsidencia en la zona al final del Anisiense o ya en el Ladiniense (Triás medio) dio lugar primeramente al depósito de materiales de carácter mixto (carbonatado-terri-genos), en una cuenca ya mucho más uniforme que la anterior como consecuencia de la nivelación efectuada por el depósito de los conglomerados del Buntsandstein. Estos sedimen-tos de ambiente lacustre posiblemente situados en una zona supramareal de una llanura de mareas, dieron paso, tras un período en el que se instalaron depósitos de llanura arenosa y ríos "braided" correspondientes a una zona de delta, a la transgresión marina del Ladiniense superior representada por los carbonatos del Muschelkalk superior.

Tras el período anterior, ya en el límite Ladiniense superior-Carniense, se inicia una fuerte reactivación en el área madre que deviene en un aporte de terrígenos, progresivamente mayor, dando lugar a una marcada regresión representada por los depósitos de la parte inferior del Keuper (Unidad de lutitas rojas con niveles de areniscas). Esta regresión estuvo acompañada por un importante incremento de la subsidencia en la zona como lo prueba la nota-

ble capacidad de acomodación de los grandes espesores de sedimentos Triásicos y el hecho de que durante este período se incorporen a la cuenca de depósito nuevas áreas que anteriormente permanecían por encima del nivel de acumulación. Tanto en los ámbitos septentrionales (Hojas n° 839, 883 y 878), como en los meridionales, sector del Cerro de la Yesera en la Hoja n° 864.

La regresión anterior, de edad básicamente Carniense (Trías superior), alcanzó su punto máximo en la base de la Unidad de Areniscas (parte media del Keuper), invirtiéndose entonces la polaridad sedimentaria e iniciándose, a partir de este punto una importante transgresión que condujo, a través de los depósitos de origen fluvial-llanura de inundación-“*sabka*” de la parte superior del Keuper, hasta los ya netamente marinos de los comienzos del Jurásico.

En el Lías inferior, la región experimenta un gran cambio paleogeográfico con una importante subida del nivel del mar, de modo que prácticamente todo el territorio (salvo, probablemente, las cumbres más elevadas del ámbito paleozoico) quedaría invadido por el mismo, con un ambiente sedimentario entre plataforma interna a inter-supramareal y depósito de carbonatos de facies someras en general.

Desde el inicio del Jurásico y prácticamente ya durante todo este periodo, la flexuración de la cuenca aumenta significativamente con respecto a la existente en el Trías, con una subsidencia progresivamente mayor hacia el Noreste en el ámbito septentrional y hacia el Sur y Sureste en el ámbito del Prebético.

Hacia el final del Lías inferior o principios del Lías medio, el medio sedimentario se hace en general bastante más restringido, predominando ampliamente los depósitos de “*lagoon*” e incluso llegando localmente a un ambiente continental (lacustre).

Ya avanzado el Lías medio o incluso en el Lías superior una nueva transgresión instaaura de nuevo el régimen marino con ambientes que oscilan entre plataforma interna restringida y plataforma interna, alcanzándose en general condiciones de mar más abierto que en la anterior etapa del Lías inferior.

Antes de finalizar el Lías superior otra breve regresión reinstaura las condiciones restringidas con ambientes muy similares a los del final del Lías inferior o principios del Lías medio ya expuestos más arriba.

Al final de la época liásica y comienzos del Dogger una nueva transgresión instala de nuevo un régimen marino en condiciones más abiertas que las anteriores con un ambiente de plataforma interna y depósitos de calizas oolíticas y bioclásticas.

Con posterioridad al Dogger, en la zona no afloran materiales del registro sedimentario desde Cretácico hasta el Mioceno Superior. Por tanto, no pueden reconstruirse, excepción hecha al afloramiento de conglomerados atribuido al Wealdico en el límite nororiental de esta Hoja.

Establecido este hecho no puede reconstruirse la evolución tectoestratigráfica de esta área durante las principales etapas deformativas de la Orogenia Alpina.

En base a datos regionales y a los de las Hojas del entorno próximo, puede establecerse que en la submeseta meridional (Campos de Montiel y Cobertera Tabular), los episodios deformativos denominados fase Castellana y Neocastellana, de edades Oligoceno Superior y Mioceno

inferior-medio, pueden ser las causantes de las principales estructuras de plegamiento y fracturación reconocibles en esta área, en las que como parece evidente, juega un importantísimo papel la reactivación de antiguas fracturas del zócalo hercínico, ya que salvo muy escasas localidades, la Cobertera Tabular no fue afectada de forma significativa por plegamiento.

Posiblemente, el episodio deformativo de la Neocastellana sea el generador de las Cuencas del Terciario Superior, especialmente de las del tipo Alhambra-Villanueva de los Infantes, con rellenos de tipo molásico.

Finalmente y a raíz del levantamiento epirogénico de la región se produce una fuerte reactivación de la erosión que conduce, tras sucesivas etapas, a la instauración de la red fluvial actual.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. MINERÍA Y CANTERAS

En esta Hoja no se conocen indicios minerales que hayan podido ser motivo de explotación o de labores de investigación.

En el ámbito de la Sierra de Alhambra y como es normal, en los depósitos de las “Capas Pochico”, se han observado pequeñas fracturas cuyo relleno son óxidos e hidróxidos de Fe sin mayor interés económico como recurso mineral.

Dentro de esta Hoja las canteras pueden dividirse en dos grupos, cuyo resumen de las más importantes se tiene en la Tabla 6.1.

Tabla 6.1

Nº Indicio	Coordenadas U.T.M.			Término Municipal	Tipo de Explotación	Unidad Cartográfica
	X	Y	Z			
1	485.460	4.302.050	780	Alhambra	Cantera en cuarcita	2
2	486.750	4.301.750	740	Alhambra	Cantera en cuarcita	3
3	484.550	4.316.850	740	Alhambra	Cantera en calizas	11
4	486.250	4.315.700	780	Alhambra	Cantera en calizas	11
5	507.600	4.316.950	780	Argamasilla de Alba	Cantera en yesos	7

Hay un tipo de canteras de muy pequeña entidad y en su mayoría abandonadas, dedicadas a la extracción de arcillas en las facies del Keuper Inferior (5). Estas arcillas son el material básico de las pequeñas industrias de material de construcción (ladrillos y tejas) de Alhambra y Carrizosa.

También de tamaño reducido y actualmente abandonadas son las canteras ubicadas en la Sierra de Alhambra, dedicadas a la extracción de cuarcita. De ellas, una explotaba los bancos del miembro superior de la Cuarcita Armoricana, la situada en la margen izquierda del río Azuer a la altura del dique del Embalse del Puerto de Vallehermoso y otra que, explotaba las capas cuarcíticas de Pochico en la margen derecha del este, embalse a la altura del Molino

de las Beatas. En esta cantera es donde puede observarse superficies de estratificación con una icnofauna espectacular.

Otro tipo de canteras de mucha mayor entidad y por tanto importancia económica, son las que se sitúan en la Cobertera Tabular, dedicadas a la extracción de los materiales de la unidad de dolomías y calizas estratificadas de color gris azulado (11).

En este grupo hay que destacar por su magnitud, la cantera de las Chimeneas, situada al NO del Km 23 de la carretera comarcal 310 de la Solana a Argamansilla. En esta cantera, según estimaciones del propietario, se está produciendo anualmente un promedio de 25.000 T en material de distinta granulometría, apropiado para usos diversos en construcción (balastro para firmes de carreteras y arenas para morteros en edificaciones).

Al sur de esta cantera activa, en el vértice Chozas, hay otra de tamaño similar pero actualmente inactiva que explotó los mismos materiales.

Finalmente, al este del caserío de la Magdalena, y en la margen derecha de la Laguna del Cenegal (Ruidera) en los afloramientos del Keuper (7) hay una pequeña cantera inactiva que explotó un cuerpo masivo de yesos rojizos y nodulares blancos.

6.2. HIDROGEOLOGÍA

La superficie de esta Hoja se encuadra íntegramente en la Cuenca Alta del Guadiana de la que el río Azuer y Ruidera son afluentes por su margen derecha.

Esta cuenca se corresponde con la llamada Mancha Occidental, delimitada al norte por la Sierra de Alhambra (Cuenca), con alturas comprendidas entre 700 a 1.000 m y la Mancha de Toledo, con altitud promedio de 600 a 800 m, y profusión de lagunas endorreicas. El centro está ocupado por la Llanura Manchega, con suave declive desde los 800 a los 600 m y también con abundantes lagunas, y con un potente relleno cuaternario donde se infiltra el propio río Guadiana, en los Campos de San Juan.

En el sur, la zona más oriental destaca el Campo de Montiel con los últimos relieves de Sierra Morena oriental y la Cobertera Tabular, con alturas promedio de 1.000 m. En esta área tiene sus fuentes el río Pinilla origen del Guadiana, en el que se intercalan las Lagunas de Ruidera.

La zona queda enmarcada entre los paralelos 37 y 40, por lo que participa, por una parte, de las características termodinámicas de las masas de aire subtropical marítimo y continental sahariano, y por otra, se ve afectada por masas de aire polar marítimo y continental.

La continentalidad imprime carácter a esta cuenca, en el sentido de la extremosidad de los elementos climáticos. De esta forma la oscilación térmica en términos absolutos puede alcanzar los 60°C, lo que supone participar de las oscilaciones de temperatura siberiana y sahariana.

La latitud subtropical implica un alto número de horas de sol, lo que en conjunción con una topografía suave origina valores de evaporación muy altos. En la Cuenca Alta del Guadiana se estima un promedio de 90 Hm³/año.

Esta área se ubica entre las isoterma de los 11°C y 12°C, con una temperatura media de 11,8°C y una precipitación promedio de 490 mm/año.

Como resultado de estos factores, entre los que se destaca una precipitación media escasa e irregular, un índice de humedad bajo e insolación alta, una evaporación significativa y un período libre de heladas reducido a cuatro meses, el clima es de tipo mediterráneo seco.

Las características hidrológicas vienen determinadas por la litología de las distintas formaciones que constituyen el registro sedimentario aflorante en esta Hoja.

En el cuadrante suroccidental, las formaciones del paleozoico de la Sierra de Alhambra, con alternancias de tramos cuarcíticos y de potentes sucesiones pizarrosas, se comportan como una unidad con índices de permeabilidad muy bajos en los que sólo existen pequeños manantiales ligados a las fracturas de dirección N90°E y N160°E.

Estas fuentes son de carácter estacional y de caudales inferiores a 0,3 l/sg.

Las series triásicas de la Cobertera Tabular se consideran impermeables, aunque algunos grandes bancos de areniscas dan pequeños manantiales en los períodos de alta pluviosidad.

La mayor parte de este Hoja está cubierta por los depósitos carbonatados subhorizontales de la Cobertera Tabular. Este litosoma se encuadra en la Unidad Hidrogeológica del Campo de Montiel (U.H. 04.06).

La U.H. 04.06 morfológicamente se presenta como un macizo tabular carbonatado con cotas entre los 800 y los 980 m, y cuyos límites son al norte la Unidad de la Mancha Occidental (U.H. 04.04), al Sur el río Jabalón y las unidades triásicas de la Sierra de Alcaraz, Villanueva de los Infantes y Villanueva de la Fuente, que conforman la orla tabular mesozoica de la meseta en esta área del Macizo Hespérico.

El límite Oeste está definido por los afloramientos triásicos de Alhambra, Manzanares y la Solana, y el límite este es la Unidad Hidrogeológica de Jardín-Lezuza de la Cuenca del río Júcar.

El acuífero principal del Campo de Montiel (U.H. 04.06) se encuentra en la formación liásica carbonatada. Como se ha descrito en el capítulo 2, está compuesta por dolomías y calizas, que forman potentes bancos sobre los que se ha desarrollado una intensa carstificación y fisuración.

El funcionamiento hidrogeológico del acuífero, de carácter libre, está condicionado por los umbrales o altos de los materiales triásicos, que constituyen su base impermeable.

El umbral triásico de Villahermosa-Viveros, divide en dos al acuífero; individualizando un pequeño sector al Sur, cuyo drenaje hacia la cuenca del Guadalquivir se produce a través de los manantiales situados a lo largo del contacto Lias-Triásico, en la zona de Villanueva de la Fuente-Terrinches-Puebla del Príncipe.

La elevada transmisividad del acuífero posibilita una elevada capacidad de almacenamiento. Sin embargo la altitud de los manantiales sobre la base impermeable, hace que queden secos o se reduzca sensiblemente su caudal cuando se produce un descenso moderado del nivel piezométrico.

Al norte del umbral Villahermosa-Viveros, es donde el acuífero presenta una mayor extensión. El drenaje, en su mayor parte, se realiza hacia el Guadiana. En esta zona los manantiales no están tan netamente asociados al contacto Liásico-Triásico, sino que se originan al cortar la topografía el nivel piezométrico.

Cabe citar que las disminuciones de nivel producidas en los años de la última sequía dejaron sin agua la mayoría de los manantiales situados en la cabecera de las Lagunas de Ruidera; lo que motivó la desconexión hidráulica en el sistema lagunar, reduciéndose la transferencia de caudales entre ellas a valores mínimos.

La transmisividad presenta grandes variaciones. Las más altas se dan en la cabecera de las Lagunas de Ruidera y al SE del Campo de Montiel, con valores situados entre 500 y 2.000 m²/día, que pueden alcanzar puntualmente los 6.000 m²/día. En el resto del acuífero, las transmisividades son mucho menores, variando entre 10 y 100 m²/día. En el acuífero superior de las calizas del Jurásico, las transmisividades son también del orden de 10 a 100 m²/día.

Los caudales son igualmente muy variables y están en función de la transmisividad. Son caudales frecuentes los situados entre 10 y más de 100 l/s.

Evolución piezométrica

Los datos piezométricos indican direcciones de flujo hacia los ríos y hacia la unidad de la Mancha Occidental (04.04). Existen notables variaciones del nivel freático en respuesta al régimen de precipitaciones y a la elevada capacidad de infiltración de los materiales que conforman los acuíferos. Se observan ascensos generalizados en períodos de elevada precipitación y descensos en épocas de estiaje.

El drenaje principal es hacia el Guadiana en la zona de las Lagunas de Ruidera (cotas de 800-950 m). Otros ejes de drenaje claros corresponden a los ríos Cañamares y Azuer. Entre estos ríos y las cuencas vecinas del Júcar y Guadalquivir, se establecen divisorias subterráneas, que coinciden prácticamente con las aguas superficiales. En el borde de la Unidad 04.04, la cota de la piezometría es de 750 m aproximadamente. La cartografía de las series terciarias al sur y este de la Sierra de Alhambra, permiten precisar que esta divisoria entre las Unidades Hidrogeológicas 04.06 y 04.04 podría establecerse en el contacto cartográfico de esta cuenca terciaria, cuyas conexiones cartográficas hacia el sur y oeste se encuadrarían en la Unidad Hidrogeológica de la Mancha Occidental.

Los gradientes oscilan desde el 7 por mil, en la zona central, a más del 5% en los bordes.

Esquema de balance hídrico

Según el SGOP-MOPU, 1988, es el siguiente:

Entradas

- Por infiltración de agua de lluvia: 135 hm³/año. (9 corresponden a la cuenca del Guadalquivir).

Salidas

- Drenajes a los ríos Azuer, Guadiana Alto y Córcoles: 65 hm³/año.
- Aportación lateral a la U.H. 04.04: 40 hm³/año.
- Explotación bombeos: 35 hm³/año (datos del año 1997).
- Manantial de Villanueva de la Fuente: 3 hm³/año.

Total de salidas: 143 hm³/año.

Situación administrativa

La situación hidrológica del Campo de Montiel, a partir de 1988, hizo intervenir a la Administración; ya que a las escasas precipitaciones se sumaron los efectos de las extracciones de aguas subterráneas con destino a riegos, ocasionando la merma de caudal de diversos manantiales utilizados para el abastecimiento urbano y de los niveles de las Lagunas de Ruidera.

Las primeras medidas se pusieron de manifiesto a través del Real Decreto 393/1988, por el que se declaran provisionalmente sobreexplotado o en riesgo de estarlo una zona delimitada por un perímetro definido por los siguientes vértices geodésicos: Parra, Sotuélamos, El Bonillo, Mirones, Povedilla, Terrinches, Villahermosa y Alhambra. El perímetro delimitado por estos vértices se ubica en las Hojas nº 788, 813 y 814 y todo el área mesozoica de esta Hoja. Además, dentro del citado perímetro, en su parte meridional, se delimitó una subzona donde quedaron suspendidas las extracciones de aguas para regadío. Esta última quedó fijada por la unión de los siguientes vértices: Villahermosa, Cerro Crespo, Viveros, Povedilla y Terrinches.

La suspensión de las extracciones en la zona de exclusión tuvo como objeto la protección de los abastecimientos urbanos de Villahermosa y Montiel (Hoja nº 813), así como los regadíos tradicionales con derechos preexistentes (vegas del Jabalón, etc.).

En el Plan de Ordenación de las extracciones del acuífero del Campo de Montiel, aprobado el 12 de junio de 1989, se declara definitivamente explotado el acuífero, quedando constituida la Junta de Explotación.

A través de los sucesivos regímenes de explotación, aprobados anualmente desde entonces, se han reglamentado las medidas para controlar las extracciones (que llegaron a prohibirse en los años 1991 y 92), las dotaciones por usos, la instalación de caudalímetros en las explotaciones más significativas, así como otras medidas conducentes al control del acuífero.

La última Junta de Explotación, celebrada el 12 de diciembre de 1997, aprobó para el año 1998 un volumen de extracción máximo de 12 hm³, estableciendo también un caudal mínimo fluyente de 130 l/s en los manantiales de Villanueva de la Fuente.

En la Tabla 6.2 se sintetizan los principales sondeos realizados en el ámbito de las Unidades Hidrogeológicas descritas, así como los piezómetros instalados.

Tabla 6.2

Nº	Organismo de control	Nº Hoja	Profund.	X	Y	Z	Cuenca
301	S.G.O.P.	787	115	501850	4316550	820	Guadiana
302	S.G.O.P.	787	120	507100	4309850	910	Guadiana
7728	S.G.O.P.	787	34,8	487050	4300250	745	Guadiana
7729	S.G.O.P.	787	29,5	487051	4300250	745	Guadiana
078730008	Inventario CHG/90	787	120	503625	4312325	887	Guadiana
078730009	Inventario CHG/90	787	70	502450	4315875	842	Guadiana
078740001	Inventario CHG/90	787	60	511700	4312500	810	Guadiana
078740004	Inventario CHG/90	787	86	509700	4312750	798	Guadiana
078740010	Inventario CHG/90	787	60	509350	4316675	800	Guadiana
078770078	Inventario CHG/90	787	70	501175	4304400	905	Guadiana
213130006	Piezómetros ITGE	787		5E+05	4E+06	900	Guadiana
213130010	Piezómetros ITGE	787		5E+05	4E+06	840	Guadiana
213140003	Piezómetros ITGE	787		5E+05	4E+06	820	Guadiana

7. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

PUNTO Nº 1: "RUIDERA"

Se propone como PIG el afloramiento situado en el Km 27 de la carretera comarcal de Ruidera a Argamasilla de Alba, coordenadas (509.500; 4.314.500).

Las condiciones de observación son excelentes y en este punto el marco tectoestratigráfico consiste en una fractura de dirección N75°E con buzamiento de 80°S, que pone en contacto los materiales triásicos de facies Keuper con lutitas rojas, yesos y carbonatos (7) y calizas de la base del Jurásico (8) en el bloque norte con conglomerados heterométricos, polimícticos y angulosos a los que se superponen capas de carbonatos travertínicos del nivel alto (20), en el bloque sur de la fractura.

La disposición geométrica de estos conglomerados formando un abanico de capas en facies de "debris flow" cohesivos, indica un relleno muy rápido de la fosa situada en el labio hundido (sur) de esta fractura con desplome de los materiales triásicos y jurásicos. De la no existencia de siliciclásticos de grano muy fino y la cementación carbonatada de estos conglomerados, se deduce un flujo continuado de agua que lava estos materiales y posteriormente los cementa. Este flujo de agua a través de este accidente tectónico, es el origen del posterior depósito de las calizas travertínicas cuando se restablece el equilibrio morfológico entre los dos bloques de la fractura.

El posible interés de este PIG se puede resumir en dos aspectos muy concretos pero de especial relevancia, dado el entorno en que se encuentra.

Un aspecto tectónico que se resume, por un lado, en la posibilidad de observar algo poco frecuente en esta zona, como es un plano de falla con estrías de uno de los sistemas más importantes de esta área (N80°E), y por otro, en una aproximación a la cronología del episodio tectónico que originó este sistema, que en este caso podría corresponder al Plioceno medio-superior (fase Iberomanchega).

Un segundo aspecto sería el establecer una relación directa entre la circulación del flujo hidráulico y su drenaje a través de estos sistemas de fracturas como uno de los principales elementos generadores de los depósitos travertínicos, que actúan de diques en estas lagunas. Esta cuestión es muy discutida por diversos autores en el ámbito del Parque de las Lagunas de Ruidera.

8. BIBLIOGRAFÍA

- ABDEL, M.A. Y ARENAS, R. (1995). "Détachements et tectonique extensive dans le massif hercynien des Rehamna (Maroc)". *Journal of African Earth Sciences*. Vol. 21, nº 23, pp. 383-393.
- AGUIRRE, E.; DÍAZ DE MOLINA, M. Y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976). "Datos paleontológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española". *Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario*, nº 5, pp. 7-29. Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana (I.L.M., C.S.I.C.), Madrid.
- ALAFONT, L.S. (1992). "Notosaurios y Placodontos (Reptilia) del Triásico Medio de Bienservida-Villarrodriego". *Instituto de Estudios Albacetenses, serie I, núm. 60*, 131 p.
- ALÍA, M.; CAPOTE, R. Y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1971). "Rasgos geológicos y tectónicos de la Sierra Morena Oriental y sus estribaciones meridionales en la transversal de Moral de Calatrava (Ciudad Real) a Villanueva del Arzobispo (Jaén)". *I. Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*; I: 3-30.
- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J.E.; FELGUEROSO, C. Y QUINTERO, I. (1962). "Estudio geológico de la región de Almadén". *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*; 73: 193-327.
- ÁLVAREZ-NAVA OÑATE, H.; GARCÍA CASQUERO, J.L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTERERÍN LÓPEZ, V.; NOZAL MARTÍN, F.; PARDO ALONSO, M.V.; PICART BOIRA, J.; ROBLES CASAS, R.; SANTAMARÍA CASANOVAS, J. Y SOLÉ, F.J. (1988). "Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cámbricos en la mitad suroccidental de la zona Centro-Ibérica". *II Congr. Geol. Esp. Comun.*; 1: 19-22.
- ANDRIEUX, J. Y NEBBAD, F. (1996). "El prisma orogénico prebético". *Geogaceta* 20 (4), pp. 810-812.
- ARBET, F. Y TAMAIN, G. (1971). "Existence d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris (Serv. D)*; 272: 1721-1723.
- ARES YAÑEZ, M.; GUTIÉRREZ ALONSO, G.; DÍEZ BALDA, M.A. Y ÁLVAREZ, F. (1995). "La prolongación del Despeque de Salamanca (segunda fase de deformación varisca) en el Horst de Mirueña (Zona Centro Ibérica)". *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (3), pp. 175-191.
- ARRIBAS (1962). "Mineralogía y metalogía de los yacimientos españoles de uranio: Santa Elena (Jaén)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 60: 243-251.
- ARTHAUD, F. Y MATTE, PH. (1975). "Les décrochements Tardi-Hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation". *Tectonophysics*; 25: 139-171.
- AZEMA, J.; BOURROUILH, R.; CHAMPETIER, Y.; FOURCADE, E. Y RANGHEARD, Y. (1974). "Rapports stratigraphiques, paléogeographiques et structuraux entre la Chaîne ibérique, les Cordillères bétiques et les Baléares". *Bull. Soc. Géol. France*, XVI (2): 140-160.
- AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCÍA HERNÁNDEZ, M.; GONZÁLEZ DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LÓPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. Y VERA, J.A. (1979). "Las microfácies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *Sec. Pub. Univ. Granada*: 83 p.

- BABIN, C. Y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1991). "Middle Ordovician bivalves from Spain and their phyletic and palaeogeographic significance". *Palaeontology*; 34: 109-147.
- BAENA PEREZ, J. Y JEREZ MIR, L. (1982). "Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.)". *IGME. Madrid*: 256 p.
- BESEMS, R.E. (1982). "Aspect of Middle and Late Triassic Palynology. 4 Palynological information from the Triassic of the External Zone of Betic Cordilleras in the Prov. of Jaén, southern Spain". *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wet.*, 85, 1-27.
- BLATT, H; MIDDLETON, G.V. Y MURRAY, R.C. (1972). "Origin of Sedimentary Rocks". *Prentice-Hall New Jersey*; pp. 634.
- BONADONNA, F.P. Y VILLA, J.M. (1984). "Estudio geocronológico del vulcanismo de Las Higueruelas". *Actas Castilla-La Mancha: Espacio y Sociedad*; 3: 249-253.
- BONJOUR, J.J.; PEUCAT, J.J.; CHAUVEL, J.J.; PARIS, F. Y CORNICHE, J. (1988). "U-Pb Zircon dating of the early Paleozoic (Arenigian) transgression in Western Brittany (France): A new constraint for the lower Paleozoic time-scale". *Chem. Geol. (Isot. Geosc. Sect.)*; 72: 329-336.
- BOUSQUET, J.C.; MONTENAT, C. Y PHILLIP, H. (1976). "La evolución tectónica reciente en las Cordilleras Béticas Orientales". *En: Reunión sobre la geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán. Universidad de Granada*: 59-78.
- BOUYX, E. (1970). "Contribution à l'étude des Formations Anté-Ordoviciennes de la Méséta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz)". *Mem. Inst. Geol. Min. España*; 73: 263, *IGME*.
- BRENCHLEY, P.J.; ROMANO, M. Y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1986). "Proximal and distal Hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician Shelf in Iberia". *Canad. Soc. Petrol. Geol.*; 11: 241-255.
- BUTENWEG, P. (1968). "Geologische Untersuchungen im Ostteil der Sierra Morena nordöstlich von La Carolina (Prov. Jaén, Spanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*; 6: 126 pp.
- CABRA GIL, P.; DÍAZ DE NEIRA, J.A.; ENRILE ALBIR, A. Y LÓPEZ OLMEDO, F. (1985). "Mapa Geológico Nacional (2ª serie), hoja nº 764, Munera". *IGME, Madrid*.
- CALVO, J.P. (1978). "Estudio petrológico y sedimentológico del Terciario marino del Sector Central de la Provincia de Albacete". *Estudios Geol.*, 34: 407-429.
- CALVO, J.P.; ELIZAGA, E.; LÓPEZ, N.; ROBLES, F. Y USERA, J. (1978). "El Mioceno superior continental del Prebético Externo: evolución del Estrecho Nordbético". *Boletín Geológico y Minero*, t. 84, pp. 407-426, *Madrid*.
- CAPOTE, R. (1983). "La fracturación subsecuente a la orogenia Hercínica". *Libro Jubilar, J. M^o Ríos, Geología de España, IGME. Tomo 2*: 17-25.
- CARLS, P. (1975). "The Ordovician of the Eastern Iberian chains near Fombuena and Luerma (Prov. Zaragoza, Spain)". *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 150 (2) p. 127-146. *Stuttgart*.

- CARRÉ, D.; HENRY, J.L.; POUPON, G. Y TAMAIN, G. (1971). "Les quartzites Botella et leur faune trilobitique. Le problème de la limite Llandeilien-Caradocien en Sierra Morena". *Bull. Soc. Geol. France* (7^a); 12: 774-785.
- CHAPUT, J.L. (1971). "Aspects morphologiques du Sud-Est de la Sierra Morena (Espagne)". *Revue de Geogr. Phys et de Geol. Dynamique*; 18: 55-66.
- CHARPENTIER, J.L. (1976). "Géologie et Metallogénie de la Sierra Carolina (Jaen-Espagne)". *Thèse 3^{er} cycle. Centre d' Orsay. L'Université de Paris-Sud*. 156 pp.
- CHAUVEL, J.; DROT, J.; PILLET, J. Y TAMAIN, G. (1969). "Precisions sur l'Ordovicien moyen et supérieur de la "serie-type" du Centenillo (Sierra Morena Orientale, Espagne)". *Bull. Soc. Geol. France* (7^a), 11, 613-626.
- CÓRDOBA, M.A. (1990). "Mineralogía y génesis de los materiales arcillosos del Trías Manchego (Provincia de Ciudad Real)". *Tesis doctoral, Univ. Granada*, 270 p.
- CORRETGÉ, L.G. (1983). "Las rocas graníticas y granitoides del Macizo Ibérico". *Libro Jubilar, J. M^o Ríos. Geología de España, IGME. Tomo 2*: 569-592.
- DABRIO, C.J. (1973). "Geología del Sector del Alto Segura (Zona Prebética)". *Tesis doctorales de la Universidad de Granada*, 28, 2 vol.:388 p.
- DALLMEYER, R.D. Y PIEREN PIDAL, A.P. (1987). "Evidences of late Proterozoic tectonometamorphic events in SW. Iberia. Significance and paleogeographic implications". *Tectonothermal Evol. West African Orogens and Linkages. (I.U.G.S. Project n^o 233)*: 73-76.
- DATIN CERECEDA, J. (1935). "Geomorfología de la Mancha". *Bol. R. Soc. Geogr.*; 76: 129-140.
- DELGADO, J.C.; MARTÍN-IZARD, A. Y PALERO, F.J. (1988). "Litogeoquímica de la formación Estratos Pochico (Ordovícico Inferior) y su relación metalogénica con algunos yacimientos filonianos de Pb-Zn de Sierra Morena Oriental". *Geociencias*, 3, 333-350.
- DÍAZ MOLINA, M. (1978). "Bioestratigrafía y Paleogeografía del Terciario al E. de la Sierra de Altomira (Cuenca)". *Tesis Doctoral*, 370 pp., *Universidad Complutense de Madrid*.
- DÍAZ DEL OLMO, F. Y RODRÍGUEZ VIDAL, O. (1994). "Macizo Hespérico Meridional. Geomorfología de Empresa". *M. Gutiérrez Elorza (Ed). Edit. Rueda*, pp. 70-80.
- DÍEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. Y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990). "Structure, Autochthonous Sequences, Part IV Central-Iberian Zone. Pre-Mesozoic Geology of Iberia". *R.D. Dallmeyer, E. Martínez García (Ed.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York*, 172-188.
- DÍEZ BALDA, M.A. Y VEGAS, R. (1992). "La estructura del Dominio de los pliegues verticales de la Zona Centro Ibérica. Paleozoico Inf. Ibero-América". *J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds)*: 523534.

- DÍEZ BALDA, M.A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. Y AYARZA ARRIBAS, P. (1995). "Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of steep tectonics: The Salamanca Detachment Zone. (Central Iberian Zone, Spain)". *Journal of Struct. Geology*. Vol 17, nº2, pp.163-182.
- DOBLAS, M. Y RUBIO, J. (1989). "Bloqueo y dislocación antitética de superficies de "detachment" en la provincia extensional del centro Peninsular". *Cuaderno Lab. Xeológico de Laxe*. Vol. 14, pp. 117-122 *Tardi-Hercínica*.
- DOBLAS, M.; LÓPEZ RUIZ, J.; HOYOS, M.; MARTÍN, C. Y CEBRIA, J.M. (1991). "Late Cenozoic indentation/escape tectonics in the eastern Betic cordilleras and its consequences on the Iberian foreland". *Estud. Geol.*; 47: 193-205.
- DOBLAS, M.; LÓPEZ RUIZ, J.; OYARZUN, R.; MANCHECHA, V.; SÁNCHEZ MOYA, Y.; HOYOS, M.; CEBRIA, J.M.; CAPOTE, R.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; LILLO, J.; LUNAR, R.; RAMOS, A. Y SOPEÑA, A. (1994). "Extensional tectonics in the Central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition". *Tectonophysics*, 238, pp. 95-116.
- DOBLAS, M.; OYARZUN, R.; SOPEÑA, A.; LÓPEZ RUIZ, J.; CAPOTE, R.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; HOYOS, M.; LUNAR, R. Y SÁNCHEZ MOYA, Y. (1994). "Variscan-late Variscan-early Alpine progressive extensional collapse of central Spain". *Geodinamica Acta (París)*, 7,1, pp. 1-14.
- ELIZAGA, E. Y CALVO, J.P. (1988). "Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la Zona Prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución". *Bol. Geol. Min.*, 99: 837-846.
- ELIZAGA, E. (1994). "Análisis de facies sedimentarias y petrología de los depósitos lacustres de edad Neógeno superior de la Zona Prebética, Albacete, España". *Instituto de Estudios Albacetenses, Albacete*, I, 74: 216 p.
- EMIG, C.C. Y GUTIERREZ-MARCO, J.C. (1997). "Niveaux à lingulidés à la limite supérieure du Grès Armoricaín (Ordovicien: Arenig) dans le SW de l'Europe: Analyse des facterous responsables et signification paléocéologique". *Géobios (en prensa)*.
- ENRESA (1997). "Estudio de las formaciones arcillosas Triásicas del borde de la Meseta". *Informe Interno*.
- ENUSA (1983). "Informe sobre la exploración de minerales radiactivos en el Sector Beas de Segura-Infantes (Proyecto Trías de Alcaraz)". *Informe Interno*.
- ESCUDER VIRUETE, J.; ARENAS, R. Y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1994). "Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain)". *Tectonophysics*, 238, pp. 117-138.
- ESCUDER VIRUETE, J.; ARENAS, R. Y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1994). "Evidencias metamórficas y estructurales de extensión tardiorogénica hercínica: el ejemplo del Domo Gneísico del Tormes (NO Salamanca)". *Geogaceta*, 16, pp. 35-38.
- FERNÁNDEZ, J. Y VERA, J.A. (1973). "Influencia de los paleorrelieves en la sedimentación triásica, en los alrededores de Alcaraz (Albacete)". *Cuad. Geol. Univ. de Granada*, V. 4, 111-128.

- FERNÁNDEZ, J.; SANTOS FRANCÉS, F. Y LINARES, J. (1976). "La sedimentación Triásica entre Terrinches y Albaladejo (Ciudad Real)". *Estudios Geol.*, 32, 249-259.
- FERNÁNDEZ, J. (1977). "Sedimentación triásica en el borde SE de la Meseta". *Tesis Univ. Granada*, 173 p.
- FERNÁNDEZ, J. (1984). "Capas rojas triásicas del borde Sureste de la Meseta, síntesis estratigráfica y sedimentológica. Mediterránea"; 3, 89-105.
- FERNÁNDEZ, J. Y GIL, A. (1989). "Interpretación sedimentaria de los materiales triásicos de facies Buntsandstein en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, y en la Cobertera Tabular de la Meseta". *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 113-124.
- FERNÁNDEZ, J; DABRIO, C.J. Y PÉREZ-LÓPEZ, A. (1994). "El Triásico de la región de Siles-Alcaraz. III Col. Estratigr. Paleogeogr. Triásico y Pérmico de España, Cuenca". *Guía de campo*, 47 p.
- FERNÁNDEZ, M. Y VALDÉS, A. (1933). "Mapa geológico de España, escala 1:50.000; Memoria explicativa de la Hoja nº 864 Montizón". *IGME*.
- FORTUIN, A.R. (1984). "Late Ordovician glaciomarine deposits (Orea Shale) in the Sierra de Albarracín. Spain". *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 48. 245-261.
- FREY, R.W. (1975). "The study of trace fossils: a synthesis of principles, problems and procedures in Ichnology". *R.W. Frey (Ed.); SpringerVerlag.*; 562 pág.
- FUGANTI, A. Y SERPAGLI, E. (1968). "Geological remarks on Urbana Limestone and evidence for its Upper Ordovician age by means of Conodonts (Eastern Sierra Morena, South Spain)". *Boll. Soc. Geol. Ital.*; 87: 511-521.
- GABALDÓN, V. Y QUESADA, C. (1983). "Las facies del Carbonífero Inferior de Ossa Morena. Su distribución y reconstrucción paleogeográfica". *X Congr. Nac. Sediment. Obrador*, 1 (Ed. Menorca, España, Abst.
- GABALDÓN, V.; GARROTE, A. Y QUESADA, C. (1985). "Geología del Carbonífero Inferior del Norte de la Zona de Ossa Morena. Introducción a la Excursión de la V Reunión del Grupo de Ossa-Morena (GOM)". *V Reunión del GOM. Temas Geológico-mineros*; 7: 101-113.
- GABALDÓN, V. (1990). "Plataformas siliciclásticas externas. Facies y su distribución areal (plataformas dominadas por tormentas). Parte I: procesos sedimentarios y facies". *Bol. Geol. y Min.*; 101: 701-760.
- GABALDÓN, V. (1990). "Plataformas siliciclásticas externas. Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas). Parte II: Análisis de cuencas". *Bol. Geol. y Min.*; 101: 827-857.
- GARCÍA, J.M. Y ÁLVARO, M. (1974). "Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª serie, MAGNA), Hojas 814 (Villanueva de la Fuente) y 815 (Robledo)". *IGME*.
- 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)". *Estud. Geol.*; 36: 391-401.

- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P; SANZ DE GALDEANO, C. Y VERA, J.A. (1980). "Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera". *Geol. Mijnb.*, 59: 155-168.
- GARRIDO-MEGIAS, A. (1973). "Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (prov. Huesca y Lérida)". *Tesis Univ. Granada* 395 p.
- GARRIDO-MEGIAS, A. (1982). "Introducción al análisis Tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas". *V Congr. Latinoamer. Geol. Argentina*, 1. 385-402.
- GIL SERRANO, G.; MONTERERÍN LÓPEZ, V.; NOZAL MARTÍN, F.; Y PÉREZ LORENTE, F. (1984). "Fases de deformación y ejemplos de superposición en la parte occidental de los Montes de Toledo". *I Congr. Esp. Geol.*; III: 27-46.
- GLADFELTER, B.G. (1971). "Mesta and Campiña Landforms in Central Spain". *The Univ. of Chicago Depart. of Geography. Research paper n° 130*, pp 3-204.
- GONZÁLEZ, J.A.; ORDÓÑEZ, S. Y GARCÍA DEL CURA, M.A. (1987). "Evolución geomorfológica de las Lagunas de Ruidera". *Est. Geol.* 43, pp 227-239. *Madrid*.
- GONZÁLEZ DONOSO, J.M. Y LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1970). "Afloramientos miocenos en la Hoja de Orcera (Zona Prebética. Prov. de Jaén)". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1, 3: 183-191.
- GUÉZOU, J.C.; FRIZON DE LAMOTTE, D.; COULON, M. Y MOREL, J.L. (1991). "Structure and kinematics of the Prebetic nappe complex (Southern Spain): definition of a "Betic Floor Thrust" and implications in the Betic-Rif orocline". *Ann. Tectonicae*, VI: 32-48.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1994). "Introducción a la Geomorfología Española". *En. Gutiérrez Elorza, M. Ed. 1994, Geomorfología de España. Editorial Rueda*, pp. 1-24.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1986). "Graptolitos del Ordovícico español". *Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid*, 701 págs.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C. Y PINEDA, A. (1988). "Datos bioestratigráficos sobre los materiales silúricos del subsuelo de El Centenillo (Jaén)". *Comun. II Congr. Geol. España*; 1: 91-94.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C. Y RÁBANO, I. (1987). "Trilobites y graptolitos de las lumaquelas terminales de los "Bancos Mixtos" (Ordovícico Superior de la zona Centroeibérica meridional): Elementos nuevos o poco conocidos". *Bol. Geol. y Min.*; 98: 647-669.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; RÁBANO, I.; PRIETO, M. Y MARTÍN, J. (1985). "Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la zona Centroeibérica (España)". *Cuad. Geol. Ibérica*; 9: 287-319.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; SAN JOSÉ LANCHA, M.A. Y PIEREN PIDAL, A.P. (1990). "Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy. Pre-Mesozoic Geology of Iberia". *R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York*: 160-171, 1 fig. *Heidelberg*.

- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; MELÉNDEZ, B.; PARSLEY, R.; PROKOP, R. Y MAREK, L. (1992). "Equinodermos (Cystoidea, Homalozoa, Asterozoa) de afinidades bohémicas en el Ordovícico de las zonas Centroibérica y Ossa Morena, España". *Publ. Museo Geol. Extremadura*; 1: 79-81.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; RÁBANO, I.; SAN JOSÉ LANCHAS, M.A.; HERRANZ ARAÚJO, P. Y SARMIENTO, G.N. (1995). "Oretanian and Dobrotivian stages vs. "Llanvirn-Llandeilo" series in the Ordovician of the Iberian Peninsula". *Ordovician Odyssey: Short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*: 5559.
- HABERFELNER, E. (1931). "Eine revision der Graptolithen der sierra Morena (Spanien)". *Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges.*; 43: 19-66.
- HAFENRICHTER, M. (1979). "Paläentologisch-okologische und lithofazielle untersuchungen des Ashgill-kalkes (Jungordovizium) in Spanien". *Arb. Paläont. Inst Würzburg*; 3: 1-139.
- HAFENRICHTER, M. (1980). "The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena)". *M. Jb. Geol. Paläont. Abh.*; 160: 138-148.
- HAMMANN, W. (1983). "Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien; ihre biostratigraphie, ökologie und systematic". *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.* 542, 1-177.
- HAMMAN, W. Y HENRY, J.L. (1978). "Quelques espèces de Calymenella, Eohomalonotus et Kerfornella (Trilobita, Ptychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armoricaín et de la Péninsule Ibérique". *Senckenbergiana lethaea*; 59: 401-429.
- HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B. Y SPEARING, D.R. (1975). "Depositional environments an interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences". *SEPM. Tuesa. Short Course n° 2*. 161 pp.
- HENKE, W. (1926). "Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén)". *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges*; 39, 205-213. (*Traducido al español en Publ. Extr. sobre Geol. de España*; 6: 27-39, 1953).
- HENKE, W. Y HUNDT, R. (1926). "Bericht über einige Graptolithenfunde in der Sierra Morena". *Abh. senckenberg, naturforsch. Ges*; 39.
- HERNAIZ HUERTA, P.P.; ESCUDER VIRUETE, L.R.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R.; VALVERDE VAQUERO, P. Y DUNNING, G. (1996). "Evolución estructural de la zona de cizalla extensional de Berzosa-Riaza, sector de Somosierra, Sistema Central Español". *Geogaceta*, 20, pp. 875-878.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1929). "Fisiografía del Guadiana". *Centro de estudios Extremeños*, 13 pp. *Badajoz*.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1949). "La Mancha". *Publ. R.A. de Cienc. Ex. Fis. Y Nat.*, 1-23. *Madrid*.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1942). "El sistema Siluriano". *Mem. IGME. Explicación del nuevo mapa geológico de España*; 2 (1): 1-592; (2): 593-848.

- HERRANZ, P.; PIEREN, A.P. Y SAN JOSÉ, M.A. (1999). "El área "Lusitano-Marianica" como una nueva zona del Macizo Hespérico. Argumentos estratigráficos". *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Badajoz*.
- JAEGER, H. Y ROBARDET, M. (1979). "Le Silurien et le Devonien basal dans le Nord de la province de Seville (Espagne)". *Geobios* 12 (5) 687-714.
- JAMES, N.P. (1980 a). "Facies models 9. Introduction to carbonate facies models in R.G Walker (Editor)". *Facies Models*, 1 pp. 109-119.
- JAMES, N.P. (1980 b). "Facies models 10. Shallowing upward sequences in carbonate in R.G Walker (Editor)". *Facies Models*. 1 pp 121-132.
- JEREZ MIR, L. (1973). "Geología de la Zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (Prov. de Albacete y Murcia)". *Tesis doctoral. Universidad de Granada*: 750 p. (Inédita).
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A. Y NAVAS CONDE, L.E. (1972). "Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1/1.000.000". *IGME*.
- KETTEL, D. (1968). "Zur geologie der östlichen Sierra Morena im Grenzberich der Provinzen Jaén, Ciudad Real und Albacete (Spanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont*; 8: 1-159.
- LILLO, F.J. (1992). "Geology and Geochemistry of Linares-La Carolina Pb-ore field (Southeastern border of the Hesperian Massif)". *Ph. Thesis. University of Leeds*, 377 pp.
- LISTER, G.S. Y DAVIS, G.A. (1989). "The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado river region, U.S.A. ". *Journal of Structural Geology*, Vol. 11, nº 12, pp. 65-94.
- LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1969). "Primeros datos sobre la estratigrafía de la región de Chiclana de Segura-Río Madera". *Acta Geol. Hisp.*, 4 (4), 84-90.
- LÓPEZ GARRIDO, A.C. Y RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1970). "Características sedimentarias de la Formación Chiclana de Segura". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1 (1), 17-21.
- LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1971). "Geología de la Zona Prebética al NE de la Provincia de Jaén". *Tesis doctoral. Univ. Granada*, 317 p.
- LÓPEZ-GÓMEZ, J. Y ARCHE, A. (1992a). "Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico inferior y medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica". *Estudios Geol.*, 48, 123-143.
- LOWE, D.R. (1982). "Sediment gravity flows: II Depositional model with special reference to the deposits of high-density turbidite currents". *Journal Sediment. Petrol.* Vol 52: 279-297.
- MÁRQUEZ-ALIAGA, A.; HIRSCH, F. Y LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1986). "Middle Triassic Bivalvs from de Hornos-Siles formation (Sephardic Province, Spain)". *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 173, 201-227.

- MARTÍN ESCORZA, C. (1976). "Las "Capas de Transición", Cámbrico inferior y otras series pre-ordovícicas (¿Cámbrico Superior?) en los Montes de Toledo surorientales, Toledo, España". *Est. Geol.*; 32: 591-513.
- MARTÍN, S.; DE VICENTE, G.; RODRÍGUEZ, M.A Y CALVO, J.P. (1998). "Análisis dinámico del sistema de desgarres NO-SE del Prebético de Albacete". *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (3-4): 369-382.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1991a). "La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina". *Rev. Soc. Geol. España*, 4, 337-351.
- MARTÍN SERRANO, A. (1991b). "El relieve del Macizo Hespérico y sus sedimentos asociados. Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular". *Soc. Esp. Geomorf. Monografía* 6: 9-26. ITGE-SGE.
- MARTÍN SERRANO, A. Y GARCÍA ABBAD, F. (1979). "Análisis morfoestructural de los Llanos de Albacete y sus marcos montañosos". *Estudios Geológicos*, nº 35, pp. 49-57, *Madrid*.
- MARTÍN SERRANO, A. Y GARCÍA ABBAD, F. (1979). "El problema del cierre de la Meseta en su ángulo suroriental". *Boletín Geológico y Minero*, T. CX-III, pp. 243-252, *Madrid*.
- MARTÍN VELÁZQUEZ, S.; DE VICENTE, G.; RODRÍGUEZ PASCUA, M.A. Y CALVO, J.P. (1998). "Análisis dinámico del Sistema de desgarres NO-SE del Prebético de Albacete". *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (3-4), pp. 369-382.
- MARTÍNEZ POYATOS, D.; SIMANCAS, J.F.; AZOR, A. Y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1998). "La estructura del borde meridional de la Zona Centroeibérica (Macizo Ibérico) en el Norte de la provincia de Córdoba". *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (1-2), pp. 87-94.
- MITCHUM, R.M. JR; VAIL, P.R. Y SANGREE, J.B. (1977). "Seismic stratigraphy and global changes of sea level part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences in seismic stratigraphy". *Applications to hydrocarbon Exploration*, *Payton C.E. (ED) A.A.P.G. Memoir* 26. 117-133
- MONTERO, E. Y MARTÍNEZ, P.E. (1995). "Funcionamiento hidrogeológico del Sistema de las Lagunas de Ruidera". *VI Simposium de Hidrogeología (Sevilla)*. T XIX. pp. 373-389.
- MUTTI, E. (1979). "Turbidites et cones sous-marins profonds. In sedimentation detritique". *Ed by P.Homewood* 1. 353-419.
- MUTTI, E. Y NORMARK, W.R. (1991). "An Integrated approach to the study of Turbidite Systems. In Seismic Facies and Sedimentary processes of Submarine Fans and Turbidite Systems". *Springer Verlag New York Inc.*
- ORDÓÑEZ, S.; GONZÁLEZ, J.A. Y GARCÍA DEL CURA M.A. (1986). "Sedimentación carbonática actual y paractual de las Lagunas de Ruidera". *Rev. de mat. y procesos geol.*, nº 4, pp 229-225.
- ORTÍ, F. (1974). "El Keuper del Levante Español". *Estudios Geol.*, 37, 245-246.
- ORTÍ, F. Y PÉREZ LÓPEZ, A. (1994). "El Triásico superior de Levante. III Col. Estratigr. Paleogeogr. Triásico y Pérmico España, Cuenca". *Guía de campo*, 63 p.

- ORVIZ CASTRO, F.; CASTELLÓ MONTORI, R. Y MARTÍNEZ DEL OLMO, W. (1975). "Mapa geológico de España (1975) 1:50.000 (2ª serie, MAGNA), Hoja nº 885 (Santisteban del Puerto)". *IGME*.
- PALERO, F.J. (1993). "Tectónica pre-hercínica de las series infraordovícicas del anticlinal de Alcudia y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental (Sector meridional de la Zona Centroibérica)". *Bol. Geol. Min.*; 104: 227-242.
- PARDO, M.V. (1983). "Bioestratigrafía del Devónico de Almadén". *Tesis de Licenciatura. Univ. de Oviedo*.
- PARDO, M.V. Y GARCÍA ALCALDE, J.L. (1984). "Bioestratigrafía del Devónico de la región de Almadén (Ciudad Real, España)". *Trab. de Geol.*; 14: 79-120.
- PARDO, M.V. Y GARCÍA ALCALDE, J.L. (1996). "El Devónico de la Zona Centroibérica". *Rev. Esp. Paleo.*; N° Extraordinario: 72-81.
- PARÍS, F.; ROBARDET, M.; DURAND, J. Y NOBLET, C. (1982). "The Lower Paleozoic transgression in Southwestern Europe". *Palaeon. Contrib. Univ. Oslo*; 280: 41.
- PARÍS, F. (1990). "The Ordovician chitinozoan of the Northern Gondwana Domain". *Rev. of Palaeon. and Palyn.*; 66: 181-209.
- PARÍS, F.; ELAOUAD-DEBBAJ, Z.; JAGLIN, J.C.; MASSA, D. Y OULEBSIR, L. (1995). "Chitinozoans and late Ordovician glacial events on Gondwana". *En: Ordovician Odyssey. Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.E. (Eds.). Pacific Sect. Soc. Sed. Geol.*; 77: 171-176.
- PELÁEZ PRUNEDA, J.R.; VILAS MINONDO, L.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PEREJÓN, A. Y GARCÍA-HIDALGO, J.F. (1986). "Nouvelles données sur la discordance intraprecambrienne dans la vallée de l'Alcudia (Massif Ibérique Méridional, España)". *Réun. Sci. Terre. Clermont-Ferrand*; 11: 145.
- PELÁEZ PRUNEDA, J.R.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PIEREN PIDAL, A.P.; VILAS MINONDO, L. Y SAN JOSÉ LANCHA, M.A. (1989). "Upper Proterozoic in Central Spain". *28 Intern. Geol. Congr.*; 2: 590-591.
- PERAN, M. Y TAMAIN, G. (1967). "La formation "Campana" dans le Nord de la Province de Jaen (Espagne)". *C.R. Acad. Paris (Serie A)*; 265: 844-847.
- PÉREZ-ARLUCEA, M. (1992). "Características de los sedimentos de la segunda transgresión del Triásico medio (Ladiniense) en la zona central de la Cordillera Ibérica". *Rev. Soc. Geol. España*, 4, 143-164.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1982). "Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo". *Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid*.
- PICKERILL, R.K.; ROMANOT, M. Y MELENDEZ, B. (1984). "Arenig trace fossils from the Salamanca area, western Spain". *Geol. J.* 19. 249-269.
- PINEDA VELASCO, A. (1987). "La Caliza Urbana (Ordovícico Superior) y sus tramos volcanoclásticos en el subsuelo del norte de El Centenillo (Jaén)". *Bol. Geol. Min.*; 98: 780-793.

- PORTERO GARCÍA, J.M. Y DABRIO GONZÁLEZ, C.J. (1988). "Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo Meridionales y Campo de Calatrava". // *Congr. Geol. España*; 1: 161-164.
- POSAMANTIER, H.W., JERVEY, M.T. Y VAIL P.R. (1988). "Eustatic controls on clastic deposition-conceptual framework". In: *Sea-level changes: An integrated approach*. Wilgus et al (Eds). *SEPM. Spec. Public.* 42, 110-124.
- POUPON, G. (1971). "Contribution a l'étude de la région d'Aldeaquemada (Jaén, Espagne)". *Tesis Univ. Paris-Sud (Orsay)*. 60 pp.
- POUPON, G. Y TAMAIN, G. (1969). "Les "Quartzites Campana" et le Néo-Dévonien est-marianique (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris (Serv. D)*; 268: 475-478.
- PUSCHMANN, H. (1967). "Zum Problem der Schichtlücken in Devon der Sierra Morena (Spanien)". *Geol. Rundschau*; 56: 528-542.
- QUESADA, C. (1992). "Evolución tectónica del Macizo Ibérico". En: *J.C. Gutiérrez-Marco et al (eds). Paleozoico Inferior de Ibero-América Unión de Extremadura*. pp. 173-190.
- RABANO, I. (1980). "Trilobites del Ordovícico medio de Horcajo de los Montes (Ciudad Real)". *Tesis de licenciatura Universidad Autónoma de Madrid*. 163 pp.
- RABANO, I. (1990). "Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona centroibérica española". *Publicaciones Especiales del Boletín Geológico y Minero*. 1-233 (recopilación de 4 artículos aparecidos en 1989).
- RAMIREZ MERINO, J.I. (1985). "Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª serie, MAGNA), Hoja nº 786 (Manzanares)". *IGME*.
- RAMOS, A. (1979). "Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón". *Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías*, 6, 313 p.
- REDLIN, K. (1955). "Stratigraphie und Tektonik in der mittleren Sierra Morena im Bereich des Valle de Alcuñia (Spanien)". *Inédito. Diss. math. naturwiss. Fak. Uni. Münster*: 192 pp.
- RICHTER, P. (1967). "Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena, Spanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*; 3: 1-144.
- RINCÓN, P.J. Y VEGAS, R. (1996). "Neotectónica en el antepaís castellano de las cordilleras Béticas orientales". *IV Congr. Geol. España. Geogaceta*; 20(4): 929-931.
- RINCÓN, P.J.; GINER, J.; VEGAS, R. Y DE VICENTE, G. (1996). "Sismicidad en el antepaís de las cordilleras Béticas orientales: determinación del tensor de esfuerzos actual". *IV Congr. Geol. España. Geogaceta*; 20(4): 932-935.
- RÍOS, L. Y RÍOS, S. (1974). "Nota sobre la estructura tectónica del Paleozoico al sur de Despeñaperros, provincia de Jaén". *Bol. Geol. Min.*; 85: 525-527.

- Ríos, S. (1977). "Aspectos geológicos del metalotecto plumbífero de La Carolina-Santa Elena, en Sierra Morena Oriental (Jaén, España)". *Bol. Geol. Min.*; 88: 99-108.
- Ríos, S. (1977). "Estudio geológico del metalotecto plumbífero del Ordoviciense (La Carolina-Santa Elena, Sierra Morena Oriental, Provincia de Jaén)". *Tesis Doctoral ETS Ingenieros de Minas Madrid*, 271 pp.
- Ríos, S. (1978). "Evolución tectónica y guías de prospección en el distrito filoniano plumbífero de La Carolina-Santa Elena (Sierra Morena oriental, Jaén, España)". *Bol. Geol. Min.*; 89: 550-561.
- RÍOS, S. Y CLAVERÍAS, P. (1979). "Nota acerca de la existencia de indicios estratoligados de Zn-Pb en el Ordoviciense Superior del extremo SE de la Meseta Hercínica Española". *Bol. Geol. Min.*; 90: 1-5.
- ROBARDET, M. (1981). "Late Ordovician tillites in the Iberian Peninsula". In *Hamberg M.J. D Harland Wb. (Eds). Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge Univ. Press.* 585-589.
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1978). "Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª serie, MAGNA), Hoja nº 841 (Alcaraz)". *IGME*.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J. Y DÍAZ DEL OLMO, F. (1994). "Macizo Hespérico Meridional". En: *Geomorfología de España. Gutiérrez Elorza (Ed.). Editorial Rueda. Madrid.* 101-122.
- SÁNCHEZ CELA, V. (1969). "Consideraciones petrogenéticas sobre el Trías de la zona de Linares-Beas de Segura (Jaén)". *Est. Geol.*, 25, 249-255.
- SÁNCHEZ CELA, V. (1971). "Estudio Geológico del Trías del borde Prebético (Linares-Alcaraz)". *Est. Geol.*, 27 (3), 213-238.
- SÁNCHEZ CELA, V. Y YAGÜE, A. (1971). "Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja 840 (Bienservida)". *IGME*.
- SAN JOSÉ LANCHÁ, M.A.; PIEREN PIDAL, A.P.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; VILAS MINONDO, L.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PELÁEZ PRUNEDA, J.R. Y PEREJÓN, A. (1990). "Ante-Ordovician Stratigraphy. Pre-Mesozoic Geology of Iberia". *R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York:* 147-159.
- SAN JOSÉ LANCHÁ, M.A.; RÁBANO, I.; HERRANZ ARAÚJO, P. Y GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1992). "El Paleozoico Inferior del SO de la Meseta (Zona Centroibérica meridional). Paleozoico Inf. Ibero-América". *J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds.):* 505-521.
- SANTOS-FRANCÉS, F. Y LINARES, J. (1976). "Estudio Geológico de un sector de la Sierra de Alcaraz (Albacete)". *Estudios Geol.*, 32, 241-247.
- SANTOS-FRANCÉS, F.; FERNÁNDEZ, J. Y LINARES, J. (1976). "Estudio mineralógico de una serie triásica en Alcaraz (Albacete)". *Estudios Geol.*, 32, 241-247.
- SANZ DE GALDEANO, C. Y VERA J.A. (1992). "Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain". *Basin Res.*; 4: 21-36.

- SARMIENTO, G. (1993). "Conodontos ordovícicos de Sierra Morena (Macizo Hespérico Meridional)". *Tesis Doctoral Univ. Complutense Madrid*, 599 pp.
- SARMIENTO, G.N.; LEYVA F.; GUTIERREZ MARCO, J.C. Y MORAL, B. (2000). "Conodontos de la Caliza de Urbana (Asghill) de Sierra Morena Oriental (Zona Centroibérica)". *I Congreso Ibérico de Paleontología y VIII Reunión Internacional del P.I.C.G.* 421, Evora (Portugal).
- SCHWENZNER (1937). "Zur Morphologie des Zentralspanischen Mochlandes". *Geogr. Abhl.*, nº 10, pp.1-28.
- SHERMERHORN, L.J.G. (1971). "Pyrite emplacement by gravity flow". *Bol. Geol. M.N. Madrid*. Vol. 82-84. pp. 239-268.
- SOLÉ, L. (1952). "Geografía Física, Tomo I, Geografía de España y Portugal". *Ed. Montaner y Simón*, 500 pp.
- SOLÉ, L. (1978). "Geografía general de España". *Ed. Ariel*, 549 pp.
- SOLÉ DE PORTA, N. Y ORTÍ, F. (1982). "Primeros datos cronoestratigráficos de las series evaporíticas del Triásico superior de Valencia". *Acta Geol. Hispánica*, 17 (3), 185-191.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1983). "Morfología General de la Península Ibérica". *Libro Jubilar J. M^o Ríos. Geología de España, IGME. Tomo 2*: 589-612.
- TAMAIN, G.; OVTRACHT, A.; CARRÉ, D.; HELOIR, J.P.; PERA, M. Y POUPON, G. (1970). "L'Ordovicien de la Sierra Morena orientale (Espagne)". *94 Congr. Natu. Soc. Savantes*; 2: 275-292.
- TAMAIN, G. (1972). "Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne)". *Thèse présentée à l'université de Paris-Sud (Centre d'Orsay). Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91-Orsay; T: I, II: 648.
- TAMAIN, G. (1972). "Annexe I: Corrélations et âge de l'Alcudien. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91-Orsay; A I: 35.
- TAMAIN, G. (1972). "Annexe II: La classification des formations Est-Marianiques. Questions de Terminologie. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91-Orsay; A II: II1-II19.
- TAMAIN, G. (1972). "Annexe III: La Glaciation Siluro-Ordovicienne en Europe. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91-Orsay; III: 0-44.
- TAMAIN, G. (1972). "Annexe IV: Étude statistique de la fracturation radiale. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91-Orsay; IV: 1-18.
- TAMAIN, G.; POUPON, G.; BROUSSE, R. Y OVTRACHT, A. (1972). "Les niveaux volcaniques "marqueurs" de l'Ordovicien inférieur de la Sierra Morena Orientale (Espagne)". *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 77: 495-501.

- TORRES, T. (1989). "Primeros resultados de unas dataciones palinológicas en el Keuper de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, Prebético y Subbético frontal". En F. Ortí y J.M. Salvany (Eds.): *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante*. ENRESA-Univ. Barcelona, 219-223.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M. Y THOMPSON III, S. (1997). "Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 3. Relative changes of sea level from coastal onlap". En C.E. Payton (Ed). *Seismic stratigraphy Applications to hydrocarbon exploration*. Am. Ass. Petr. Geol. Mem. 26. 83-97.
- VALVERDE VAQUERO, P.; DUNNING, G.; HERNÁIZ HUERTA, P.P.; ESCUDER VIRUETE, J. Y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, R. (1996). "La extensión Sin-Colisional en la Zona Centro Ibérica: Restricciones temporales impuestas por edades U-Pb en monacitas del sector de Somosierra, Sistema Central Español". *Geogaceta*, 20 (4), pp. 883-886.
- VEGAS, R. Y RINCÓN, P.J. (1996). "Campos de esfuerzo, deformación alpina y vulcanismo Neógeno-Cuaternario asociado en el antepaís bético de la provincia de Ciudad Real (España central)". *Geogaceta*; 19: 31-34.
- VERA, J.A. Y LÓPEZ-GARRIDO, A.C. (1971). "Sobre las facies detríticas rojas ("red beds") del borde SE de la Meseta". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 2 (3), 147-155.
- VERA, J.A. (1988). "Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las cordilleras Béticas". *Rev. Soc. Geol. España*; 1: 373-391.
- VILAS, L.; MASSE, J.P. Y ARIAS, C. (1993). "Aptian mixed terrigenous and carbonate platforms from Iberic and Prebetic regions, Spain". En: *Cretaceous carbonate platforms* (A. Simo, R. W. Scott y J. P. Masse, Eds.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 56: 243-251.
- VILLAS, E. (1992). "New Caradoc brachiopods from the Iberian Chains (Northeastern Spain) and their stratigraphic significance". *Jour. Paleon.*; 66: 772-793.
- VILLAS, E. (1995). "Caradoc through Early Ashgill brachiopods from the Central-Iberian Zone (Central Spain)". *Géobios*; 28: 49-84.
- VISSCHER, H.; VAN HOUTE, M. Y BRUGMAN, W.A. (1994). "Rejection of a Carnian (Late Triassic) "pluvial event" in Europe". *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 83: 217-226.
- WALKER, R.G. (1982). "Hummocky and swaley cross-stratification". *XI. Internacional Congress on Sedimentology. Hamilton. Ontario. Canada. Guide Book Excursion* 21 A.
- WALKER, R.G. (1984). "Shelf and shallows marine land. In Facies models". *Walker, R.G. (Ed). Second edition. Geoscience Canada. Reprint Series* 1, 141-170.
- WALTER, L.R. (1977). "Zwei geologische Traversen durch die südliche Iberische Meseta, Spanien". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*; 42: 55 pp.
- YÉBENES, A.; MARFIL, R.; SORIANO, J.; PEÑA, J.A. Y DÍAZ MOLINA, M. (1977). "El Trías de Alcázar de San Juan (Región de la Mancha)". *Cuad. Geol. Ibérica*. V. 4, 495-508.



MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACIÓN

