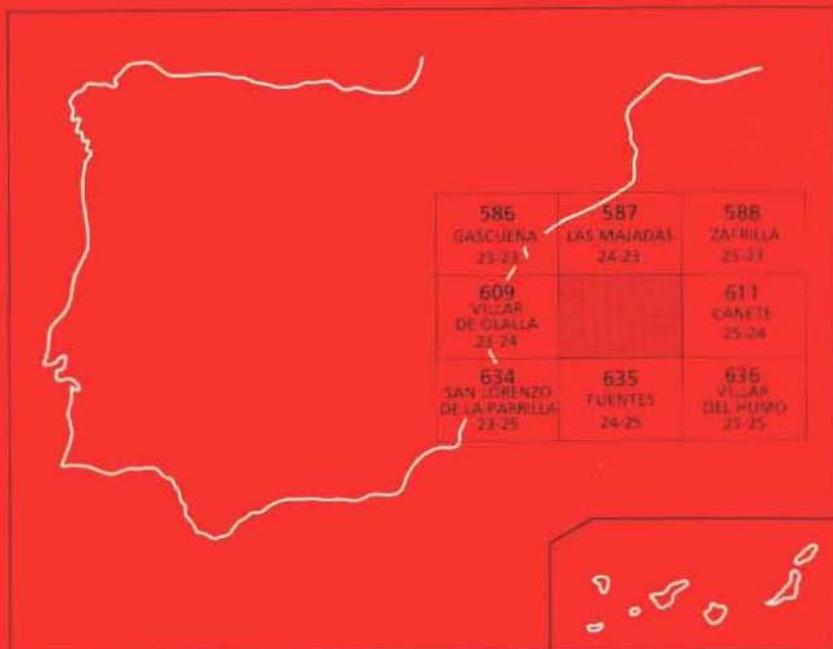




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



CUENCA

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D. 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

CUENCA

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1989

Con posterioridad a la realización de esta edición, el Instituto Geológico y Minero de España ha pasado a denominarse Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

En consecuencia, donde dice Instituto Geológico y Minero de España en esta edición, debe entenderse que se trata del Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

Fotocomposición: GEOTEM, S.A.
Imprime: P. Montalvo, S.A.
Depósito legal: M-12122-1989
NIPO: 232-89-010-6

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la agrupación de empresas, COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A., INTECSA, dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del ITGE, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

DIRECCIÓN Y SUPERVISIÓN:

V. Gabaldón (ITGE)

AUTORES:

P. del Olmo (C.G.S.) Cartografía, secciones estratigráficas.
 geomorfología y memoria.

M. Alvaro (C.G.S) Tectónica y memoria.

COLABORADORES:

J.I. Ramirez (C.G.S) Secciones estratigráficas.

M.C. Leal (C.G.S) Micropaleontología.

M. Aguilar (C.G.S) Petrografía y sedimentología de labora-
 torio.

A. Melendez (Univ. de Zaragoza).	sedimentología de carbonatos del Cretácico.
J.J. Gomez (Univ. de Madrid).	Sedimentología de carbonatos del Jurásico.
A. Lendinez (INTECSA)	Jefe de Proyecto por parte de la agrupación temporal de empresas.

La realización de láminas y levigados ha sido realizada en los laboratorios de C.G.S. S.A.

La presente memoria ha sido redactada por P. del Olmo y M. Alvaro, con la colaboración de J. Ramirez del Pozo y F. Melendez en el asesoramiento regional, A. Melendez y J.J. Gomez en la sedimentología de carbonatos.

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos, sedimentológicos y tectónicos.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, album fotográfico y demás información varia.

0. INTRODUCCIÓN

La hoja de Cuenca está situada en la Cordillera Ibérica, en el borde occidental de la Rama Castellana. La ciudad de Cuenca que da nombre a la hoja se sitúa en su parte central, por donde pasan las estribaciones más occidentales de la Serranía del mismo nombre.

Geográficamente se sitúa en una región que se eleva entre los 950 y 1.400 mts. que corresponden a la Serranía, en donde las alineaciones montañosas siguen la orientación dominante Ibérica (NO-SE y NNO-SSE).

La red fluvial está constituida por el río Júcar y sus afluentes, Mariana, Huecar, Moscas y San Martín.

Tanto el Júcar como el Huecar, se encajan profundamente en los sedimentos calizos del Cretácico Superior, varios kilómetros antes de su convergencia en la ciudad de Cuenca, dando origen a profundas hoces con escarpes verticales, que constituyen singulares ejemplos de este tipo de modelado fluvial.

El resto de la red fluvial está formada por multitud de arroyos y barrancos, afluentes de la red principal que al incidir sobre los sedimentos calizos del Cretácico y del Jurásico dan lugar a un relieve muy accidentado.

A excepción de la capital de Cuenca, en la hoja no existen otros núcleos de población importantes, tratándose de pequeñas aldeas que se sitúan en

las proximidades de las vegas de los ríos y arroyos que discurren por valles de fondo plano, susceptibles de explotaciones agrícolas.

Los pueblos de Mariana, Valdecabras y Buenache de la Sierra con Término municipal propio, pertenecen a la Serranía de Cuenca, que está formada por una gran extensión de bosques de pinos que se explotan en régimen comunal y que constituye, junto con la ganadería lanar, los recursos naturales más importantes de la zona, siendo la agricultura muy escasa.

Para la realización de la cartografía geológica se ha contado fundamentalmente con el estudio de la Serranía de Cuenca realizado por F. MELENDEZ, 1971, así como con las hojas geológicas del ITGE (1:50.000) realizadas por el mismo autor entre las que queda incluida la que nos ocupa.

Aparte de los métodos usuales en el levantamiento de mapas geológicos se han utilizado técnicas de nueva aplicación en la metodología del MAGNA, de acuerdo con las especificaciones técnicas del ITGE. El estudio estratigráfico se ha completado con un análisis sedimentológico de campo y laboratorio, tanto en series terrígenas como carbonatadas. Al mismo tiempo se ha elaborado también un mapa geomorfológico de carácter morfográfico a escala 1:50.000.

1. ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Cuenca afloran sedimentos del Jurásico, Cretácico, Terciario y Cuaternario. No afloran ni las carniolas del Jurásico más inferior, ni el Triásico.

1.1. JURASICO

Los antecedentes bibliográficos de mayor interés desde el punto de vista cartográfico, son los trabajos de RIBA (1959) que estudia la estratigrafía y paleontología del Jurásico de la Sierra del Albarracín en un excelente trabajo que además incluye cartografía a escala: 1:100.000, VILLENA (1971) y VILLENA *et al* (1971), MELENDEZ HEVIA (1971 y 1972) GOY *et al* (1976) y GOMEZ y GOY (1979).

En los trabajos de GOY *et al* (1976) y GOMEZ y GOY (1979) se definen las unidades litoestratigráficas del Jurásico en un amplio sector de la Cordillera, las cuales convenientemente agrupadas constituyen las unidades cartográficas distinguidas en la Cartografía de esta Hoja Geológica.

1.1.1. Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (1). Sine-muriense superior - Carixiense.

Los afloramientos de esta unidad cartográfica se sitúan en el tercio oriental de la hoja y ocupan el fondo del Barranco de las cruces y del Barranco Calderón, en donde están constituyendo el núcleo de las estructuras anticlinales que con dirección NO-SE cruzan esta parte de la hoja.

La fm. calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas, se ha estudiado a partir de la sección estratigráfica del Barranco de las Cruces. (X: 754.075, y 607.925, ver en Doc. Complementaria) donde afloran los 50 mts. del techo de esta formación, que presentan una fracturación muy intensa, lo que hace muy difícil el levantamiento de una sección estratigráfica de detalle, así como la observación de la serie de una forma continuada.

Se trata de una sucesión de calizas y calizas dolomíticas con algunas intercalaciones de tramos margosos.

Las calizas, de textura micrítica, son fundamentalmente *mudstones* y ocasionalmente *wackstones* y *packstones*. Se presentan en bancos de potencia comprendida entre 20 y 70 cmts, en los que se identifican, laminaciones paralelas, algales, cantos negros, porosidad fenestral y grietas de desecación a veces con formación de brechas. En las texturas más gruesas se observan lechos oolíticos acompañados de estratificación cruzada y presencia de glauconita.

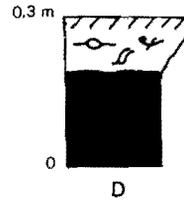
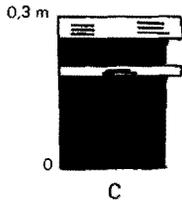
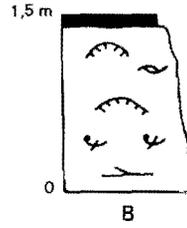
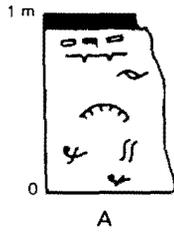
Algunos niveles dolomíticos presentan recristalización fina, mientras que otros niveles brechoides muy recristalizados y groseramente cristalinos.

Las distintas asociaciones que se pueden observar, permiten reconstruir dos secuencias ideales que generalmente se presentan incompletas (Fig. 1A y B). La primera corresponde a una secuencia de somerización tipo *Muddy* que presenta en su base los términos de micritas con bioclastos y bioturbación muy escasa, por encima se desarrollan los niveles con laminaciones estromatolíticas que a techo pueden presentar porosidad fenestral, grietas de desecación con formación de brechas, cantos negros y cantos planos. A techo de la secuencia aparecen margas verdes. Se interpreta como el paso de condiciones submareales a supramareales por progradación de las facies marginales en la llanura mareal.

La otra secuencia granocreciente, con paso de calizas *mudstone* a *packstone*, estas últimas, con estratificación cruzada, corresponde a las secuencias de barras oolíticas de marea.

A techo de la Fm. Cuevas Labradas se desarrollan varios niveles ferruginosos que se corresponden con la interrupción sedimentaria que da paso a la siguiente unidad cartográfica.

La asociación de microfauna de esta formación corresponde la *Lingulina* gr. *pupa* (TERQUEM), *Pseudopfenderina* cf. *butterlini* (BRUN), *lituosepta*



LEYENDA

- Superficie ferruginosa
- Mudcracks
- Estromatolitos
- Ripples de oscilación
- Laminación paralela
- Bioclastos
- Porosidad fenestral
- Estratificación nodulosa
- Bioturbación

Fig.1.- Secuencias tipo de Carbonatos del Jurásico: A y B. Fm. Cuevas Labradas, C. Fm. Cerro del Pez, D. Fm. Turmiel

recoarensis CATT, *Mayncina* cf. *termieri* HOTT., *Paleodasyclatus* cf. *mediterraneus* (PIA), *Vidalina martana* FARINAC., *Paleodasycladus* sp., y *Vidalina* sp.

Esta asociación, junto con las dataciones de esta unidad por macrofauna, permite atribuir la serie al Pliensbachiense inferior.

1.1.2. Fm. Margas del Cerro del Pez y Fm. Caliza bioclástica de Barahona (2). Carixiense sup. Domeriense.

Esta unidad cartográfica aflora en forma de una estrecha banda que orla los afloramientos de la unidad descrita en el apartado anterior.

La Fm, Margas de Cerro del pez, se sitúa directamente encima de los niveles ferruginosos con que termina la Fm. Cuevas Labradas y ha sido estudiada en la sección del Barranco de las Cruces II (X: 754.175, y: 607.525) donde tiene una potencia que oscila entre los 6 y los 8 mts, ver Doc. Complementaria.

Se trata de un conjunto de margas grises con intercalaciones de delgados niveles centimétricos de calizas *mudstone* fundamentalmente en el techo de la formación (Fig. 1c.). Su contenido en macrofauna es relativamente abundante encontrándose restos de ammonites, braquiópodos, belemnites y bivalvos.

Esta unidad de margas grises con bioturbación y pistas de fósiles, que intercalan calizas *mudstone* con laminación paralela y que aparentemente se ordena en secuencias marga-caliza, corresponde a depósitos de plataforma interna poco profunda, con gran influencia de materiales siliciclásticos. La macrofauna que la formación presenta, así como las consideraciones paleogeográficas permiten suponer una cierta comunicación con el mar abierto.

Las margas levigadas contienen Crinoides, lagénidos y Ostrácodos. Se han clasificado las siguientes especies: *Astacolus prima* D' ORB., *Lenticulina acutiangulata* DEEKE, *Krausella lanceolata* APOST., *Huntsonia decorata* APOST. y *Hungarella contractula* TRIER.

La edad asignada a la formación es Pliensbachiense superior.

Sobre la formación margosa descrita yace la Fm. Calizas bioclásticas de Barahona y ha sido estudiada en la misma sección stratigráfica. Esta unidad está representada por un tramo de 5 a 8 mts de potencia compuesto por calcarenitas con estratificación en capas decimétricas de aspecto noduloso e irregular. Se trata de calizas *grainstone* y *packstone* formados por intraclastos, oolitos y bioclastos, con abundante bioturbación, superficies ferruginosas irregulares, *rills* bioclásticos y laminación cruzada. No se ha identificado ninguna ordenación en las facies, no obstante y apoyándonos en los

datos paleogeográficos regionales podemos suponer a estos materiales como correspondientes a depósitos energéticos de barrera (Barras bioclásticas).

Las calizas bioclásticas estudiadas contienen, Braquiópodos, Equinodermos, Moluscos, Ostrácodos y lagénidos, entre los que cabe destacar, *Vidalina martana* FAR, *Ammodiscus* sp., *Glomospira* sp., *Lenticulina* sp., y *Dentalina* que caracterizan el techo del Pliensbachiense.

1.1.3. Fm. Margas y calizas de Turmiel (3). Toarciense.

Aflora en el tercio nororiental de la hoja y constituye los núcleos de las estructuras anticlinales que con dirección NO-SE se desarrollan en esta parte de la hoja.

Sus afloramientos constituyen la base de los resaltes morfológicos que originan los niveles de calizas suprayacentes. Esta unidad cartográfica, ha sido estudiada en la sección estratigráfica del Barranco de las Cruces II (X: 754.175, Y: 607.525), donde presenta un tramo basal de unos 10 mts de potencia formado por margas grises, y otro tramo superior constituido por niveles de calizas entre las que se intercalan lechos de margas.

El tramo basal presenta facies de margas grises y verdes con delgadas intercalaciones de calizas *wackstone* y *packstone*, con superficies ferruginosas, que se disponen en secuencias métricas marga-caliza, (Fig. 1D). Las calizas están muy bioturbadas y presentan estratificación nodulosa.

En los tramos superiores se ordenan como secuencias caliza-marga, con facies de calizas *packstones* - *grainstone*, que aparecen como delgados niveles con bases erosivas, así como *wackstone* bioturbados y con bioclastos. Las secuencias de potencia media de un metro presentan niveles de margas en el techo.

A partir de estos datos y de la paleogeografía regional, se pueden interpretar estos depósitos como de plataforma externa poco profunda. En este contexto las secuencias marga-caliza, representan la redistribución del material en la plataforma abierta, mientras que las secuencias caliza-marga representan fases activas de depósito.

La asociación faunística que presenta es la siguiente: Equinodermos, Moluscos, Ostrácodos, Sepúlidos y Lagénidos.

En las intercalaciones margosas se han reconocido la presencia de *Planularia cordiformis* TERQUEM, *Lenticulina subalata* REUSS, *Lenticulina munsteri* (ROEMER), *Planularia* sp., *Lingulina* sp., *Procytheridea sermoisensis* APOST., *procytheridea bucki* BIZON y *Krausella lanceolata* APOST.

La edad de la formación es Toarciense.

1.1.4. Fm. carbonatada de Chelva (4). Miembro calizas nodulosas de Casinos. Toarciense superior-Dogger.

Sus afloramientos tienen amplia representación en el tercio nororiental de la hoja y morfológicamente dan origen a formas muy variadas, tales como crestas, escarpes, *hog-backs* etc.

Se ha estudiado a partir de la sección estratigráfica del Barranco de las Cruces II (Doc. Complementaria).

En dicha sección, sobre la formación descrita en el apartado anterior afloran 25 mts de calizas (micritas y biomicritas) tableadas en bancos de 10 a 30 cmts. de potencia con estratificación ondulada. Esta unidad constituiría el Miembro Calizas nodulosas de Casinos de GOMEZ Y GOY (1979).

Son *mudstones* con óxidos de hierro y finos fragmentos de bioclastos y microfilamentos, la bioturbación que presentan es poco intensa, lo mismo que el contenido en terrígenos que solamente corresponde a algunos delgados interestratos margosos.

Al techo de la unidad cartográfica y directamente encima de las Calizas micríticas afloran 5 mts de calizas *grainstones* con estratificación cruzada, en bancos de 30 y 70 cmts. de potencia.

Estos depósitos se interpretan como generados en un ambiente de plataforma abierta, extensa, sobre la que pueden progradar barras bioclásticas, correspondientes al cinturón de barra de alta energía.

Las biomicritas del Miembro Casinos, contienen restos de Braquiópodos, Moluscos, Equinodermos, Ostrácodos, microfilamentos y espículas. Se ha reconocido la presencia de *Eothrix* cf. *alpina* LOMB., *Lenticulina* sp. y *Glomospira* sp. Estas microfacies son frecuentes en el Dogger inferior.

Las calcarenitas del techo de esta unidad cartográfica contienen *Pseudocyclammina* cf. *Maynci* HOTTING., *Pfenderina* aff. *salernitana* SARTON y CRESC., *Pfenderina* sp., *Lenticulina* sp., *Favreina* sp., *Gaudryina* sp. y *Ammobaculites* sp.

La edad de la unidad es Dogger.

1.1.5. Fm. Carbonatada de Chelva. Dolomías y calcarenitas (5). Dogger.

En esta unidad cartográfica se ha distinguido un conjunto de dolomías y calizas dolomíticas que se sitúan por encima de la unidad descrita en el apartado anterior.

Dentro del ámbito de la hoja no ha podido realizarse una sección estratigráfica de la unidad, debido a las malas condiciones que los afloramientos presentan, ya que se encuentran cubiertos por arcillas de decalcificación, y únicamente pueden observarse en alguna trinchera de las pistas forestales y en pequeñas catas para la obtención de losas de piedra caliza.

La potencia de la unidad oscila entre los 5 y 25 mts. y unicamente ha podido estudiarse mediante muestras aisladas.

En conjunto las dolomías presentan un tono rojo intenso y son de grano grueso. En aquellas zonas en donde la dolomitización ha sido menos intensa pueden reconocerse calizas oolíticas, con oolitos rotos y ferruginizados.

En algunas muestras ha podido reconocerse la presencia de *Lenticulina* sp., *Dentalina* sp., *Astacolus* sp., *Nodosaria* sp., *Glomospira* sp., *Ammobaculites* sp., y *Reinholdellasp.*

La edad de esta unidad cartográfica es Dogger.

1.2. CRETÁCICO

En la hoja de Cuenca están representados parte del cretácico inferior (F. Weald) y el Cretácico superior (Fm. Arenas de Utrillas, serie carbonatada del Cretácico superior y la Facies Garum).

1.2.1. **Facies Weald. Arenas, areniscas, arcillas. Calizas (6). Barremiense-Aptiense.**

Aflora en el núcleo del Anticlinal de Valdecabras, y en forma de estrecha banda que constituye la base de los terrenos cretácicos en la mitad oriental de la hoja.

Esta unidad cartográfica se ha estudiado en la sección estratigráfica de Valdecabras I (X: 737.050, Y: 617.750).

Reposa discordantemente sobre las dolomías terminales de la Fm. Carbonatada de Chelva, así como sobre las calizas nodulosas del Miembro Casinos. Esta discordancia es muy suave y tiene un marcado carácter cartográfico.

En la base de esta unidad cartográfica suele aparecer un nivel de conglomerados calcáreos de hasta 3 m. de potencia, constituido por cantos de caliza bien rodados, pertenecientes al Jurásico. Otras veces, la Facies Weald comienza por arcillas arenosas de color rojo que están rellenando las depresiones que aparecen en la superficie del Jurásico. En cualquier caso la base de esta unidad es muy difícil de reconocer ya que se encuentra cubierta por derrubios de ladera en la mayor parte de los casos.

Por encima se sitúa un tramo de unos 15-20 mts de potencia constituido por arcillas y limolitas abigarradas de tonalidades rojas y verdes, de aspecto masivo, que en algunos puntos intercalan niveles edafizados y suelos calcimorfos.

A continuación se sitúa un nivel de calizas micríticas, que al E. de Buena de la Sierra tiene 2 mts. de potencia, mientras que en la sección de Valdecabras I sobrepasa los 20 mts. se trata de un conjunto de calizas micríticas, *wackstone-packstone*, con abundantes fragmentos de algas calcáreas, en algunos casos aparecen como facies incrustantes (*Bindstones*), con tallos y oogonios de characeas y ostrácodos. son también frecuentes los niveles de calizas brechoides debidos a raíces y grietas de desecación. La serie generalmente bien estratificada presenta algunas bases erosivas y formas lenticulares que se acuñan lateralmente. En algunos casos se observan niveles de margas con huellas de raíces (Suelos hidromorfos).

La serie presenta tendencia a la orientación secuencial (Fig. 2A), con la facies de calizas algales, con bases erosivas y geometrías lenticulares en la base, y las facies de emersión y colmatación con desarrollo vegetal y formación de suelos en áreas lacustres relativamente extensas.

Por encima de la unidad de calizas anteriormente descrita se sitúa una unidad detrítica de unos 80 mts. de potencia, constituida por arcillas y limolitas de tonalidades rojas y verdes, con intercalaciones de cuerpos canalizados de areniscas conglomeráticas y arenas, así como delgados niveles de calizas.

Los 10 mts. basales de esta unidad detrítica están formados por arcillas verdes y rojas con tres niveles de 20 a 30 cm. de potencia de micritas con huellas de raíces. Por encima aparece un canal de areniscas ocre de 2 mts. de potencia, con la base erosiva constituida por cantos cuarcíticos de hasta 2 cm. de diámetro y estratificación cruzada. Directamente encima se sitúan 6 mts. de limolitas rojas que al techo presentan niveles edafizados, que están siendo erosionadas por el siguiente cuerpo canalizado de arenas blancas.

En conjunto el resto de la serie está constituido por secuencias fluviales, de canales anastomosados que a techo presentan facies de limolitas abigarradas con niveles edafizados y en muy contados casos delgados niveles de calizas originadas en pequeñas charcas estacionarias.

La facies Weald en este sector de la Cordillera Ibérica se interpreta como depósitos fluviales de baja sinuosidad y de carácter efímero, produciéndose después del relleno del canal episodios de encharcamiento con desarrollo de zonas pantanosas y turberas.

La asociación de microfósiles que esta unidad cartográfica corresponde a Gironitos de Charofitas, Ostrácodos y Moluscos. *Atopochara trivolis trivolis* GRANB., *A. trivolis triqueta* GRAM., *Globator trochiliscoides* GRAM., *Flabellochara harrisi* (PECK) GRAM., *Cypridea* aff. *rotundata* (AND), *C. propunctata* SILV. -BRAND.

La edad de la formación es Barremiense superior-Aptiense inferior.

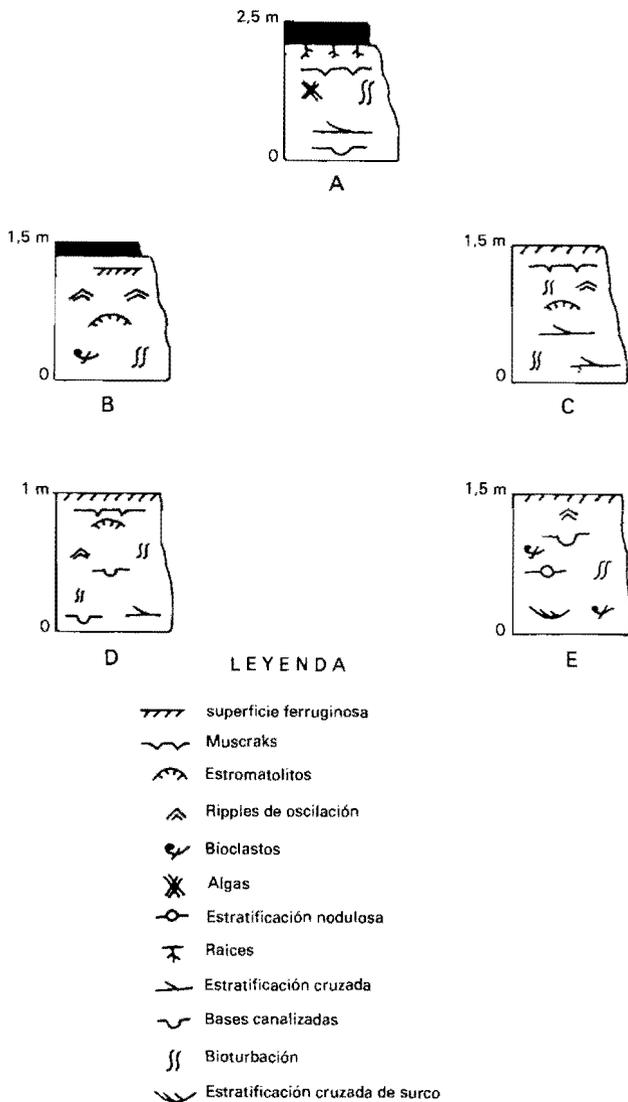


Fig.2.- Secuencias tipo de carbonatos del Cretácico: A. Calizas de la Facies Weald. B y C. Fm. Dolomías de Alatoz. D y E. Dolomías de Villa de Ves

1.2.2. **Fm. Arenas de Utrillas. Arenas caoliníferas y arcillas (7). Albiense-Cenomaniense inferior.**

Está ampliamente representada en la parte central de la hoja, aunque se encuentra casi siempre muy cubierta, situándose en las vertientes por debajo de los resaltes morfológicos originados por la serie carbonatada del Cretácico suprayacente.

Litológicamente está constituida por arena blancas y amarillentas, en bancos poco definidos de potencia métrica, con cantos de cuarzo y cuarcita, restos vegetales y cantos blandos arcillosos y con intercalaciones poco potentes de arcillas plásticas. Su espesor oscila entre los 65 y 100 mts. Su techo está poco definido a causa de las intercalaciones de niveles de margas con ostreidos. La arenas tienen morfoscopía subangulosa a subredondeada y están formadas por cuarzo, feldeapato potásico alterado y abundante glauconita.

CAPOTE *et al* (1982) para el estudio de las facies de la formación realizan 16 columnas estratigráficas de detalle en el área situada al Norte de la presente hoja.

La mayor parte de los litosomas constituyen cuerpos tabulares, siendo muy poco frecuentes los cuerpos canalizados a escala de afloramiento. En general no existe correlación entre ellos en las zonas próximas (CAPOTE *et al*, 1982) por lo que debe admitirse que se acuñan lateralmente y se relevan en el espacio.

Son muy frecuentes los niveles con base plana y estratificación cruzada de gran escala con niveles horizontales y discontinuos de gravas cuarcíticas. En muy pocos casos se observan bases erosivas con gravas cuarcíticas, cantos blandos y restos vegetales en la base.

La Formación está relacionada (CAPOTE *et al* 1982) con modelos transicionales entre el medio fluvial y los deltas de dominio mareal.

La unidad carece de restos fósiles de valor cronoestratigráfico. Su base y sobre todo el techo son algo diacrónicos. Regionalmente se sitúa sobre sedimentos datados como Barremiense-Aptiense y bajo materiales de edad Cenomaniense inferior, por lo que en su mayor parte debe corresponder al Albiense sin que se pueda descartar la posibilidad de que llegue al Cenomaniense.

1.2.3. **Fm. Margas de Chera. Fm. Dolomías de Alatoz. Fm. Dolomías de Villa de Ves. Fm. Margas de Casa Medina. (8 y 9) Cenomaniense.**

Estas 2 unidades cartográficas afloran ampliamente en la parte central de la hoja así como en las hoces de los ríos Júcar y Huecar, dando lugar a los

primeros escarpes morfológicos que origina la serie carbonatada del Cretácico superior.

La unidad cartográfica 8 comprende las cuatro formaciones, mientras que la 9 comprende únicamente la Fm. Dolomías tableadas de Villa de Ves y la Fm. Margas de Casa Medina, que se han separado en la cartografía en aquellos lugares en donde las condiciones de los afloramientos lo permiten.

Se ha estudiado a partir de las secciones estratigráficas de Valdecabras II (X:737.050, Y:617.750) y Cueva del Fraile (X:736.550, Y:610.875).

a) Fm. Margas de Chera.

En la base de la unidad cartográfica se sitúa un nivel de unos 20 mts. de potencia media, constituido por margas verdes que son asimilables a la Fm. Margas de Chera de VILAS *et al* (1982) y que ha sido estudiada en la sección estratigráfica de Valdecabras II (X: 737.050, Y: 617.750), ver Doc. Complementaria.

En dicha sección tiene 15 mts. de potencia algo cubiertos hacia el techo, con intercalaciones arenosas en la base y con contenido en glauconita elevado. No presentan ordenación aparente, solo cabe destacar su disminución en el contenido de la fracción arena hacia el techo, manteniendo su contenido en la fracción fina. Las facies arenosas presentan bases erosivas y estratificación cruzada, mientras que las margas presentan cierta laminación paralela y niveles de ostreidos.

A nivel regional se supone a estos materiales, como depositados en un ambiente tranquilo de plataforma interna a lagoon.

Las muestras tomadas para su estudio micropaleontológico resultan estériles pero por posición estratigráfica, la edad de estas margas es Cenomaniense.

b) Fm. Dolomías de Alatoz.

Sobre la Formación anteriormente descrita y de una manera gradual, transicional, se instala esta nueva formación, constituida por una alternancia de niveles dolomíticos y margas bien estratificados y con una potencia próxima a los 40 mts. La textura original no siempre es reconocible ya que son dolomías a veces totalmente cristalinas. La estratificación es paralela y ondulada, presentando algunos estratos base erosiva y canalizada así como estratificación cruzada y son frecuentes las superficies ferruginosas. Internamente se identifica laminación paralela, abundante porosidad móldica por disolución de bioclastos, laminaciones algales, *ripples* de oscilación y porosidad fenestral, siendo la bioturbación de moderada a intensa.

La ordenación de esta facies se realiza en secuencias métricas (Fig. 2B y 2C), de somerización con los niveles canalizados, bioturbados y bioclásticos en la base y los terminos laminados por encima, estando las margas a techo. Estas secuencias se sitúan en el contexto de una plataforma interna-llanura mareal carbonatada, con representación de ambientes sub e intermareales.

La asociación de fauna que presenta el tramo corresponde a Algas cianofíceas, Ostrácodos y Equinodermos. *Dicyclina* sp., *Nezzazata* cf. *simplex* OMARA y *Gaudryina* sp. La edad del tramo es Cenomaniense.

c) Fm. Dolomías de Villa de Ves.

Descansa sobre la formación anteriormente descrita mediante un contacto normal, que se identifica por la brusca desaparición de los niveles margosos.

Se trata de dolomías tableadas bien estratificadas en bancos centimétricos generalmente las dolomías aparecen muy recristalizadas y presentan algunos niveles brechoides. La potencia media de la formación es de 35 mts.

La textura original se encuentra enmascarada debido al alto grado de dolomitización y recristalización que afecta a la serie estratigráfica, no obstante se puede observar como la estratificación, generalmente horizontal, presenta frecuentes superficies ferruginosas a techo de los estratos. Ocasionalmente se observan superficies onduladas con morfología de *ripples* y muy esporádicamente bases erosivas. Laminaciones paralelas de algas y algas y bioturbación frecuente, ocasionalmente intensa.

Todas estas facies dolomíticas parecen ordenarse en secuencias métricas, en las que los términos bioclásticos y bioturbados ocupan la parte inferior (Fig. 2D y 2E), pareciendo laminaciones algales y *ripples* en la parte superior de las secuencias de somerización que terminan mediante superficies ferruginosas. Se interpretan como depósitos de plataforma interna llanura mareal, sub a intermareal.

La asociación de fauna que la unidad presenta es la siguiente: *Daxia* cf. *cenomana* CUV. y SKAK., Ataxophragmidos, Ophalmidiidos, *Disciclina* sp. y algas cianofíceas.

La edad de la formación es Cenomaniense.

d) Fm. Margas de Casa Medina.

Sobre una superficie ferruginosa de encostramiento, patente a techo de la Fm. anterior, se dispone esta unidad constituida en su base por calizas nodulosas y en su mitad superior por margas y margocalizas verdes y grises.

El tramo inferior de 7 a 10 mts. de potencia está constituido por biomicrofitas (*wackstone*) nodulosas muy fosilíferas, con desarrollo de costras ferruginosas a techo. Son muy frecuentes los Ostreidos. Pectinidos, Esponjas, Briozoos, Equinidos, Braquiópodos, Gasterópodos y Rudistas.

El tramo superior con una potencia de 8 mts. corresponde a una sucesión de margas muy bioturbadas y con abundante contenido fosilífero.

No ha podido reconstruirse una secuencia tipo de esta formación, que presenta las características litológicas de facies y fauna propias de una plataforma externa, abierta, de cierta profundidad pero dentro de la zona Fótica. Constituye el momento de máxima apertura de la plataforma o máximo transgresivo.

Presenta la siguiente asociación de fauna: *Trochammina* aff. *texana* CUSH. y WAT., *Heterohelix* sp., *Hedbergella* sp., *Pithonella* cf. *sphaerica* (KAUF). *Coxites* cf. *zubairensis* SMOUT, *Cymopolia perkinsi* JHONS., *Disylina* sp. y *Cuneolina* sp.

La edad de esta formación es Cenomaniense superior-Turoniense inferior.

1.2.4. Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada. (10). Turoniense.

Esta unidad cartográfica es la más característica de la Serranía de Cuenca, dando lugar a un escarpe morfológico vertical en sus afloramientos en el ámbito de la hoja.

Ha sido estudiado en la sección estratigráfica de Valdecabras II (X: 737.050 Y: 617.750).

Se trata de un paquete de dolomías masivas cristalinas, que en la zona de Valdecabras tiene una potencia media de 30 mts. En las hoces de los Ríos Júcar y Huecar se cifra entre 20 y 25 mts. mientras que en la mitad oriental de la hoja no sobrepasa los 20 mts. de potencia.

Está constituida por dolomías generalmente cristalinas en gruesos bancos a masivas, presentando geometrías lenticulares con acuñaientos laterales y estratificación cruzada de gran escala. En los cuerpos masivos y cuando la dolomitización es moderada, se identifican fantasmas de rudistas. En conjunto se encuentran muy bioturbadas y pueden identificarse niveles con laminaciones estromatolíticas. En algunos puntos en donde la dolomitización es menos intensa se reconocen texturas calcareníticas.

Las características observadas, así como los datos regionales sobre esta unidad, permiten interpretarla, como un complejo sistema de barras calcareníticas de gran escala, al abrigo de las cuales se establecerían montículos de Rudistas con abundante fango por efecto *baffle* y algas que ayudarían a fijar el conjunto, dando como resultado cuerpos masivos lenticulares, que pueden tener facies bioclásticas de flanco asociadas. Este conjunto se sitúa en una plataforma interna de energía moderada a alta.

La edad de la formación es Turoniense por criterios regionales y estratigráficos.

1.2.5. Calizas dolomíticas y margas (11). Turoniense.

Por encima de las dolomías masivas descritas en el apartado anterior se sitúa esta unidad cartográfica que está constituida por un conjunto de dolomías y calizas dolomíticas tableadas, bien estratificadas en capas de 10 a

40 cmts, con juntas margosas. A techo de la unidad aparece un banco de margas verdes generalmente cubierto por derrubios de ladera.

Ha sido estudiada a partir de las secciones estratigráficas de Valdecabras II (X: 737.050, Y: 617.750) en donde tiene una potencia de 25 mts. y Hoz del Jucar (X: 733.100, Y: 612.225) en donde no sobrepasa los 15 mts. (ver Doc. Complementaria).

La unidad comienza por 8 m. de dolomías finamente cristalinas, bien estratificadas en bancos centimétricos con laminaciones paralelas. A continuación comienzan las intercalaciones margosas entre los bancos de calizas dolomíticas centimétricos que a techo presentan *ripples* y superficies ferruginosas.

Por encima se sitúa un tramo de 2 a 8 mts. de dolomías y calizas dolomíticas bien estratificadas en bancos de 30 cmts. de potencia sin interestratos margosos, al techo presenta una superficie ferruginosa. Finalmente un tramo de 0,5 mts. de potencia, constituido por dolomías karstificadas. El tránsito a la formación siguiente está formado por un conjunto de margas verdes generalmente cubiertas.

El conjunto de cuerpos masivos lenticulares con facies bioclásticas de flanco asociadas, que constituyen la Fm. dolomías de la Ciudad Encantada, y que se situaría en una plataforma interna, protegería una parte trasera, bien comunicada, donde desarrollarían estas facies con laminaciones, y *ripples*, que nos indican una somerización del conjunto por progradación de estos dominios intermareales. Sobre ellos se produce la interrupción sedimentaria durante el Turoniense superior y el Coniaciense inferior. Esta discontinuidad viene marcada por una karstificación más o menos intensa.

La edad de la formación es Turoniense, por criterios regionales y estratigráficos, no habiéndose podido datar por fauna al resultar estériles las muestras estudiadas.

1.2.6. Fm. Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera. Fm. Brechas dolomítica de Cuenca. (12). Coniaciense - Campaniense.

Sus afloramientos están ampliamente representados dentro de la hoja y dan lugar a un segundo resalte morfológico importante dentro de la serie carbonatada cretácica, en las hoces de los ríos. En ocasiones se encuentran arrasados por la superficie de erosión fundamental.

Estos materiales que constituyen la mayor parte de la serie estratigráfica del Cretácico superior, se presentan en esta parte de la Serranía de Cuenca, como una sola unidad litológica difícilmente diferenciable. Esto es debido a que los materiales más inferiores, que en otros puntos de la Ibérica constituyen la Fm. del Pantano de la Tranquera, aquí aparecen brechificados en su

totalidad y forman un conjunto homogéneo con la unidad superior de Brechas dolomítica de Cuenca.

Por encima de la superficie karstificada desarrollada a techo de la unidad descrita en el apartado anterior, se sitúa un nivel de margas verdes, de 1 a 10 mts de potencia generalmente cubierto, sobre las que bruscamente aparecen las brechas que llegan a alcanzar potencia superiores a los 200 mts.

Las condiciones de afloramiento son extremadamente malas para la observación en detalle de las texturas y características de depósito, dado el alto grado de dolomitización, recristalización y brechificación de los materiales que componen esta unidad cartográfica.

En todos los puntos donde es posible observar la unidad, se trata de brechas dolomíticas, heterométricas y monogénicas en las que se conservan algunos tramos no brechificados y discontinuos que mantienen sus características estratiformes. En dichos niveles es posible reconocer fundamentalmente texturas finas tipo *mudstone-wackstone* con laminaciones algales y estromatolíticas, porosidad fenestral y de disolución, así como superficies de encostramiento y estructuras que pueden corresponder a una exposición subaérea, como son las grietas de desecación y los *tepees*. También se observan huellas de posibles pseudomorfos de evaporitas y texturas en malla.

Los datos observados y la interpretación regional, permiten suponer un medio de depósito litoral inter-supramareal con etapas de clima árido y desarrollo de *sebkhas* costeras, en las que tendría lugar la formación de evaporitas que posteriormente por disolución y lavado por agua dulce, en etapas disgenéticas precoces, darían lugar a colapsobrechas dolomíticas.

La edad de la formación es Coniaciense-Campaniense teniendo en cuenta criterios regionales.

1.3. CRETACICO TERMINAL-PALEOGENO

Estos materiales han sido estudiados entre otros por VIALARD *et al* (1970), VILLARD (1973), MELENDEZ, F. (1971, 1972) y RAMIREZ *et al* (1972) centrándose sus trabajos sobre el área de la Serranía de Cuenca fundamentalmente.

1.3.1. Fm. margas y arcillas de Villalba de la Sierra. Arcillas verdes y yesos con niveles de areniscas. Facies Garumn (13). Campaniense-Eoceno.

Esta unidad está presente en toda la región y se sitúa sobre las brechas dolomíticas mediante un contacto neto.

Se ha estudiado en la sección estratigráfica de Valdecabras II (X: 737.050 Y: 617.750) en donde su potencia supera los 50 mts. También se ha estudiado a partir de sus afloramientos a lo largo de la carretera que conduce a las Torcas de los Palancares (Centro-Sur de la hoja) en donde tiene una potencia superior a los 150 mts. El techo de esta formación presenta muy buenas condiciones de afloramiento en la zona del Puente de la Sierra (X: 731.240, Y: 605.225).

Se presenta como un conjunto de arcillas y margas con niveles intercalados de dolomías en la base y yesos hacia el techo. Las margas y arcillas son generalmente de color verde claro y reciben la denominación de *gredas* en esta región. En la base de la formación son frecuentes las intercalaciones de micritas brechoides y lentejones de arenas y areniscas calcáreas. Hacia el techo comienza a cargarse en yesos, llegando a formarse paquetes de yeso alabastrino de hasta 10 mts. de potencia que antiguamente fueron explotados en canteras.

Se interpretan como depósitos generados en medios continentales de agua dulce, en amplias llanuras lutíticas en las que se instalarían zonas pantanosas y áreas lacustres muy someras y con un incremento en las condiciones de aridez hacia el techo de la formación con formación de evaporitas.

En la base de la formación se ha podido determinar la presencia de Ostrácodos, Gasterópodos y Lamelibranquios. El resto de las muestras recogidas para su estudio micropaleontológico han resultado estériles.

En la hoja de Las Majadas (24-23) situada más al Norte, a techo de esta formación se han podido clasificar las caráceas *Maedleriella mangeloti* GRAMB., *Maedleriella* sp., *harrisichara lineata* GRAMB., *Nitellopsis (Tectochara)* cf. *major* (GRAMB) y *Raskyella* sp. del Eoceno medio, por lo que atribuimos la formación al Campaniense superior-Eoceno.

1.4. PALEOGENO

1.4.1. Conglomerados silíceos, areniscas y arcillas (14). Eoceno-Oligoceno

Esta unidad está ampliamente representada en el sinclinal que con dirección NO-SE, cruza el cuadrante suroccidental de la hoja. También aflora en el sinclinatorio de Mariana, situado en el cuadrante noroccidental.

Se apoya mediante discordancia sobre la Fm. Villalba de la Sierra y ha sido estudiada a partir de los numerosos afloramientos puntuales que presenta, ya que debido a la naturaleza de los materiales que constituyen la

formación, se encuentra muy cubierta y no ha sido posible el levantamiento de una sección estratigráfica de detalle.

En la zona del Puente de la Sierra la Fm. Villalba termina con yesos masivos y arcillas verdes muy cubiertas, sobre las que se sitúa esta unidad que comienza con un conglomerado de cantos cuarcíticos de hasta 7 cms. de diámetro, bien redondeados y con matriz arenosa, que constituye un cuerpo canalizado con base erosiva y estratificación cruzada y con una potencia de 3 mts. La secuencia es granodecreciente y a techo está formada por areniscas con estratificación cruzada. Por encima se sitúan fangos de color rojizo que a techo presentan niveles edafizados que en algunos puntos están erosionados por el siguiente canal.

El tramo inferior de la formación, con una potencia media de 30 mts. está formado por secuencias de este tipo y con las características faciales de cauces fluviales rectilíneos.

Hacia el techo de la formación disminuye notablemente la densidad de los cuerpos canalizados y tienen un desarrollo más amplio las facies de llanura de inundación.

No se ha clasificado fauna en estos niveles, los cuales atribuimos al Eoceno-Oligoceno por consideraciones regionales.

1.4.2. Conglomerados calcáreos masivos. Arenas (15)

Afloran ocupando el núcleo del sinclinal de Mariana situado en el ángulo noroccidental de la hoja. También existe un pequeño afloramiento de esta unidad en la margen derecha del río Júcar en las proximidades de la ciudad de Cuenca, en donde se sitúan mediante una discordancia clara, sobre la Fm. de Brechas de Cuenca, sobre la Fm. Villalba de la Sierra, y sobre la unidad de conglomerados y arcillas del Paleogeno.

La parte basal de esta unidad está constituida por un tramo de conglomerados masivos de hasta 30 mts. de potencia, en donde únicamente se observan estratificaciones cruzadas de gran escala, y algunas cicatrices erosivas que corresponden a varios niveles menores amalgamados. Están formados por cantos de hasta 30 cms. de diámetro, heterométricos, redondeados y subangulosos y de composición dominante caliza y dolomía. La matriz arenosa es muy escasa y el cemento calcáreo.

Por encima se sitúa un tramo de 20 a 45 mts. de potencia, constituido por conglomerados, arenas y fangos. Los conglomerados son también de cantos predominantemente de caliza y de 5 cms. de tamaño medio, sin apenas matriz ni cemento por lo que actualmente se explotan para la extracción de gravas. Los niveles de arenas presentan toda la gama granulométrica de muy fina a gruesa y presentan estructuras de estratificación cruzada de surco y planar

así como laminación paralela. Las secuencias son granodecrecientes y en algunos puntos presentan a techo fangos ocre y rojizos edafizados.

En conjunto, la unidad se interpreta como una megasecuencia de evolución desde zonas muy proximales de abanicos aluviales con coladas de derrubios *debris-flow*, hacia facies fluviales de muy poca sinuosidad.

El contenido en fauna fósil de la unidad es muy pobre, lo que no permite una datación precisa.

1.5. NEOGENO

1.5.1. **Margas y calizas lacustres (16). Mioceno.**

Corresponde esta unidad a un pequeño afloramiento, situado en los alrededores de la localidad de Mariana, en donde los materiales aparecen parcialmente enmascarados por depósitos coluviales. Se trata de un conjunto de margas y fangos grises y amarillentos con una potencia media de 20 a 30 mts, que presenta delgadas intercalaciones de calizas lacustres con restos de gasterópodos. Estos depósitos representan el desarrollo de charcas efímeras dentro de una amplia llanura aluvial. Por consideraciones regionales y posición estratigráfica atribuimos una edad miocena sin más precisiones, para estos sedimentos.

1.6. CUATERNARIO

1.6.1. **Coluviones encostrados (17). Pleistoceno**

Se localizan en la desembocadura de los barrancos que se encajan en la vertiente oriental de la Sierra de Bascuñana, en el ángulo noroccidental de la hoja.

Se trata de gravas y bloques de calizas, dolomías y brechas dolomíticas con matriz arcillo arenosa, encostrados en superficie por cemento calcáreo. Morfológicamente dan lugar a zonas planas con una pendiente menor del 3%.

1.6.2. **Suelos aluviales y terrazas (18) Holoceno**

La terraza del Jucar, sobre la que el río se encaja entre 5 y 6,5 mts. está compuesta por gravas y bolos de cuarcita, caliza y dolomía con una matriz

areno-arcillosa y debilmente cementada por carbonatos. Sobre esta terraza se situa un suelo aluvial, formado por limos orgánicos con cantos y gravas dispersas de caliza. La potencia de la formación puede sobrepasar los 5 mts. de potencia, sobre todo en el aluvial del arroyo S. Martin, ángulo suroccidental de la hoja, en donde se ha detectado la presencia de suelos aluviales orgánicos, que dan lugar a la formación de turberas.

2. TECTONICA

2.1. TECTONICA REGIONAL

El área comprendida en la hoja de Cuenca (24-24) se encuentra situada estructuralmente en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

La Cordillera Ibérica fué clasificada por JULIVERT *et al.* (1974) como una cadena de tipo intermedio entre las áreas de plataforma y los orogenos alpinos ortotectónicos, pues a pesar de la a veces intensa deformación de los materiales mesozoicos y terciarios, no presenta las características de orógeno alpino propiamente dicho, al no tener ni su evolución sedimentaria ni su estilo tectónico. Carece además de metamorfismo, y la actividad magmática, si bien presente (ofitas triásicas, vulcanismo jurásico) es ciertamente reducida.

El conjunto de la Cordillera ibérica o Cadena Celtibérica ha sido interpretada como una estructura de tipo aulacógeno (ALVARO *et al.* , 1978), desarrollada por distensión desde el Trias hasta finales del jurásico. La individualización de la Cordillera Celtibérica tiene lugar a comienzos del Mesozoico, evolucionando como un graben complejo dispuesto transversalmente al margen béticobalear. Esta disposición estaba preconfigurada en

cierto modo por la existencia de una trama de fracturas en el zócalo hercínico según las alineaciones NO—SE y NE—SO.

Durante el Triásico inferior y medio el aulacógeno celtibérico es un graben complejo de geometría controlada por las fracturas tardihercínicas que se rellena con sedimentos clásticos y se colmata con depósitos carbonatados de la facies Muschelkalk.

El Trías superior corresponde a la etapa de transición de un mecanismo de subsidencia por *rifting* a otro de subsidencia térmica, que se mantendrá hasta finales del jurásico con sedimentación carbonatada.

El Cretácico inferior corresponde a un nuevo periodo de *rifting* en relación con la apertura del Golfo de Vizcaya. Dos etapas de actividad tectónica (movimientos neokiméricos y austríacos) introdujeron importantes cambios paleogeográficos relacionados con movimientos verticales. El Cretácico superior es una época que corresponde al periodo de subsidencia térmica subsiguiente, reinstaurándose de nuevo la sedimentación carbonatada.

Durante el Paleogeno y el Mioceno inferior, la Cordillera ibérica fué deformada por los esfuerzos comprensivos transmitidos al interior de la Península Ibérica desde las zonas móviles pirenaica y bética. La deformación es polifásica y el estilo tectónico, de zócalo y cobertera. Hay evidencia, a escala de la Cadena, de tres fases de comprensión de dirección NO-SE, NE-SO a NO-SE. Todas ellas dan lugar a macropliegues, cabalgamientos y microestructuras propias, principalmente juntas estilolíticas, grietas de calcita y microdesgarres.

A partir del Mioceno medio la región estuvo sometida nuevamente a una tectónica extensional, con reactivación y sedimentación en fosas interiores y depresiones periféricas. Son frecuentes las huellas de actividad tectónica reciente en las fosas neógenas internas, siendo observable localmente señales de una relativamente intensa neotectónica intracuaternaria.

2.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

La estructura de la Hoja de Cuenca, como la del Conjunto de la Cordillera Celtibérica, está controlada por la naturaleza y disposición de los materiales que constituyen la serie sedimentaria y la secuencia y orientación de las fases de la deformación que han afectado al sector. Ambos factores controlan el estilo y la geometría de las estructuras visibles en la actualidad.

La zonación tectónica de los materiales de la Hoja es común a todo el ámbito de la Cordillera: el *zócalo*, paleozoico no aflorante compartimentado en bloques limitados por fallas tardihercínicas y un *tegmento* constituido por el Buntsandstein y el Muschelkalk que presenta una tectónica de revestimiento por adaptación al zócalo con el que se comporta de manera solidaria

y que aunque visibles en el sector de Cañete-Zafrilla, al Este de la Hoja de Cuenca, no afloran en ésta. El *nivel de despegue* regional está constituido por las margas y evaporitas del Keuper que individualiza el tegumento de la cobertera, permitiendo que esta haya deslizado y se deforme independientemente durante la estructuración. Tampoco aflora en la Hoja de Cuenca.

La cobertera está constituida por el resto de los materiales mesozoicos y paleozoicos, y es un conjunto esencialmente calcodolomítico de unos 1.000 metros de espesor que se ha deformado esencialmente mediante flexión y fractura, originando pliegues, fallas inversas, cabalgamientos y desgarres durante las fases de comprensión, y fallas normales y pliegues de gran radio en las etapas distensivas. Ciertos niveles, como las margas toarcienses y los tramos del Cretácico inferior y medio pueden generar localmente disarmonías en el conjunto de la cobertera. Los materiales del Terciario inferior van asociados a la cobertera jurásica y cretácica y aparecen plegados con ella.

Los depósitos postorogénicos son escasos y quedan limitados a la depresión de Mariana.

La estructura de la Hoja de Cuenca ha sido descrita anteriormente por MELENDEZ, F. (1971) y VIALARD (1973) en sus Tesis Doctorales.

2.2.1. Dominios estructurales

En el territorio que comprende la Hoja de Cuenca se pueden diferenciar tres dominios con características estructurales propias: La Serranía de Cuenca, el sinclinorio de Mariana y el borde oriental de la Depresión Intermedia.

El *dominio de la Serranía de Cuenca* ocupa los dos tercios orientales de la hoja y corresponde a materiales mesozoicos.

El estilo tectónico de este dominio está definido por la cobertera jurásica-cretácica despegada del tegumento a nivel del Keuper y plegada según las directrices ibéricas. Existe una cierta disarmonía estructural entre las estructuras que afectan a los materiales jurásicos y a los cretácicos. Los primeros presentan pliegues más apretados y de menor tamaño que los materiales cretácicos.

Estos se caracterizan por estructuras de mayor radio de curvatura. Este fenómeno se debe a que la longitud de onda de los pliegues ha estado condicionada por el espesor de las capas de la serie estratigráfica (decimétrico en el Jurásico, métrico o masivo en el Cretácico Superior), y a la existencia de varios niveles incompetentes intercalados que han individualizado la deformación permitiendo la disarmonía (la Fm. margas de Turmiel, la Facies Weald y la Fm. Utrillas).

Las estructuras de plegamiento de este dominio están caracterizadas por

el desarrollo de pliegues de rumbo NO-SE, variando desde NNO-SSE a ONO-ESE. La estructura general es muy suave, con buzamientos inferiores a 30° por regla general.

El sector NE del dominio de la Serranía está constituido fundamentalmente por terrenos jurásicos caracterizados por una estructura de plegamiento según directrices ONO-ESE. Son pliegues rectos o ligeramente vergentes hacia el SSO, de amplitud hectométrica y recorrido kilométrico. Los flancos tienen siempre buzamientos suaves, por lo general inferiores a 30°.

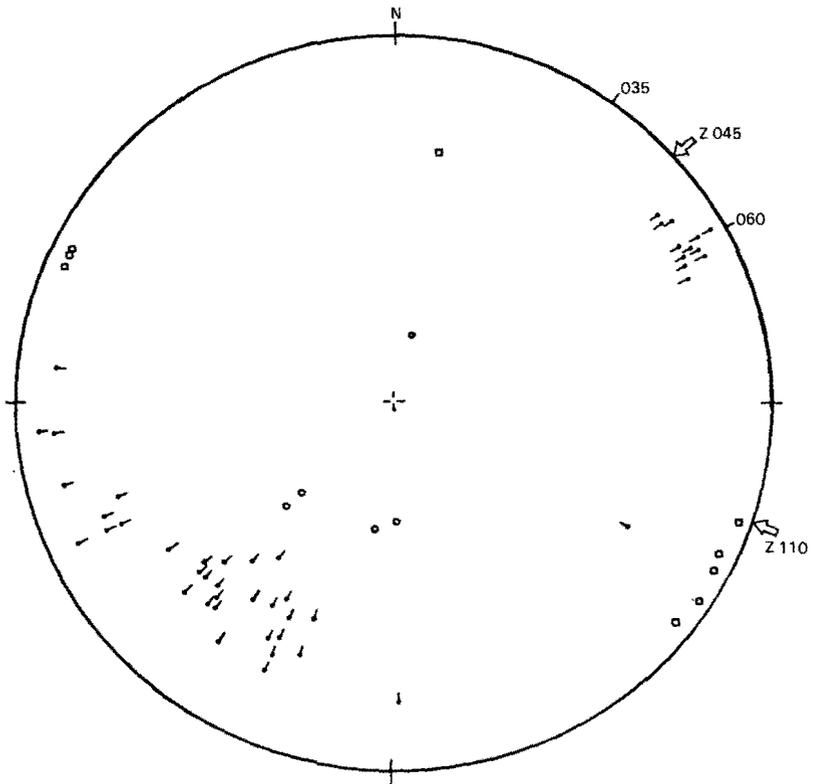
Las disarmonias existentes en este sector entre los niveles toarcienses, del Dogger y del Cretácico superior ya fueron puestos de manifiesto por VIALARD (1973). La fracturación se manifiesta mediante fallas de dirección NNE-SSO y ONO-ESE.

Hacia el Este los terrenos jurásicos son recubiertos por el Cretácico, cuyos materiales conforman el resto del dominio de la Serranía. La estructura del Cretácico es muy sencilla, y se caracteriza por pliegues de gran desarrollo longitudinal, muy amplios, con rumbo NO-SE. La parte central de esta zona corresponde al *sinclinorio de Los Palancares*, cuyos flancos tienen buzamientos muy suaves, en general menor de 10°. Hacia el NO esta estructura tiene inmersión en este sentido, aparenciendo los niveles del Cretácico terminal en su núcleo, y se prolonga en el sinclinorio de Mariana.

La estructura más suroccidental de este dominio estructural es el *anticlinal de Cuenca*. Es una estructura de rumbo NO-SE cuyo flanco NE, muy suave, comparte con el sinclinal de Los Palancares. El flanco SO, sin embargo, presenta un buzamiento mayor, de 20 a 80°, pudiendo llegar a estar invertido localmente, y marcando una acusada vergencia SO para esta estructura. En los niveles incompetentes de la "facies Garumn" de este flanco existen algunos repliegues secundarios. hacia la esquina NO de la hoja el anticlinal de Cuenca gira progresivamente hacia el Norte, prolongándose en el *anticlinal de Bascuña* de rumbo N-S. Este pliegue aparece en la superficie como un pliegue asimétrico desarrollado sobre materiales del Cretácico superior, aunque más al Norte (Hoja de Las Majadas) llega a aflorar el Jurásico en el núcleo. El afloramiento visible es la culminación de un anticlinal vergente hacia el Oeste, posiblemente un pliegue falla. Este dispositivo de pliegue vergente con cabalgamiento en el flanco corto o el núcleo posiblemente también se verifica en el sector del anticlinal de Cuenca donde el flanco corto presenta buzamientos altos

En los terrenos jurásicos la tectónica de fractura es poco importante, aunque se pueden destacar las fallas normales longitudinales existentes en el anticlinal de Bascuña y la falla, posiblemente de desgarre (*tear fault*), localizada en el paso de este anticlinal al de Cuenca.

Las calizas del Miembro Casinos de la Formación Carbonatada de Chelva con frecuencia contienen estilolitos tectónicos y grietas de tracción. Las



LEYENDA

- ▬ Picos estilolíticos
- Grietas de tracción
- Estratificación

Fig.3.- Orientaciones de microestructuras en las calizas jurásicas

medidas realizadas en varios puntos de la Hoja indican una dirección de acortamiento media 045, congruente con las macroestructuras descritas, de dirección "Ibérica" (Figura 3). Localmente las direcciones de acortamiento varían entre 035 y 060, pudiendo ser ligeramente oblicuas a la dirección de acortamiento necesaria para formar los pliegues ONO-ESE que contienen a estas microestructuras. Generalmente no existen microestructuras que señalen otra dirección de comprensión, como es frecuente en amplios sectores de la Cordillera Ibérica. Solamente en una estación, próxima a Valdecabras (borde oriental de la Hoja), se han encontrado algunos estilolitos transversos que indican un acortamiento en dirección 110, sin que sea posible establecer las relaciones cronológicas con las de dirección 045 a los que acompañan. En los niveles margosos del Cretácico superior del anticlinal de Cuenca localmente se desarrollan pliegues menores disarmónicos de rumbo 120, y vergencia muy acusada hacia el SO (planos axiales buzando unos 15° hacia el NE), que pueden llevar asociadas fallas inversas muy tendidas.

El dominio del Sinclinorio de Mariana es la prolongación septentrional del Sinclinorio de Los Palancares. Es un gran sinclinorio de dirección submeridiano que extiende fuera del marco de la hoja de Cuenca, donde solo aparece su terminación periclinal. Está ocupado por depósitos terciarios. El flanco oriental corresponde a una flexión mediante la que los materiales mesozoicos de la Serranía se hunden bajo el Terciario con buzamientos de 10 a 30°: El flanco occidental es la Sierra de Bascuñana.

El núcleo del sinclinorio está ocupado por varios centenares de metros de depósitos continentales paleógenos que se apoyan discordantemente sobre la *facies Garumn*. Este Paleógeno que solo aflora en un anticlinal en la zona del Júcar, tiene buzamientos suaves. Los pliegues paleógenos son fosilizados por los depósitos neógenos, que ocupan la mayor parte del sinclinorio en esta Hoja, y a su vez están ligeramente plegadas.

El *Dominio de la Depresión Intermedia* ocupa la esquina SO de la Hoja de Cuenca. Regionalmente corresponde a un área sinclinorial situada entre la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira ocupada por sedimentos paleógenos sinorogénicos plegados y depósitos miocenos postorogénicos. En este sector está representado exclusivamente su borde oriental, que se caracteriza por pliegues de dirección NO-SE.

El *Sinclinal de La Estrella* es la estructura más oriental, y comparte flanco con el anticlinal de Cuenca. El núcleo está ocupado por depósitos paleógenos. El flanco NE aparece más desarrollado por presentar mayor potencia la *facies Garumn*, lo que confiere cierta asimetría a la estructura. Hacia el Sur se prolonga a lo largo de varios kilómetros (sinclinal de fuentes).

El *Anticlinal del puente de la Sierra* es paralelo al anterior. Se desarrolla en superficie en los materiales del "Garumn" y el Paleógeno, aflorando el Cretácico calcodolomítico en la culminación de El Bosque. Aunque en superficie aparece como un pliegue suave y recto, en profundidad su geometría

encofrada debe ser vergente al SO, ya que en su prolongación hacia el SE (Anticlinal de villar del Saz) primero adquiere geometría encofrada y luego desarrolla un cabalgamiento asociado al flanco suroccidental.

2.3. CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES

2.3.1. Los movimientos mesozoicos.

Desde el comienzo del Mesozoico el área estudiada, así como el conjunto de la Cordillera Celtibérica, estuvo sometida a un régimen distensivo que condiciona la sedimentación triásica y jurásica primeramente en un ambiente de graben muy activo y posteriormente con el establecimiento de una plataforma carbonatada subsidente. Durante el Cretácico inferior tuvieron lugar una serie de acontecimientos que interrumpen esta evolución y que han sido señalados por todos los autores que estudian la Cordillera. Son los movimientos Neokiméricos y Aústricos.

Aunque en el sector de la Hoja de cuenca los depósitos wealdenses de carácter esencialmente continental se apoyan siempre sobre el Dogger, en numerosos puntos de la Serranía de Cuenca descansan discordantemente sobre diferentes niveles del jurásico, e incluso faltan en algunas zonas, apoyándose entonces las "Arenas de Utrillas" directamente sobre el Jurásico. En la prolongación septentrional de la Sierra de Bascañana (Hoja de Las Majadas) se verifica este dispositivo.

El plegamiento aparentemente más intenso del Jurásico ya se ha demostrado que tiene un origen mecánico y se produce durante el Tectogénesis Alpina. En ningún caso se han encontrado pliegues menores en materiales jurásicos biselados y fosilizados por la F.m Weald o la Fm Utrillas. Por todo ello, y en base también a los que sucede en otros puntos de la Cadena Celtibérica las discordancias neokimérica y aústrica se interpretan como causadas por una tectónica de bloques verticales mejor que debidas a una fase de plegamiento. Esta segunda interpretación fué aplicada a este sector por MELENDEZ, F. (1971), mientras que VIALARD (1973) ya adopta el punto de vista de acontecimientos distensivos.

Una etapa de distensión acentuada durante el Cretácico inferior produjo movimientos diferenciales de bloques del zócalo a lo largo de las fracturas tardihercínicas, principalmente las de orientación NO-SE, con adaptación de la cobertera Jurásica, que tiende a adoptar disposiciones monoclinales (pliegues mediante *bending*) y posiblemente movilización de los materiales plásticos del Keuper que pudieron iniciar en este momento su historia diapírica.

Esta interpretación de los movimientos neokimméricos explica satisfactoriamente los fenómenos observados en la vecina Hoja de Las Majadas. En ella las Facies Weald se apoya sucesivamente en franjas de materiales jurásicos de orientación NO-SE progresivamente más antiguos hacia el NE. En la hoja de Cuenca se apoya siempre sobre el mismo nivel, configurando a este sector como una zona relativamente estable, seguramente una zona tabular o el flanco suave de una flexión monoclinial controlada por fallas del zócalo.

La interpretación adoptada también es acorde con la de CAPOTE *et al* (1982) para el sector NO de la Rama Castellana y la de ALVARO *et al* (1979) para el conjunto de la cadena.

Durante los movimientos Aústricos se mantiene el mismo mecanismo de deformación. Algunos dispositivos mantienen su actividad aunque pueden invertir el sentido del movimiento.

Desde el punto de vista cronológico, en el sector de la Hoja de Las Majadas los movimientos kimméricos tuvieron lugar durante el Dogger y el Barremiense, aunque por criterios regionales este intervalo puede reducirse a Portlandiense-Barremiense. Los movimientos Aústricos se enmarcan entre el Albiense inferior y el Albinse superior-Cenomaniense. Esta época de tectónica extensional coincide sensiblemente con la apertura del Golfo de Vizcaya y la rotación antihoraria de la Placa Ibérica. La fase neokimérica marcó el inicio del proceso de *rifting* y la aústrica la deriva continental y el inicio de la contracción térmica.

2.3.2. La tectogénesis alpina

Es difícil establecer una cronología exacta de las etapas de la tectogénesis alpina en este sector de la Cordillera debido a la ausencia de registro sedimentario datado paleontológicamente.

En el sinclinatorio de Mariana y en el Domicilio de la Depresión Intermedia la serie paleógena, de edad probable Eoceno superior-Oligoceno inferior, es discordante sobre los depósitos del Cretácico terminal y aparece a su vez plegada. Sobre ella se disponen otros depósitos continentales, posiblemente de edad Mioceno inferior, que fosilizan pliegues del Paleógeno y están a su vez suavemente plegados.

En otros sectores de la Cordillera se han descrito estructuras de plegamiento de rumbo NE-SO atribuibles a una fase de deformación situada al final del Cretácico o intraeoceno. En la hoja de Cuenca no se han encontrado macroestructuras que puedan atribuirse a esta fase, que tal vez afectó al sector de manera suave, provocando su elevación como indica la continentalización de la secuencia estratigráfica y la discordancia entre el Paleógeno y el Cretácico.

Las estructuras de plegamiento de la Hoja corresponden a los principales en el conjunto de la Cordillera Celtibérica, de edad finioligocena (Fase Castellana, PEREZ GONZALEZ *et al*, 1971). La secuencia de acontecimientos más probable en este sector posiblemente fue el despegue y desplazamiento del conjunto de la cobertera con respecto al zócalo y su tegumento, el desarrollo de pliegues y cabalgamientos en la cobertera. En el sinclinatorio de Mariana esta fase queda registrada por la discordancia entre el paleógeno y los depósitos atribuidos al Mioceno inferior. Las microestructuras de las calizas jurásicas de la Serranía corresponden a esta fase, e indican una compresión media NE-SO (035 a 060).

En el conjunto de la Cordillera también se ha citado otra fase de plegamiento en el Mioceno inferior-medio (Fase Neocastellana, AGUIRRE *et al*, 1976) que afecta a depósitos de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior) y que genera estructuras de direcciones variables de NNO-SSE, siendo la primera la más potente en la zona externa de la Rama Castellana. En la Hoja de Cuenca esta fase es la responsable del plegamiento de los depósitos terciarios más modernos del sinclinatorio de Mariana, así como de la configuración submeridiana final de esta estructura y de la Sierra de Bascañana.

La evolución tectónica de la región finaliza con las etapas de fracturación que tuvieron lugar durante el Mioceno superior y el Plioceno. VIALARD (1973) distingue una primera etapa de fracturación longitudinal NO-SE que data como pre-Vindoboniense y que posiblemente se inició al finalizar el plegamiento por efecto de relajación. En la Hoja esta etapa sería la responsable de las escasas fracturas existentes paralelas a los pliegues.

La segunda etapa de fracturación corresponde a una fase de distensión importante, con estiramiento en dirección NO-SE a ONO-ESE, que aunque debió alcanzar su climax durante el Mioceno inferior y el Plioceno tal vez pudo iniciarse ya durante el Mioceno inferior. El identificable con la fase iberomanchega de AGUIRRE *et al* (1976) y sería la responsable de las fallas del Boquerón y del Ventorro de rumbo NNE-SSO a N-S, que se superpone a las estructuras de plegamiento y dan lugar a fosas estrechas y alargadas.

3. GEOMORFOLOGIA

Siguiendo las especificaciones técnicas del ITGE se ha realizado un mapa geomorfológico a escala 1:50.000. Acompañando a esta memoria se presenta una reducción del mismo, a escala aproximada 1:100.000.

En la hoja de Cuenca se distinguen dos dominios geomorfológicos diferentes. El primero de ellos lo constituye el área ocupada por los afloramientos de sedimentos mesozoicos, mientras que el segundo corresponde a la ocupada por los afloramientos de sedimentos terciarios y cuaternarios. Ambos son fundamentalmente morfoestructurales pero están claramente diferenciados.

El primer dominio constituido fundamentalmente por afloramientos mesozoicos, (Jurásicos y Cretácicos), se caracteriza por presentar un modelado de formas estructurales. La acción erosiva de la red fluvial y de los procesos acompañantes, da lugar a un conjunto de formas representadas por crestas, cuestras y *hog-backs* y líneas de capa dura. En los reversos de las cuestras y *hog-backs* se desarrollan modelados de tipo *chevron*. Algunas fallas tienen una clara expresión morfológica y dan lugar a pequeños escarpes que separan distintas litologías.

Este dominio geomorfológico está afectado por un arrasamiento importante, que se debe sin duda a un conjunto de procesos erosivos de larga

duración, ligados a procesos de tipo kárstico. La edad de esta superficie de erosión es problemática puesto que, en su elaboración, se han producido interrupciones en el ciclo erosivo. La etapa final de su desarrollo creemos debe situarse en épocas pliocenas teniendo en cuenta los criterios regionales. En áreas situadas más al Norte, se pone de manifiesto que la superficie de erosión fundamental coincide con el depósito de los niveles calizos del páramo ruscimiense (Plioceno medio). Este evento nos da la edad final de la elaboración de dicha superficie. Posteriormente el relieve se reactiva, originándose una degradación y desnivelación mediante fallas y abombamiento de amplio radio.

Sobre esta superficie de erosión se manifiesta un intenso proceso de karstificación, que en este área viene representada por un lapiaz estructural con pequeñas dolinas y sumideros.

En la parte Sur de la hoja se desarrolla un amplio campo de dolinas, que en la región se denominan torcas, llamándose al paraje Los Palancares, que es un punto singular de la Cordillera Ibérica, para el estudio de este tipo de morfología kárstica.

El lapiaz estructural originado por apertura de los planos de diaclasado por disolución de carbonatos, tiene amplia representación y en él se desarrollan dolinas en cubeta y en embudo, algunas de las cuales son inaccesibles debido a la verticalidad de sus paredes desarrollándose sobre la Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada. Las dolinas en cubeta presentan su fondo plano con un relleno de arcilla de decalcificación. La edad de este Karst comienza en el Plioceno superior, siendo prácticamente inactivo en la actualidad.

El encajamiento de la red fluvial durante el Cuaternario da lugar a profundas gargantas y hoces de paredes verticales desarrolladas en las formaciones carbonatadas del Cretácico superior, y con escarpes superiores a los 100 mts. de altura. En sus laderas son frecuentes los coluviales de bloques originados por desprendimientos.

El segundo dominio geomorfológico constituido por los materiales terciarios, ocupa el tercio occidental de la hoja, en donde se desarrolla una amplia depresión por las que discurre el río Júcar y sus afluentes: Moscas y Mariana.

Las estructuras de plegamiento que afectan a los sedimentos dan origen a resaltes lineales, que son el resultado de la erosión diferencial sobre materiales de distinta resistencia. Estas capas más duras en muy pocos casos originan cuestas ya que el buzamiento que las afecta es poco acentuado.

La red fluvial está constituida por una densa red de barrancos de incisión lineal que alimentan los valles de fondo plano, y en su cabecera acaravan el terreno.

Las vertientes son de dos tipos, desnudas o recubiertas parcialmente de detritus.

En este dominio existen pequeñas dolinas en cubeta desarrolladas en yesos masivos de la Fm. Villalba de la Sierra.

Además de superficies de erosión anteriores se desarrolla en la zona una superficie de erosión poligénica de edad pliocena. Posteriormente tiene lugar la deformación de la misma en una etapa de fracturación durante el Plioceno medio-superior, de gran importancia morfogenética.

La fase final de karstificación tuvo lugar sobre los materiales carbonatados de esta superficie deformada. Inmediatamente tendió a rellenarse el relieve mediante sistemas de abanicos aluviales y posteriormente se produce el encajamiento de la red fluvial con la aparición de terrazas. Las zonas altas se vieron afectadas en las épocas frías del Cuaternario por la acción de fenómenos periglaciares y que en otras zonas se manifiesta por la aparición de vertientes regularizadas. En épocas recientes se produce una fase de incisión lineal que evacúa parcialmente los depósitos de las vertientes.

Los procesos activos no son muy importantes en la hoja, mereciendo cierta consideración los desprendimientos de grandes bloques de las paredes acantiladas de las hoces.

LEYENDA

MODELADOS ESTRUCTURALES

-  CUESTAS HOG-BACKS
-  CUESTAS CON SENTIDO DE BUZAMIENTO
-  LINEAS DE CAPA DURA
-  LINEAS DE CAPA DURA CON SENTIDO DE BUZAMIENTO
-  BARRAS O CRESTAS
-  CHEVRONS
-  FALLAS
-  RELIEVES TABULARES

SUPERFICIES DE EROSION Y FORMAS KARSTICAS

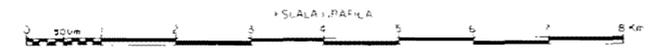
-  SUPERFICIE DE EROSION FUNDAMENTAL
-  TORCAS Y UBALAS
-  LAPIAZ ESTRUCTURAL Y PEQUENAS DOLINAS
-  PONOR
-  SURGENCIA

MODELADO FLUVIAL

-  VALLES DE FONDO PLANO
-  BARRANCOS Y VALLES DE INCISION LINEAL
-  COLLADO DE DIVERGENCIA FLUVIAL
-  RUPTURA DE PENDIENTE EN EL PERFIL LONGITUDINAL

OTRAS FORMAS

-  ESCARPE MAYOR DE 1100mts
-  ESCARPE ENTRE 100 Y 10 mts
-  ESCARPE MENOR DE 10 mts
-  NUCLEOS URBANOS



Autor: P. del Olmo
J. I. Ramírez

4. HISTORIA GEOLOGICA

En este capítulo se ofrece una visión generalizada de la paleogeografía y de la evolución sedimentaria y tectónica del sector de la Cordillera Ibérica comprendido en las hojas de Peralejos de las Truchas (539), Fuertescusa (564), Las Majadas (587) y Cuenca (610). Para ello se tendrán en cuenta los datos existentes en la bibliografía y los obtenidos durante la ejecución de estas hojas.

El Paleozoico aflora exclusivamente en la zona de Cueva del Hierro, en la hoja de Peralejos, y está representado únicamente por materiales ordovícicos. El Paleozoico de la Cordillera Ibérica se enmarca en la zona Astur Occidental Leonesa de la zonación de JULIVERT *et al* (1974), caracterizada por un gran desarrollo de las series cambro-ordovícicas ("Serie Ibérica") y la inexistencia de movimientos sárdicos.

El Ordovícico de Cueva del Hierro es análogo al que aflora más ampliamente en la Sierra de Albarracín. La sedimentación tuvo lugar en una extensa plataforma somera cuyos límites son desconocidos actualmente. El análisis secuencial pone de manifiesto dos episodios sedimentarios sucesivos:

- I. Episodio ordoviciense inferior, que comienza con facies heterolíticas y termina con facies de barras litorales (Cuarcita Armoricana).

- II. Episodio ordoviciense medio-superior. Empieza con facies finas e interrupciones sedimentarias en el Llanvirniense, pasando a facies de barras litorales en el Llandeilo-Caradoc, siguiendo con facies finas y terminando con un episodio carbonatado. En Cueva del Hierro solo está representada la parte basal de este episodio. En términos de transgresión-regresión este episodio puede representar dos secuencias transgresión-regresión.

La estructuración hercínica es polifásica, y tuvo lugar fundamentalmente durante el Carbonífero. La fase de plegamiento principal es la primera, y se caracteriza por pliegues submeridianos vergentes hacia el Este, con esquistosidad asociada. Esta fase se prolonga en una etapa de cabalgamiento y fallas inversas, de la que hay algunos indicios en el afloramiento de Cueva del Hierro. Sin embargo la segunda fase de plegamiento hercínico conocida en otros sectores tiene aquí una escasa o nula incidencia.

Los depósitos permocarboníferos (Estefaniense-Autuniense) son postorogénicos, y se apoyan sobre un sustrato deformado y denudado. La sedimentación permocarbonífera, así como la actividad ígnea que tiene lugar durante esta época (vulcanismo, intrusiones subvolcánicas) estuvieron controlados por la distribución de los sistemas de fallas tardihercínicas, que en principio se generaron en un ambiente de tectónica de desgarre para progresivamente adoptar un funcionamiento de bloques verticales. En el bloque de hojas estudiado no afloran sedimentos ni materiales ígneos permocarboníferos, aunque sí se conocen en zonas próximas (Macizos del Tremedal y de Sierra Menera). Las manifestaciones ígneas son de composición calcoalcalina (NAVIDAD, (1982), y aunque su emplazamiento se encuadra en un ambiente distensivo, su génesis está en relación con la etapa orogénica hercínica.

La compartimentación del zócalo paleozoico por los desgarres tardihercínicos es capital en la evolución posterior del conjunto de la Cordillera, pues al reactivarse durante el Mesozoico como fallas normales controlan la sedimentación, y durante el plegamiento alpino juegan un importante papel en la estructura.

En el bloque estudiado las fallas de Zócalo más importantes (falla de Tajo, falla de Ocentejo-Aramallones, fallas del Escabas y falla de Beamud-Cañete) tienen todos dirección NO-SE a ONO-ESE.

Desde el inicio del Mesozoico el área estudiada, como el conjunto de la Cordillera Ibérica, estuvo sometida a un régimen de tectónica extensional que la configura como un área sedimentaria. Los accidentes del zócalo articularon los dispositivos paleogeográficos, delimitando una serie de bloques que han funcionado como surcos y umbrales, invirtiendo a veces su tendencia de una etapa a otra. Durante el Triásico y el Jurásico la Cordillera conoce una etapa de evolución aulacogénica, en relación con el margen pasivo

bético-balear. En el Cretácico tiene lugar una nueva etapa de *rifting* y subsistencia ligada al margen pirenaico-cantábrico.

El anticlinorio paleozoico de Cueva del Hierro fué un alto paleogeográfico durante el Trias inferior, condicionado por una fractura del zócalo. En áreas próximas situadas hacia el Este y Sureste la sedimentación triásica se inicia, sin embargo, con facies fluviales y de abanicos aluviales y termina con facies de estuarios, fluvio deltaicas reelaborados por corrientes litorales y mareas y facies de llanura de mareas, que constituyen el techo del tramo inferior del Triásico en "facies Buntsandstein".

Al final del depósito de la "facies Buntsandstein" la cuenca se encuentra casi totalmente nivelada, instalándose en toda la región una extensa plataforma sometida a la acción de las mareas, que finalmente cubre los relieves residuales como el alto de Cueva del Hierro, donde únicamente están representadas los tramos superiores de la facies Muschelkalk. La sedimentación de estos niveles tiene lugar en un ambiente de llanura de niveles de facies Muschelkalk que afloran en la hoja de Peralejos de las Truchas caracterizan un ciclo de tendencia levemente regresiva por progradación de los medios intermareales más proximales sobre los más distales, e incluso submareales someros.

Con la sedimentación del Muschelkalk termina la etapa graben del aulacógeno celtibérico, pasándose a la de transición con sedimentación expansiva de los materiales arcillo- evaporíticos del Keuper. En la zona de la Serranía de Cuenca no se ha reconocido la presencia de magnetismo básico (ofitas), que queda limitado a sectores más orientales. La sedimentación detrítico- evaporítica de Keuper se realiza en condiciones continentales con influencia marina (*sebkhas* litorales).

A finales de Trias y comienzo del Jurásico se instala una extensa plataforma carbonatada en toda la región, marcando el inicio de la etapa de flexura. La subsistencia es generalizada y se realiza básicamente por flexión y contracción térmica. Es compensada por una elevada producción de carbonatos en la plataforma, lo que permite que la sedimentación se mantenga en ambientes someros.

La sedimentación carbonatada se inició con la sedimentación de la Fm. Dolomías Tableadas de Imón en un ambiente submareal de alta a moderada energía a intermareal. Durante el Lias inferior se produce la deposición de carbonatos en una llanura de mareas y de depósitos salinos en un ambiente de *sebkha* a *lagoon* hipersalino. Durante periodos de exposición subáerea más o menos prolongadas se produciría la disolución de parte de las evaporitas, provocando la karstificación y colapso de los carbonatos (Fm Carniolas de Cortes de Tajuña). La sedimentación de la Fm Calizas y Dolomías de Cuevas de Labradas, durante el Sinemuriense al Carixiense, tiene lugar en

un ambiente que evoluciona desde condiciones submareales hasta supra-mareales, progresivamente más energéticas, para culminar con una interrupción sedimentaria.

La extensa plataforma carbonatada comienza a fragmentarse en el Lias medio, alcanzándose el máximo transgresivo en el Toarciense. Así se encuentran a partir del Lias medio sedimentos de *lagoon*, de llanura de mareas, de plataforma externa submareal, margen de plataforma y cuenca, ya en el Toarciense. La falla de zócalo del Tajo se manifiesta como un accidente paleogeográfico de dirección NO-SE que limita una zona más somera en la Serranía de Cuenca de otra más profunda situada hacia el Este.

El final del Toarciense se caracteriza por irregularidades en la sedimentación motivadas por el cese de producción local de carbonatos no llegada de aportes y removilizaciones con eliminación de los sedimentos depositados (CAPOTE *et al.*, 1982). Este momento coincide con el estiramiento cortical máximo, produciéndose la etapa principal de vulcanismo fisural a través de las fallas del zócalo en los sectores orientales (GOY *et al.* 1976).

El paso del Lias al Dogger está representado por la depositación del Mb. Calizas Tableadas de Casinos, en un ambiente de plataforma externa submareal de baja energía. El Dogger se conserva únicamente en la parte meridional de la Serranía de Cuenca, habiendo sido erosionado en el resto a consecuencia de la tectónica cretácica. Está representado por sedimentos de plataforma carbonatada de alta energía, parcialmente dolomitizados.

Regionalmente durante el Dogger se reconoce una gran variedad de ambientes sedimentarios tales como margen de plataforma, talud y *shelf-cuenca* asociados a umbrales y surcos generados por la reactivación de las fallas de zócalo. Una nueva discontinuidad sedimentaria marca el intervalo Calloviense-Oxfordiense inferior. Durante el Oxfordiense superior la plataforma se reconstruye de nuevo. En el Malm tiene lugar en toda la Cordillera una regresión generalizada con tendencia a la colmatación de la Cuenca, como consecuencia de inicio del diastrofismo del Cretácico inferior que marca el final del periodo aulacogénico.

La rotación de la Península Ibérica durante el Jurásico superior y el Cretácico inferior origina una etapa caracterizada por una actividad tectónica distensiva importante, con juego de bloques en la vertical, y probablemente desplazamientos laterales. Son los denominados tradicionalmente movimientos neokiméricos y austríacos.

Esta etapa de tectónica extensional durante el Cretácico inferior produjo movimientos diferenciados del zócalo a lo largo de las fracturas tardihercínicas de orientación NO-SE, con adaptación de la cobertera jurásica que tiende a adoptar disposiciones monoclinales y posiblemente movilización de los materiales plásticos del Keuper que pudieron iniciar en este momento su

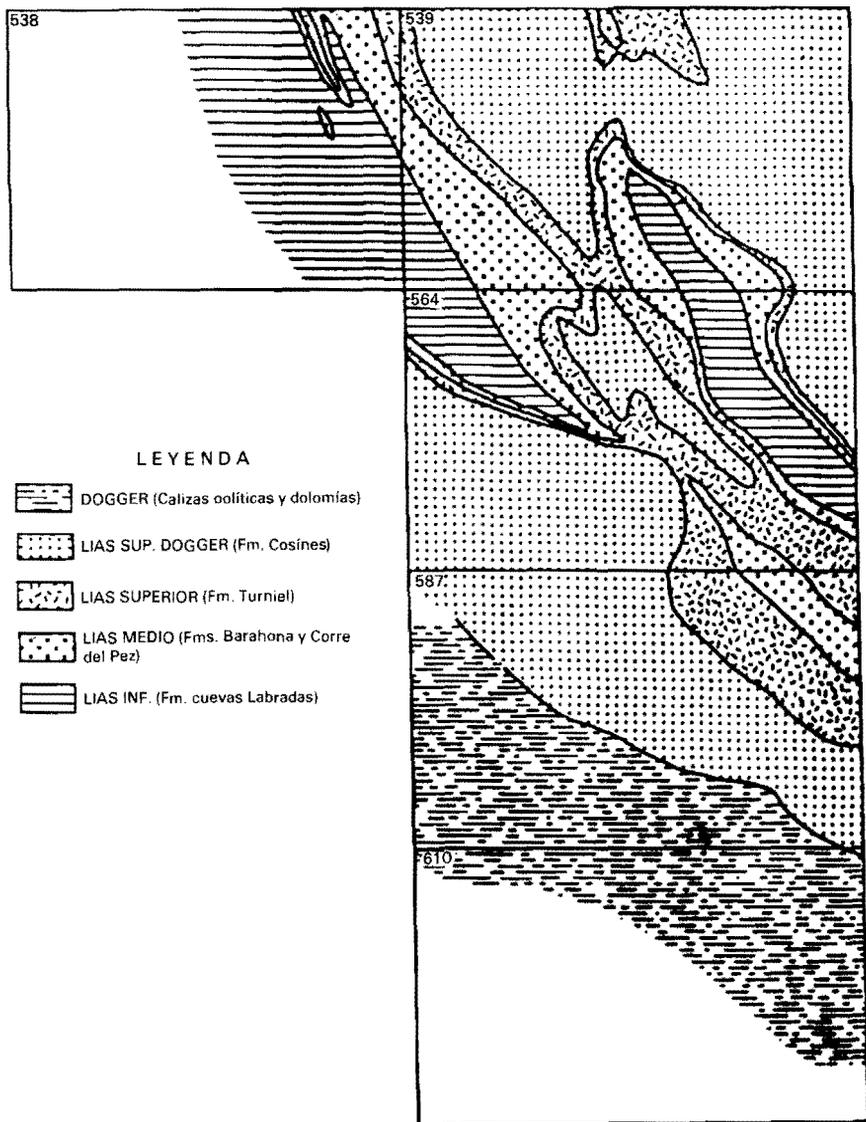


Fig.4.-Esquema del substrato de la facies Weald en las hojas de Valdeolivas (538), Peralejos de las Truchas (539), Fuertescusa (564), Las Majadas (587) y Cuenca (610).

historia diapírica. En el área estudiada los depósitos wealdenses, de carácter esencialmente continental, se apoyan discordantemente sobre diferentes niveles del jurásico Fig 4, e incluso faltan en algunas zonas, apoyándose entonces la Fm. Arenas de Utrillas directamente sobre el Jurásico. La serie wealdense, de edad Barremiense-Aptiense inferior comienza con facies detrítica fluviales, prosigue con depósitos lacustres con cierta influencia marina y finaliza con facies fluviales. En líneas generales esta evolución diseña una gran megasecuencia transgresivo-regresiva enmarcada entre las dos discordancias neokiméricas y aústrica.

Los movimientos aústricos se enmarcan entre el Albiense inferior y el Albiense superior-Cenomaniense. Esta época de tectónica extensional coincide sensiblemente con la apertura del Golfo de Vizcaya y la rotación Sinestral de la Placa Ibérica. Del mismo modo que la fase neokimérica marcó el inicio del proceso de *rifting*, la aústrica señala la deriva continental y el comienzo de la contracción térmica, responsable de la flexuración regional que crea la cuenca neocretácica.

Durante el Cretácico superior se pone de manifiesto en esta zona la existencia de dos ciclos transgresivos-regresivos de carácter complejo (ALONSO *et al.*, 1982; VILAS *et al.*, 1982; CAPOTE *et al.*, 1982), que son controlados en gran parte por la "flexión suroccidental" (falla del Tajo). Durante el Cretácico superior este accidente actuó a modo de umbral separando el dominio sedimentario de la Serranía de Cuenca del sector central de la Cordillera Ibérica.

El primer megaciclo se inicia en el Albiense-Cenomaniense inferior y alcanza un máximo transgresivo a comienzos del Turoniense, iniciándose la etapa regresiva que es interrumpida a techo de la formación de Dolomías de la Ciudad Encantada (Turoniense superior).

Durante el Albiense la cuenca estaba abierta al mar hacia el Este, y se caracterizaba por presentar una serie de surcos y umbrales de dirección NO-SE a lo largo de los que se aportaban sedimentos a una llanura fluvial o fluvio-deltaica a la que afluan aportes laterales procedentes de los umbrales, reconociéndose llanuras costeras que en sus partes más distales estaban influenciadas por mareas (CAPOTE *et al.* 1982).

En el Albiense superior-Cenomaniense inferior se instala en la zona una plataforma carbonatada con una fuerte influencia inicial de sedimentos terrígenos, con la evidencia de medios mareales mixtos terrígenos carbonatados y desarrollado de barras costeras.

A lo largo del Cenomaniense va adquiriendo mayor importancia la sedimentación carbonatada en la plataforma, desarrollándose ambientes de llanura fangosa a *lagoon* protegido, medios de plataforma interna con barras y estadios intermareales y medios litorales que evolucionan de inter a submareales.

La discontinuidad existente entre las formaciones de Dolomías de Villar de Ves y Margas de Casa Medina, en el Cenomaniense superior, marca una brusca acentuación de las condiciones trasgresivas. En el Cenomaniense superior-Turoniense inferior se alcanza el máximo trasgresivo, produciéndose una homogeneización y nivelación de la cuenca en la que se instalan ambientes submareales de plataforma abierta. Durante el Turoniense superior tiene lugar la fase regresiva del ciclo en una plataforma restringida en la que se desarrollan bioconstrucciones arrecifales y barras calcareníticas. Esta evolución es truncada por una importante interrupción sedimentaria que tiene lugar en el límite Turoniense-Coniaciense.

El segundo megaciclo se inicia en el Coniaciense con su breve episodio trasgresivo, para a continuación adoptar una tendencia regresiva hasta el Maastrichtiense superior-Paleoceno.

La breve etapa trasgresiva muestra una evolución desde ambientes de medios restringidos hasta ambientes de plataforma interna supra a intermareales y medios submareales en el momento del máximo trasgresivo.

La secuencia regresiva se caracteriza por la instalación de medios restringidos (*lagoon salino*, *sebkha* supramareal con influencia de agua dulce que produce brechas de colapso, etc.) continuando la evolución hacia medios continentales (ambientes de *lagoon*-marisma y lacustre-palustre) en el límite Cretácico-Terciario.

Las variaciones sedimentarias y diagenéticas que acusa la megasecuencia regresiva del Cretácico superior entre el dominio de la Serranía de Cuenca y el sector central de la Cordillera Ibérica también han sido condicionados por la actuación del accidente del Tajo.

Durante el Paleoceno y el Eoceno inferior la sedimentación es ya netamente continental, como consecuencia de los efectos de la primera comprensión alpina, que provocan una elevación general del sector de la Serranía. Mientras que en los bordes de las depresiones periféricas (Depresión Intermedia, Sinclinorio de Mariana) perdura la sedimentación evaporítica-continental, en las depresiones interiores condicionadas por estructuras sinclinales se instalan abanicos aluviales y se producen discordancias progresivas.

La estructuración de la Cordillera Ibérica tuvo lugar durante el Terciario, y se enmarca en el contexto de su situación entre dos áreas móviles, la Cordillera Ibérica y los Pirineos.

Durante el Paleógeno y el Mioceno inferior la Cadena es comprimida desde varias direcciones, generándose la estructura de plegamiento que presenta actualmente. La deformación es acompañada de sedimentación sinorogénica en la periferia y en las depresiones internas. Durante el Mioceno superior y el Cuaternario dos fases de distensión enmarcan la creación de las áreas sedimentarias neógenas y cuaternarias.

La primera fase de compresión afectó al sector de manera muy suave, provocando su elevación y la discordancia entre el paleógeno y la facies Garumn. Tiene una edad intraeocena y regionalmente corresponde a una compresión NO-SE que únicamente origina algunas estructuras locales.

La segunda fase de compresión es de edad finioligocena (Fase Castellana), la principal responsable de la arquitectura de la Cordillera Ibérica, y se manifiesta en toda la región estudiada a todas las escalas. Lleva una dirección de acortamiento NE-SO, generando pliegues, cabalgamientos, microestructuras, etc. Afecta a los depósitos continentales de origen fluvial de edad Eoceno superior-Oligoceno inferior y medio.

Una tercera fase de compresión (Fase Neocastellana) afecta a los sedimentos del Oligoceno superior-Mioceno inferior. Durante ella la dirección de acortamiento gira progresivamente desde E-O a NNO-SSE. Es la responsable de alguna macroestructura existentes en las zonas periféricas del bloque y de microestructuras frágiles.

La evolución tectónica de la región finaliza con un periodo de tectónica extensional que se extiende desde el Mioceno superior al Cuaternario. SIMON (1982) ha puesto de manifiesto que el tránsito de la compresión a la distensión tuvo lugar en el sector central de la Cordillera Ibérica durante el Mioceno medio, y que este paso se realiza de manera progresiva, solapándose espacial y temporalmente un régimen de desgarre con un régimen distensivo.

La primera fase de tectónica vertical tuvo lugar durante el Aragoniense, y sus efectos principales fueron la reactivación como normales de algunas fallas que afectan a los materiales mesozoicos, y principalmente el hundimiento de área de la Depresión Intermedia, que funcionó como una zona subsidente en la que se acumularon sedimentos terrígenos durante el Mioceno medio y el superior. También se formaron fallas normales renegantes de la estructura de plegamiento, principalmente de dirección NNE-SSO.

Durante el Mioceno superior y el Plioceno inferior se produce la colmatación de la cuencas, con la deposición de niveles carbonatados de las "Calizas de los Páramos", que aparecen al Oeste de la zona estudiada. Paralelamente ha quedado generada durante el Plioceno inferior y medio la superficie de erosión fundamental sobre el Mesozoico de la Serranía, adquiriendo toda la región una morfología de extensa penillanura con algunos relieves residuales.

La "Caliza de los Páramos" y la superficie de erosión fundamental presentan deformaciones que son atribuibles a una importante fase tectónica distensiva, la fase Iberomanchega I, que tuvo lugar durante el Plioceno superior.

El relieve así creado tiende a rellenarse posteriormente mediante un sistema de abanicos aluviales, y posteriormente se produce el encajamiento

de la red fluvial con depósitos de terrazas y sistemas de glacis encajados. Las épocas frías del Cuaternario se manifiestan por la aparición de vertientes regularizados y valles de fondo plano, y un fase incipiente de incisión lineal evacúa parcialmente lo depósitos de vertientes.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

La explotación de los recursos mineros en la hoja de Cuenca, ha sido a lo largo de la historia y es en la actualidad inexistente. En la hoja de Las Majadas situada inmediatamente al Norte de la presente, se localizan algunas pequeñas minas que antiguamente se beneficiaron de los niveles de lignitos que se intercalan en las calizas lacustres de la base de la Facies Weald. En la hoja de Cuenca no existen indicios de lignitos en superficie dentro de estas facies.

Los materiales susceptibles de canteración para la extracción de aridos son los siguientes:

- a) Fm. arenas de Utrillas. Regionalmente dicha formación se ha explotado y se explota en canteras para la extracción de caolin, aunque dentro de la hoja de Cuenca no existe ningún tipo de explotación de este tipo.
- b) Fm. Margas de Casa Medina. En estas margas que se sitúan por debajo de las dolomías masivas de la Fm. Ciudad Encantada, se localizan pequeñas canteras y explotaciones en galerías para la extracción de áridos que se utilizarán en la fabricación de cemento.

- c) Fm. Brechas de Cuenca. En las proximidades de la ciudad de Cuenca existen dos grandes frentes de cantera, hoy en día abandonados, en esta formación. Los materiales extraídos se utilizaron en la fabricación de cemento y como aridos para la construcción.
- d) Fm. Villalba de la Sierra. En dicha formación son muy numerosas las canteras que antiguamente se realizaron en los yesos masivos, que constituyen el techo de la misma.
- e) Conglomerados y arcillas del Eoceno-Oligoceno. En esta unidad son numerosas las explotaciones de arcillas para la fabricación de ladrillos y para los alfareros de la ciudad de Cuenca.
- f) Conglomerados del Mioceno. Los conglomerados sin cementar que constituyen el tramo medio de esta unidad cartográfica, se explotan para la extracción de áridos en numerosas graveras existentes en el ángulo noroeste de la hoja.

5.2. HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico, la hoja de Cuenca se puede dividir en dos sectores: al Este la Serranía de Cuenca y la Oeste los sinclinales de Mariana y de la Estrella que constituyen la cuenca terciaria.

La Serranía de Cuenca está formada por materiales carbonatados con buena permeabilidad por carstificación y fracturación y presenta por tanto buenas condiciones acuíferas potenciales.

La cuenca terciaria formada por materiales permeables (conglomerados, arenas y areniscas) y niveles impermeables (arcillas), tiene un area de recarga extensa, lo que hace potencialmente interesante para la obtención de caudales moderados a profundidades no muy grandes en el núcleo de las estructuras sinclinales.

6. BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E., DIAZ MOLINA, M y PEREZ GONZALEZ, A. (1976). "Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española". *Trab. sobre Neog. y Cuatern.* ITGE, vol. 5 pp. 7-29.
- ALONSO, A. y MAS R. (1981). "Trabajo estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico del Cretácico superior del sector suroriental de la Cordillera Ibérica". *ITGE*. Inédito.
- ALONSO, A., FLOQUET, M., MELENDEZ, A. y SALOMON, I. (1982). "Camerostephanosporites de Castilla" En "El Cretácico de España". *Univ. Compl. Madrid*, pp. 345-456.
- ALVARO, M., CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1987). "Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica". *Acta geol. Hisp.* Libro Hom. Prof. Solé Sabaris. n° 14, pp. 174-177.
- ALVARO, M. y DEL OLMO, P. DEL (1985). "Memoria explicativa de la hoja n° 24-21 (Peralejos de las Truchas) MAGNA". *ITGE*. Madrid.

- CAPOTE, R., DIAZ, M., GABALDON, V., GOMEZ, J.J., SANCHEZ DE LA TORRE, L., RUIZ, P., ROSELL, J., SOPEÑA, A. y YEBENES, A. (1982). "Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica". 2 vols. ITGE. *Temas geológico mineros*. 240 pp
- GOMEZ, J.J. (1979). "El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica". *Seminarios de Estratigrafía, serie Monografías*, n° 4, pp. 1-683.
- GOMEZ, J.J. GOY, A. (1979). "Las unidades litoestratigráficas del jurásico medio y superior en facies carbonatadas el Sector Levantino de la Cord. Ibérica". *Est. Geol.* Vol. 35, pp. 569-598.
- GOY, A., GOMEZ, J.J. y YEBERES, A. (1976). "El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera ibérica (Mitad Norte). Unid. litoestratigráficas". *Est. geol.* V. 32, pp. 391-423.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1972). "Mapa Geológico de España a escala 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Explicación de la hoja n° 46 (Cuenca)". *ITGE*. Madrid.
- JULIVERT, M. FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1974). "Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares" *ITGE*. pp. 1-1d13.
- MELENDEZ HEVIA, F. (1971). "Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas". *Tesis Doctoral. Univ. Madrid*, pp. 1-245.
- (1972). "El sinclinal Cretácico del alto Tajo-Valdecabriel (Serranía de Cuenca)". *Bol. Geol Min. ITGE*, V.83, n° 3, pp. 211-220.
- (1972). "Memoria explicativa de la hoja n° 539 (Peralejos) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000". *ITGE*. MADRID.
- (1972). "Memoria explicativa de la hoja n° 587 (La Majadas) del Mapa Geológico de España". *ITGE*, Madrid.
- (1972). "Memoria explicativa de la hoja n° 587 (La Majadas) del Mapa Geológico de España". *ITGE*, Madrid.
- (1972). "Memoria explicativa de la hoja n° 610 (Cuenca) del Mapa Geológico de España". *ITGE*, Madrid.

- MELENDEZ HEVIA, F. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1972). "Nuevos datos sobre el Cretácico Superior del extremo occidental de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. Min. ITGE*. vol. 83, nº 5, pp. 1-15.
- (1972). "El Jurásico de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. y Min. ITGE*, vol. 83, nº 4, pp. 313-342.
- MELENDEZ HEVIA, F., MELENDEZ HEVIA, A., RAMIREZ DEL POZO, J., PORTERO, J.M. y GUTIERREZ HERRERO, G. (1974). "Guía de las excursiones geológicas a Tragacete- Las Majadas y Cañete-Landete". *I. Reunión de campo sobre el Cretácico de la Serranía de Cuenca*.
- MELENDEZ HEVIA, F., VILLENA, J., RAMIREZ DEL POZO, J., PORTERO GARCIA, J.M. OLIVE DAVO, A., ASSENS CAPARROS, J., SANCHEZ SORIA, P. (1974). "Síntesis del Cretácico de zona Sur de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica". *I. Reunión campo sobre Cretácico Serranía de Cuenca. ITGE*.
- MELENDEZ HEVIA, M.N. (1983). "El Cretácico de la región de Cañete-Rincón de Ademuz (Provincias de Cuenca y Valencia)". *Sem. Estratigráfica*. nº 9, pp. 1-242, 33lam.
- NAVIDAD, M. (1982). "Vulcanismo permo-carbonífero en la Cordillera Ibérica (Rama Occidental)" *Fundación Juan March*. Serv. Univ. nº 202, pp. 1-63.
- PEREZ GONZALEZ, A., VILAS, L., BRELL, J.M. Y BERTOLIN, M. (1971). "Las series continentales al Este de la Sierra de Altamira". *I. Congreso Hisp. Luso Amer. Geol. Econom.* T. I, secc. I, pp. 357-376.
- RAMIREZ DEL POZO, J. y MELENDEZ HEVIA, F. (1972). "Nuevos datos sobre el Cretácico Superior-Eoceno de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. y Min. ITGE*, vol. 83, nº 6, pp. 569-581.
- (1972). "Nuevos datos sobre el Cretácico Inferior en Facies Weald de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. y Min. ITGE*, v. 83, nº 6, pp. 569-581.
- RAMIREZ DEL POZO, J., PORTERO GARCIA, J.M., OLIVE DAVO, A., y MELENDEZ HEVIA, F. (1974). "El Cretácico de la Serranía de Cuenca y de la región Fuentes-Villar del Humo: Correlación y cambios de facies". *I. Reunión de campo sobre el Cretácico de la Serranía de Cuenca*.
- RIBA, O. (1959). "Estudio geológico de la Sierra de Albarracín". *C.S.I.C. Monogr. Inst. "Lucas Mallada"*.V. 16, pp. 283.

- VIALARD, P. (1973). "Recherches sur le cycle Alpin dans la Chaîne Iberique Sud-occidentale". *Tesis Doctoral*. Univ. Toulouse. pp. 1-445.
- VIALARD, P. y GRAMBAST, L. (1970). "Sur l' age post-Stanpien Moyen du Plissement majeur dans la Chaîne Iberique Castellaine". *C.R. Somn. soc. Geol. France*, v.1, pp. 1-9.
- VILAS, L., MAS, R., GARCIA, A., ARIAS, C., ALONSO, A., MELENDEZ, N. y RINCON, R. (1982). "Ibérica suroccidental", En "El Cretácico de España". *Univ. Compl. Madrid*, pp. 457-514.
- VILENA, J. (1971). "Estudio geológico de un sector de la Cordillera ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal del Campo". *Tesis Doctotal Univ. Granada*.
- VILLENA, J., RAMIREZ DEL POZO, J., LINARES, A., y RIBA, O. (1971). "Características estratigráficas del Jurásico de la Región de Molina de Aragón" *Cuad. Geol. Ibér.* vol. 2, pp. 355-374.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGÍA