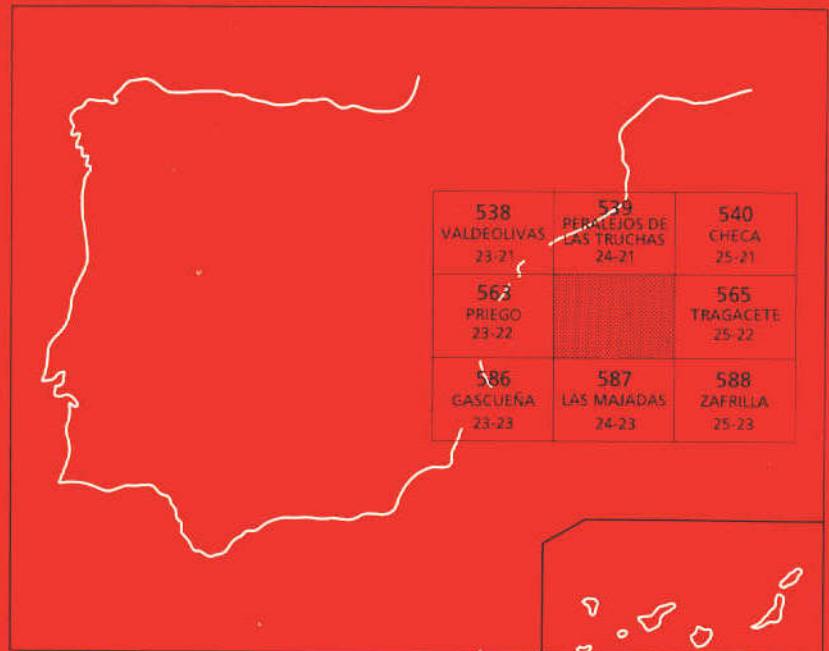




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



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

FUERTESCUSA

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-12120-1989
NIPO: 232-89-010-6

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

DIRECCIÓN Y SUPERVISIÓN:

V. Gabaldón (ITGE)

AUTORES:

A. Hernández Samaniego (C.G.S.)	Cartografía, secciones estratigráficas y memoria.
A. Lendinez (INTECSA)	Cartografía

COLABORADORES:

M. Alvaro (C.G.S.)	Tectónica y memoria.
M. C. Leal (C.G.S.)	Micropaleontología de láminas y levigados.
M. Aguilar (C.G.S.)	Petrografía y sedimentología de laboratorio.
A. Meléndez (Univ. de Zaragoza)	Secciones estratigráficas y sedimentológicas del Cretácico.

J. J. Gómez	Sedimentología de carbonatos del Jurásico.
A. Lendinez (INTECSA)	Jefe del Proyecto por parte de la agrupación temporal de empresas.

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

La presente memoria ha sido redactada por A. Hernández, con la colaboración de F. Meléndez en el asesoramiento regional, A. Meléndez y J.J. Gómez en la sedimentología de carbonatos. M. Alvaro en el capítulo de Tectónica y P. del Olmo y J.I. Ramírez en el de Geomorfología.

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 y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información varia.

O. INTRODUCCIÓN

La hoja de Fuertescusa está situada en la Cordillera Ibérica y forma parte de la provincia de Cuenca y en menor proporción de la de Guadalajara (esquina NE de la hoja).

Geográficamente se sitúa en una región elevada por encima de los 1000 metros, que corresponde a la Serranía de Cuenca, en donde las alineaciones montañosas existentes tienen una orientación dominante Ibérica (NO-SE y NNO-SSE).

La red fluvial está constituida fundamentalmente por los cursos altos de los ríos Tajo, Escabas, Trabaque y Cuervo que se encajan en los sedimentos calizos que componen la zona estudiada, dando lugar a profundas hoces de paredes verticales con escarpes superiores a los 100 mts de altura. La red fluvial tiene un carácter divergente, así como la escorrentía de los ríos es irregular, tal como indica RIBA (1959) en su trabajo situado al E. de la zona estudiada.

La densidad de población es muy baja siendo los núcleos más importantes las localidades de Fuertescusa, Poyatos, Fresneda de la Sierra, Ribatajada, Arcos de la Sierra, Castillejos y La Cueva. Pertenece a la Serranía de Cuenca, que constituye una gran extensión de bosques de pinos así como la ganadería lanar, son los recursos naturales más importantes de la zona, ya

que la agricultura es muy escasa y únicamente está limitada a los valles de fondo plano en cuyas proximidades están asentados los núcleos de población.

Desde el punto de vista geológico, la Hoja se sitúa en la parte centro-occidental del Sistema Ibérico o Sistema Celtibérico, y está constituido por una amplia gama de materiales que van desde el Triásico Superior hasta el Cuaternario deformados según la directriz general NO-SE (Directriz Ibérica) con vergencia hacia el SO.

Para la realización de la cartografía geológica se ha contado fundamentalmente con el estudio de la Serranía de Cuenca realizado por F. MELÉN-DEZ en 1971, así como con las hojas geológicas más próximas.

Dentro de la hoja de Fuertescusa y próximo a su borde meridional, se encuentra situado el Parque Natural de ICONA "EL HOSQUILLO", al que se llega por carretera desde Las Majadas. Está situado en la depresión formada por los valles del Río Escabas y Aº de las Truchas y bordeada por paredes naturales que superan los 300 m. de desnivel. En la Reserva se crían gran variedad de animales (osos, ciervos, jabalíes, lobos, zorros, etc.) que posteriormente son utilizados para la repoblación en áreas en que se encuentran en vías de extinción.

1. ESTRATIGRAFÍA

En la hoja de Fuertescusa afloran sedimentos del Triásico, Jurásico, Cretácico, Terciario y Cuaternario.

1.1. TRIÁSICO

Los principales trabajos sobre el Triásico de esta zona de la cadena Celtibérica son los de RIBA (1959) que estudia con algún detalle la estratigrafía de la Sierra de Albarracín y pone de manifiesto un umbral en la zona de Checa y Noguera. TRURNIT (1964) confirma la existencia de dicho umbral y lo denomina "Umbral del Tremedal". RIBA *et al* (1962) lo engloba en un esquema de detalle de la Ibérica. HINKELBEIN (1969) estudia el Triásico y Jurásico del Oeste de Albarracín, con especial atención a las facies carbonatadas. Por otra parte, VILLENA (1971) establece la estratigrafía del Triásico en la zona de El Pobo-Molina. GARRIDO y VILLENA (1977) efectúan una síntesis general del Trías Ibérico.

En el trabajo de CAPOTE *et al.*, (1982) se estudia desde los puntos de vista litoestratigráfico, sedimentológico, paleogeográfico y tectónico el Pérmico y Mesozoico de un sector de la Cordillera situado al Noroeste de la Hoja de Tragacete.

1.1.1. Facies Keuper. Arcillas y margas varioladas. Yesos (1).

Esta unidad aflora con cierta extensión en tres zonas dentro de la hoja. Por una parte en la esquina SE, formando parte del afloramiento triásico de Tragacete. Otro afloramiento está situado en el borde meridional a unos 3 kms. al SO. del Parque Natural de El Hosquillo. Sin duda el más importante es el que conforma el valle de La Vega del Codorno donde presenta contactos de carácter diapírico.

Otros afloramientos de menor extensión presentes en la zona oriental están asociados a fracturas importantes, a favor de las cuales estos materiales plásticos se han inyectado.

En general dan lugar a amplios valles o bien se disponen en vertientes regularizadas. No ha sido posible levantar ninguna sección estratigráfica de detalle, debido al intenso recubrimiento, por lo que únicamente se ha podido reconocer en afloramientos puntuales.

Está constituida la unidad por arcillas versicolores, abigarradas, fundamentalmente rojizas, con niveles yesíferos y niveles milimétricos de carbonatos. La Potencia total del Keuper es difícil de establecer. A título orientativo se puede indicar que en zonas próximas (sector de Zafrilla al SE. de la zona que nos ocupa) aflora con un espesor comprendido entre 100 y 130 m.

Regionalmente estos materiales han sido interpretados como depósitos de una llanura próxima al litoral, que temporalmente sufría pequeñas transgresiones marinas, desarrollándose *sebkhas* litorales. (CAPOTE *et al.* 1982).

A la formación se le atribuye una edad Triásico superior (Noriense).

1.2. TRIÁSICO SUPERIOR—JURÁSICO

Los antecedentes bibliográficos de mayor interés son los trabajos de RIBA (1959) que estudia la estratigrafía y paleontología del Jurásico de la Sierra de Albarracín en un excelente trabajo que además incluye cartografía a escala: 1:1000.000, BEHTEL y GEYER (1971). GEYER (1965), HINKELBEIN (1969), VILLENA (1971) y VILLENA *et al.* (1971), MELÉNDEZ HEVIA (1971 y 1972), GOY, *et al.* (1976), FERNÁNDEZ (1977), GÓMEZ *et al.* (1979), GINER Y BARNOLAS (1980) y MELÉNDEZ *et al.* (1981).

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

1.2.1. Fm. Dolomias tableadas de Imón y Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña. (2) Rethiense-Lias inferior.

Esta unidad cartográfica está ampliamente representada en la mitad

oriental de la hoja formando los núcleos anticlinales o bien formando resaltos morfológicos sobre los materiales del Keuper.

Esta formada por un conjunto folomítico con una potencia próxima a los 100 m. Debido a la intensa tectónica que afecta a esta formación, hace imposible tanto la medición exacta como el levantamiento de una serie estratigráfica de detalle.

Está constituida fundamentalmente por dolomías vacuolares, oquerosas, muy recristalizadas y de aspecto masivo (carniolas). También se intercalan bancos métricos de brechas de aspecto margoso y brechas con cantos de pelsparitas, micritas con gravels, micritas y calizas recristalizadas. Hacia el tercio superior aparecen calizas dolomíticas y calizas (*mudstones*) y calcarenitas (*grainstones*) que al microscopio son intraosparitas con trazas de Crinoides y Lamelibranquios.

En la base aparecen 8 a 12 de dolomías bien estratificados en bancos de 10 a 40 cm. muy recristalizados, componentes de la Fm. Dolomias de Imón.

Las Carniolas, con o sin brechas y niveles discontinuos de dolomías con laminación, en ocasiones de origen estromatolítico, han sufrido transformaciones diagenéticas muy complejas y de gran importancia. Probablemente debió tratarse de un depósito originalmente carbonatado pero con frecuentes niveles de evaporitas cuya disolución dio origen a la brechificación y aspecto vacuolar de las carniolas que en esta zona constituyen el tamaño mayoritario de la serie. Se trata pues de brecha de colapso.

La unidad se interpreta como depósitos de lagoon restringido de carácter hipersalino pasándose a condiciones más abiertas hacia el techo.

La unidad carece de fósiles de valor croestratigráfico pudiendo indicarse que el límite Jurásico-Triásico, debe situarse dentro de las Carniolas de Cortes del Tajuña.

1.2.2. Fm. Calizas y dolomias de Cuevas Labradas (3). Sinemuriense superior-Carixiense.

Aflora en numerosos puntos de la hoja, aunque los de mayor extensión están situados en la mitad oriental.

Ha sido estudiada a partir de la sección estratigráfica de la Fuente de la Tía Perra (ver Doc. Complementaria) donde se han reconocido los 48 m. superiores de esta formación, que regionalmente puede alcanzar los 200 m.

Encima de las carniolas descritas en el apartado anterior, comienzan a aparecer los primeros niveles dolomíticos que gradualmente pasan a calizas microcristalinas grises con pasadas de bioclastos, bien estratificadas en bancos de 0,5 a 1 m. de potencia. Son calizas *mudstone* y *wackestone* así como algunos niveles de calizas *grainstone* formadas por intraclastos, bioclastos y oolitos. En Fuente de la Tía Perra afloran 48 m. que corresponden

al techo de la formación. Los 9,60 m. inferiores están formados por una alternancia de capas dolomíticas beig y ocres, dolomías margosas y margas. Predominantemente corresponden a *mudstone*, aunque hacia el techo se encuentran capas formadas por *grainstone* a veces oolítico.

A continuación se encuentran 14,30 m. de dolomías cristalinas beiges y margas grises en bancos gruesos. Corresponden a secuencias, con base canalizadas y en ocasiones con cantes blandos, que comienzan con barras submareales y que pasan a techo a términos intermareales con laminación de *ripples* y de algas. Hacia el techo del tramo las secuencias están formadas en la base por estratificaciones cruzadas de surcos, y a techo cruzada plana de bajo ángulo, formando ciclos de playa, en los que el cuerpo inferior representa al *shoreface* y el superior el *foreshore*.

Por encima se sitúan 10,80 m. de dolomías blanquecinas y beiges y margas grises. Son de textura *mudstone*, *wackstone* y *grainstone* que forman secuencias con la base canalizada y encima un cuerpo con laminación de *ripples*, laminación de algas y en ocasiones láminas rotas que corresponden a términos inter y supramareales.

A continuación hay un tramo de 11 m. formado por capas de potencia media de calizas grises (*mudstone*, *wackstone*, *packstone* y *grainstone*) con intercalaciones margosas; a techo un banco de dolomías cristalinas ocres.

Las secuencias están formadas por cuerpos, a veces de base canalizada, con laminación de *ripples* y algas, formando secuencias somerizantes (*shallowing upwards*).

Aunque en el corte de la Fuente de la Tía Perra no se ha reconocido, por estar cubierto, en otros puntos la unidad termina con varias superficies ferruginosas con concentración de fauna fósil, que representa una interrupción sedimentaria generalizada en todo el ámbito del Sistema Ibérico y marca el final del primer ciclo sedimentario, iniciado en la Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña y que tiene carácter transgresivo. Las características de la Fm. Cuevas Labradas sugieren ambientes de plataforma interna reconociéndose depósitos de llanura de mareas.

Se reconocen fragmentos de Braquiópodos, Equinodermos, Gasterópodos, Lamelibranquios, Ostrácodos, Algas Dasycladáceas y Foraminíferos, *Lituosepta recoarensis* CATI, *Pseudopfenderina* cf. *butterlini* (BRUN.), *Haurania* cf. *deserta* HENSON, *Haurania* cf. *amiji* HENSON, *Mayncina* cf. *termieri* HOTT, *Pseudochrysalidina* sp., *Lingulina* gr. *pupa-tenera*, *frondicularia* sp., *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Favreina salevensis* PAR., *Astacolus* sp., *Gaudryina* sp., *Ammobaculites* sp.: y Algas como *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAIN.

La asociación caracteriza el Lias medio (Pliensbachiense), precisándose como Pliensbaciense inferior (Carixiense), junto con dataciones macropaleontológicas.

1.2.3. Fm. margas del Cerro del Pez y Fm. Caliza Bioclástica de Barahona (4). Carixiense superior-Domeriense. (?)

Estas unidades han sido estudiadas en la sección estratigráfica de la Fuente de la Tía Perra, (ver Doc. Complementaria) y se han cartografiado unidas porque la potencia de los afloramientos en esta zona no permite su diferenciación.

La Fm. Margas del Cerro del Pez aflora con una potencia de 13,60 m. y está constituida por una sucesión de margas y margocalizas grises con intercalaciones de niveles de 5 a 10 cm. de calizas bioclásticas con fragmentos de Moluscos y Crinoides. Son frecuentes las huellas de *Zoophicus*.

Las muestras levigadas no han proporcionado fauna significativa, a pesar de que muestra de áreas próximas han permitido clasificar abundantes especies. Atendiendo a estos resultados la edad asignada a la formación es Pliensbachienense superior.

La Fm. calizas bioclásticas de Barahona está formada por 11,5 m. de calizas y argocalizas bioclásticas, estratificadas en capas decimétricas, de aspecto noduloso. Se trata de calizas *grainstone* y *packstone* formados por intraclastos, oolitos y bioclastos. En estas calizas se observan *ripples*, *rills* bioclásticos y bioturbación moderada. En ocasiones pueden reconocerse estructuras *flaser*.

En conjunto esta unidad cartográfica constituye un ciclo sedimentario asimétrico y de carácter *shoaling upward* con depósitos de margas de plataforma en la base y barras y dunas del margen de plataforma a techo.

Contienen fragmentos de Bivalvos, Equinodermos, Moluscos, Brquiópodos, Ostrácodos y Foraminíferos como *Lenticulina* sp., *Lingulina* sp., *Astacolus* sp., *Ammobaculites* so., *Ammodiscus* sp., *Vidalina* sp., *Lingulina* gr. *pupa-tenera*, *Vidalina* cf. *martana* FARINACCI, que caracterizan el techo del Pliensbachienense y base del Toarcienense.

1.2.4. Fm. Margas y calizas de Turmiel (5). Toarcienense.

Constituye la base de los resaltes morfológicos que originan los niveles de calizas suprayacentes. Sus condiciones de afloramiento son muy malas, estando casi siempre cubiertas por depósitos de ladera o bien intensamente tectonizadas, por lo que no ha podido realizarse en esta formación una sección estratigráfica de detalle. De observaciones puntuales se deduce que está formada por una alternancia rítmica de margas y margocalizas, en niveles decimétricos, con restos de Crinoides, Brquiópodos, Lamelibranquios, Gasterópodos y Microfilamentos. Su potencia, en esta zona, es del orden de 40 m.

Se interpretan como depósitos de *shelf* y de cuenca y constituyen, junto con las calizas tableadas de la unidad suprayacente un ciclo de carácter *shoaling upward*, de mayor espesor que el formado por la unidad descrita en el apartado anterior.

La asociación de microfauna que presenta corresponde a Crinoides, Lamelibranquios y Lagénidos (*Lenticulina aff. subalata* REUSS, *L. sp.*,).

Esta unidad se data como Toaciense.

1.2.5. Fm. Carbonatada de Chelva (6). Toaciense superior-Dogger.

En la sección estratigráfica de Fuente de la Tía Perra afloran solamente 12 m. de la base de la formación correspondiente al Mb Casinos. Regionalmente, cuando se encuentra completa, puede alcanzar 200 m. de espesor.

Está constituida por calizas micríticas y margocalizas nodulosas (*mudstone* y *wackstone*) con Gasterópodos, Crinoides, Lamelibranquios, Equinodermos, Braquiópodos, Ostrácodos, y Microfilamentos. Se han clasificado: *Lenticulina* sp., *Glomospira* sp., *Ammodiscus* sp., *Astacolus* sp., y *Eothix cf. alpina* LOMB.

Como se ha indicado en el apartado anterior, esta formación junto con las margas de Turmiel constituyen una secuencia de carácter *shoaling upward*. Las calizas del miembro Casinos se interpretan como depósitos de plataforma.

La edad de la formación es Toaciense superior-Dogger.

1.3. CRETÁCICO

El Cretácico de la hoja de Fuertescusa junto con el del resto de la Serranía de Cuenca ha sido estudiado principalmente por MELÉNDEZ (1971-72), RAMÍREZ DEL POZO y MELÉNDEZ, F. (1972 a y b), MELÉNDEZ, F. Y RAMÍREZ DEL POZO (1972), MELÉNDEZ, F. et al (1974), FLOQUET y MELÉNDEZ, A. (1982) y MELÉNDEZ, A. y MELÉNDEZ, F. (1983).

Están representados el ciclo inferior del Cretácico (F. Weald) y el ciclo superior (Fm. Arenas de Utrillas, serie Carbonatada del Cretácico superior y F. Garum.).

La intensidad de plegamiento y la fracturación no permite la observación continua de toda la serie por lo que se ha realizado un solo perfil para todo el Cretácico a lo largo de la carretera entre Las Majadas y Poyatos, en Dos Hermanas, situado en la proximidad del refugio de Tejadillos (ver Doc. Complementaria).

Se han medido en total 480 m. de los que los primeros 35 corresponden al Cretácico inferior y 60 a las arenas de la Fm. de Utrillas. El resto es el espesor de la serie del Cretácico superior carbonatado.

1.3.1. Facies Weald. Areniscas, arenas, arcillas varioladas y calizas con charáceas y oncolíticas (7). Barremiense-Aptiense (?)

Sobre los materiales jurásicos aparece una sucesión de arcillas, calizas y arenas. La superficie basal representa regionalmente una discordancia que hace descansar los materiales cretácicos sobre distintos tramos jurásicos. El techo de la sucesión es igualmente erosivo, debajo siempre de las Fm. Arenas de Utrillas. La edad de los materiales es Hauteriviense-Barremiense y corresponde en su totalidad a la Fm. Calizas de La Huerguina.

En la serie de Dos Hermanas, donde afloran 20 m. está constituida por una variada litología de calizas *mudstone* y *wackestone* con abundantes restos de algas y bioturbación presentan estratificación paralela y ocasionalmente ondulada; arcillas y margas verdes, grises y rojas; arenas y areniscas; y microconglomerados que se presentan en paquetes de bases erosivas y con granoselección positiva.

Son abundantes los restos de oogonios y talos de Characeas así como Ostrácodos y Moluscos. Se han clasificado: *Globator cf. trochilliscoides* GRAMB., *Clavatorites* sp. y *Cypridea* sp.

1.3.2. Fm. Arenas de Utrillas (8). Albiense-Cenomaniense inferior.

Está ampliamente representada en la hoja, aunque se encuentra casi siempre muy recubierta, situándose en las vertientes bajo los resaltes morfológicos originados por las series carbonatadas del Cretácico suprayacente.

En la serie de Dos Hermanas afloran 60 m., constituidos por una sucesión de arenas blancas caoliníferas y amarillentas, ferruginosas, con frecuentes superficies erosivas, en bancos poco definidos de potencia métrica, con cantos de cuarzo y cuarcita, restos de plantas y cantos blandos arcillosos. Presenta intercalaciones poco potentes de arcillas plásticas. Se identifican niveles con estratificación cruzada en surcos, lentejones de arcillas lignítferas discontinuas y superficies erosivas canalizadas. En conjunto se organizan en ciclos de facies positivos.

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.

1.3.3. Facies Weald y Fm. Arenas de Utrillas (indiferenciado) (9). Barremiense-Cenomaniense inferior.

Esta unidad, comprensiva de las unidades (7) y (8), se ha utilizado en

aquellas zonas, como en el Manantial del Peralejo (próximo a la bifurcación de la carretera a Las Majadas) y en las Tinadas de Collado (a 4 Km. al Sur de Fuertescusa), en que ha sido imposible su diferenciación cartográfica. Por tanto las características litológicas y sedimentológicas del conjunto es repetición de las descripciones de los apartados 1.3.1. y 1.3.2.

1.3.4. Fm. Margas de Chera. Fm. Dolomías de Alatoz. Fm. Dolomías de Villa de Vés. Fm. Margas de Casa Medina (10). Cenomanense-Turonense inferior.

La unidad comienza por un conjunto de arcillas y margas verdes a veces muy glauconíticas y con un contenido variable en arenas silíceas, litología asimilable a la Fm. Margas de Chera, de Vilas *et al.* (1982).

En la sección estratigráfica de Dos Hermanas (ver Doc. Complementaria) aparecen unos 10-12 m. de margas que no presentan ninguna estructura ni geometría característica, salvo alguna huella de bioturbación. Su disposición estratigráfica y su relación y distribución regional permiten atribuir para esta unidad una sedimentación en un contexto de *lagoon* con baja tasa de sedimentación sedimentaria y con disminución en la influencia silicílica continental.

Por encima de esta tramo aparecen 40 m. de dolomías con distinto grado de cristalización, y margas verdes. Las dolomías se presentan en bancos bien estratificados con texturas muy recristalizadas, de dolomías groseramente cristalinas y ocasionalmente de aspecto brechoide. Este tramo de la unidad cartográfica es asimilable a la Fm. dolomías de Alatoz, de VILAS *et al.* (1982).

Se presenta con estratificación paralela, ondulada y ocasionalmente cruzada. Internamente muestra laminación de algas, *ripples* de oscilación, huellas de carga y bioturbación de moderada a intensa. Contiene fragmentos de bivalvos frecuentemente disueltos y porosidad módica. Su textura original está borrada si bien podría corresponder a *wackstones* y *packstones* y algunos *grainstones*.

La presencia de dolomitización impide realizar una buena ordenación de facies si bien parecen identificarse ambientes sub a intermareales en secuencias de somerización en una llanura mareal carbonatada y fangosa. Las secuencias muestran amalgamación con desaparición de las margas de techo.

Se han reconocido sombras de Moluscos, Ostrácodos y laminaciones de posibles Algas Cianofíceas.

Por encima de este segundo tramo, en contacto gradual rapido yace la Fm. Dolomías de Villa de Ves formada por unos 40 m., parcialmente cubiertos, de dolomías estratificadas. Las dolomías están estratificadas en gruesos

bancos que a veces muestran cierto aspecto masivo, su estratificación es plana u ondulada y presentan un alto grado de dolomitización aunque se reconocen texturas *wackstone* y *packstone*. Contiene laminaciones de algas y ripples así como abundante porosidad móldica y bioturbación.

La unidad cartográfica termina con un tramo de unos 15 m. que representa a la Fm. Margas de Casa Medina. Esta formado por dolomías de aspecto tableado-noduloso algo margosas en algunos tramos y en las que se reconocen texturas *wackstone*.

Su grado de dolomitización dificulta las observaciones, no obstantes se aprecia un alto contenido en fósiles entre los que se identifican Foraminíferos planctónicos y bentónicos, Briozoos, Equinídos, Serpulidos, Corales, Bivalvos, etc. Por consideración de carácter regional hemos atribuido al conjunto de la unidad Cartográfica una edad Cenomaniana-Turoniana inferior.

1.3.5. Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada (11). Turoniana.

Pertenecen a esta unidad cartográfica los resalte morfológicos característicos del relieve de la Serranía de Cuenca, constituidos por dolomías masivas, generalmente cristalinas, con una potencia media de 50 m., sobre las que se encuentran unos 15 m. de dolomías estratificadas que representan el techo de la Formación Dolomías de la Ciudad Encantada.

La parte masiva está constituida por 50 m. de dolomías grises y blanquecinas con abundantes vacuolas de disolución. Aumenta el grado de cristalización hacia techo donde llegan a ser groseramente cristalinos. Está formada por superposición de cuerpos lenticulares masivos o con estratificación cruzada en los que se identifican fantasmas de Rudistas en agregados de distinta entidad que constituirían *patches* y *mud-mounds* de Rudistas. Tiene asociados niveles de textura calcarenítica con fragmentos de bioclastos y puntualmente intensa bioturbación.

En la parte superior tableada encontramos dolomías en bancos con estratificación horizontal y ondulada, ocasionalmente nodulosa o brechoide. Presenta algunos acuñamientos laterales. Se han encontrado restos bioclásticos y huellas de bioturbación intensa, se reconocen igualmente laminaciones paralelas y porosidad fenestral.

A partir de estos datos es posible reconstruir tres asociaciones de facies, la primera agrupa a los *mounds* de Rudistas y fango, atrapado por el efecto *baffle*, al que estarian asociadas facies bioclásticas, de flanco, y las dolomías bioturbadas que constituirian los fondos colonizados en condiciones de baja energía.

La segunda asociación incluye a las acumulaciones de calcarenitas bioclásticas con estratificación cruzada, que corresponde a grandes barras

(*sand waves*) que migrarian en un contexto de alta energía.

Por último las facies de dolomías estratificadas muestran las señales de oleaje y de la somerización intermareal en areas más protegidas.

En conjunto corresponde a una gran secuencia de somerización de una plataforma interna en condiciones de energía moderada a alta, en la que tendrían lugar las bioconstrucciones de Rudistas y el desarrollo de grandes barras submareales que en conjunto constituirian una barrera discontinua que dejaría unas facies protegidas que progradan sobre el complejo bioconsolidado y de barras.

En esta unidad cartográfica no se ha encontrado una asociación de microfauna que caracterice específicamente al Turoniente. Unicamente se reconocen sombras de Rudistas y otros fósiles indeterminados. La edad Turoniente se le asigna por criterios regionales y estratigráficos.

1.3.6. Fm. Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera. Fm. Brechas dolomíticas de Cuenca. (12) y (13). 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, especialmente en las hoces de los ríos.

El desarrollo, a techo de las dolomías estratificadas de la unidad anterior, de niveles brechificados con huellas de disolución, marca una interrupción en la sedimentación que abarca, posiblemente, parte del Turoniente superior y del Coniaciense inferior.

Sobre esta discontinuidad se encuentran unos 90-100 m. de dolomías estratificadas, a veces en tramos tableados, con planos de estratificación horizontales u ondulados y con frecuente superficies ferruginosas. Sus texturas son difícilmente reconocibles, tratándose de dolomías más o menos cristalinas y con una recristalización intensa de algunos tramos. A veces presenta brechas, normalmente interestratificadas y en niveles discontinuos. Estos materiales son equivalentes a la Fm. Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera.

Se reconocen pocas estructuras internas, si bien en la parte alta se identifican, junto a una estratificación ondulada y nodulosa, superficies con *ripples* de oscilación laminaciones posiblemente algales, porosidad fenestral y grietas de desecación. La bioturbación es escasa y su contenido fósil se reduce a la identificación de algún bioclasto (Ostreidos y Rudistas, etc...).

A partir de los datos observados y de la comparación con los existentes en otras áreas vecinas podemos interpretar el conjunto como depósitos correspondientes a una plataforma interna-llanura de marea en la que se encuentran representados los ambientes sub, inter y supramareal, posiblemente con etapas aridas de depósitos evaporíticos, cuya posterior disolución provocaría la dolomitización y brechificación.

La unidad cartográfica termina con un tramo formado por dolomías brechoides y brechas dolomíticas oquerosas de aspecto masivo o localmente estratificadas con cantos de calizas y margocalizas e incluso fragmentos de estratos no brechificados. Corresponde a la Fm. Brechas dolomíticas de Cuenca. Se ha identificado microfauna de *Conorbina* sp., *Bolivinopsis* sp., *Guadryina* sp.

La edad del primer tramo descrito es Coniaciense-Santonense superior y la del segundo Santoniense superior-Campaniense.

En el perfil de Dos Hermanas no se reconocen texturas ni estructuras de depósito debido al alto grado de dolomitización y brechificación. No obstante, utilizando interpretaciones regionales, atribuimos a esta unidad un origen de depósito en medios hipersalinos de climas áridos en *sebkhas* costeras. La brechificación sería el resultado del colapso producido por la disolución de las evaporitas por agua dulce, en etapas diagenéticas precoces.

1.4. CRETÁCICO TERMINAL—PALEOGENO

Estos materiales han sido estudiados, entre otros, por SAENZ GARCÍA (1957), VIALLARD *et al* (1970), VILLARD (1973), MELÉNDEZ (1971, 1972) y RAMÍREZ *et al* (1972), centrándose los trabajos sobre el área de la Serranía de Cuenca fundamentalmente.

1.4.1. Fm. Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra (14). Campaniense superior-Paleoceno.

Esta unidad aflora en el sinclinal de Fresneda-Castillejo (esquina SO. de la hoja), formando una orla discontinua sobre la Fm. Brechas dolomíticas de Cuenca. El carácter discontinuo de los afloramientos se debe a la discordancia de la unidad descrita en el apartado siguiente que llega a montar directamente sobre las brechas cretácicas. Asimismo, se conservan pequeños retazos de esta unidad, uno en las proximidades de Casa de Lagunillos y otros a 2 km. al Sur de Poyatos.

Regionalmente está formado por arcillas y margas amarillentas y blanquecinas con intercalaciones de niveles micríticos y dolomíticos discontinuos, en ocasiones brechificados. En la parte media y superior se identifican pequeñas intercalaciones discontinuas de yesos.

En las proximidades de Ribatajada, se ha levantado una sección de los 115 m. superiores de la unidad (ver Doc. Complementaria). Empieza con 42 m. de una alternancia de margas grises con niveles intercalados de yeso (en ocasiones formando potentes lentejones discontinuos); por encima afloran

28 m. de margas yesíferas grises y blanquecinas con niveles centimétricos de yeso alabastrino y de calizas con Gasterópodos; sobre ellas otro tramo de 45 m. de margas grises, blanquecinas y anaranjadas con capas de 20 a 40 cm. de calizas con huellas de raíces en posición de vida, y localmente de yeso.

Dadas las características litológicas de la unidad, no se han podido observar estructuras sedimentarias.

Las margas contienen abundantes Charáceas, Ostrácodos y Algas Cianofíticas lo cual, unido a la litología y a los datos regionales, nos permite interpretarla como depositada en ambientes de marisma con etapas áridas (evaporitas).

Micropaleontológicamente se ha podido determinar la siguiente asociación: *Platychara* cf. *candata*, *P. sp.*, *Saportanella maslovi*.

En la hoja de Las Majadas (587) en muestras del techo de la unidad se han identificado charáceas como *Merdieriella mangenotii* GRAMB., *M. 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.

1.4.2. Arenas conglomeráticas y arcillas (15). Eoceno - Oligoceno.

Esta unidad está ampliamente representada en el sinclinal de Fresnedas-Castillejo, donde se apoya mediante discordancia sobre las Formaciones Villalba de la Sierra (14) y Brechas dolomíticas de Cuenca (13). Otros afloramientos de menor extensión se encuentran en el núcleo sinclinal al Sur de Poyatos y al Sureste de Fuertescusa, donde se cortan por la carretera que va desde esta localidad a Tragacete.

Ha sido estudiada en la sección de Ribatejada, donde se han medido 60 m. de arcillas anaranjadas y rojizas con intercalaciones de conglomerados de cantos cuarcíticos y calizos de hasta 7 cm. y matriz arenosa, y de areniscas de grano grueso. Los niveles detríticos recuerdan a la Fm. Utrillas tanto por su colocación como por su composición litológica. También es característico de estos tramos detríticos la cementación diferencial, encontrándose capas resistentes a la erosión que lateralmente están escasamente cementadas. Hacia la parte superior de la unidad se sitúan algunos niveles de calizas de aspecto travertino de hasta 0,5 m. de espesor.

Los conglomerados presentan las bases canalizadas y las areniscas tienen estratificación cruzada. Todas las características faciales de la formación nos hace atribuirla a ambientes fluviales de baja simosidad con un desarrollo amplio de las facies de llanura de inundación, las cuales hacia el techo de la formación presentan niveles de carbonatos edáficos.

No se ha encontrado fauna fósil en estos niveles. Por consideraciones regionales los atribuimos al Eoceno superior-Oligoceno.

1.4.3. Margas y arenas. Calizas a techo (16). Eoceno-Oligoceno.

Hay solamente dos pequeños afloramientos de esta unidad, uno al SE de Fuertescusa, donde se corta por la carretera que va desde esta localidad a Tragacete, y otro a 1 km. al Oeste de Fresneda.

Está constituida en la base por una alternancia de margas anaranjadas y blanquecinas con capas de arena y caliza arenosa. Hacia el techo aumenta la proporción de las capas de calizas.

Estas al microscopio son biomicritas de Algas, con abundantes talos y oogonios de Charáceas y Ostrácodos. Se han clasificado *Girvanella* sp., *Sphaerochara* aff. *hirmeri* var.- *longiuscula* GRAMB. y PAL., *Rhabdochara* sp., *Harrisichara* sp., *Chara microcera* GRAMB. y PAUL., *Candona* sp.

Las estructuras sedimentarias son poco abundantes, solamente se encuentran *ripples* en las capas de arenisca y huellas de bioturbación moderada en las calizas.

El medio de sedimentación de estas facies es lacustre, con breves etapas de dominio fluvial (en la parte inferior de la unidad), con llanuras pantanosas en las que se producirían acumulaciones de algas y depósitos de carbonatos.

Esta unidad se ha interpretado como facies distales de la unidad descrita en el apartado anterior.

Por la fauna reconocida y por posición estratigráfica se asigna a esta unidad cartográfica una edad Eoceno-Oligoceno.

1.4.4. Conglomerados silíceos, areniscas y arcillas rojas (17). Oligoceno

Esta unidad ocupa dos grandes afloramientos en la mitad occidental de la hoja, situados uno al Norte en Fuertescusa y otro al Sur en Fresneda-Ribatajada, apoyándose discordantemente sobre distintos tramos del Cretácico y Terciario.

Se ha estudiado en la sección de Ribatajada donde se ha medido un espesor de 100 m. Litológicamente está constituida por una alternancia de conglomerados de cantos silíceos y minoritariamente calcáreos, areniscas de grano medio y grueso de colores ocres y localmente amarillentos, con arcillas rojas y pardas, que eventualmente pueden presentarse edafizadas (aspecto de pseudogley) e incluir algún delgado nivel de carbonatos edáficos. Al microscopio las areniscas se presentan formadas por granos subangulosos de cuarzo (45%), feldespato-potásico (15%). Como accesorio aparece turmalina. El cemento generalmente es calcáreo, constituyendo el 30% de la roca.

Sedimentológicamente, los niveles detríticos gruesos se presentan con

bases canalizadas y con de estratificación cruzada de surco y planar y laminación de *ripples*. En ocasiones, los canales aparecen amalgamados formando cuerpos potentes de hasta 10 m. En conjunto, se atribuye la unidad a ambientes fluviales con canales de tipo anastomosado y un amplio desarrollo de las facies de llanura e inundación.

La ausencia de fósiles determinativos ha impedido la datación precisa de estos materiales. Los atribuimos por posición estratigráfica al Oligoceno.

1.5 NEOGENO

1.5.1. Conglomerados calcáreos masivos y areniscas (18). Mioceno.

Existen pequeños afloramientos de esta unidad repartidos en dos zonas. Por un lado en los alrededores de Fuertescusa, donde presentan una disposición subhorizontal y se apoyan mediante discordancia sobre distintos tramos del Cretácico y depósitos del Oligoceno, por otro en la Cuesta de la Vega, al Sur de El Perchal, donde los afloramientos se encuentran trastocados por ser esta una zona intensamente tectonizada.

Esta constituida por conglomerados como litología dominante alternando con capas de areniscas y limonitas rojas. Los conglomerados son masivos, aunque localmente se observan estratificaciones cruzadas de gran escala y cicatrizes erosivas, que a menudo corresponden a varios niveles menores amalgamados. Están formados por cantos de hasta 25 cm. de diámetro máximo, heterométricos, redondeados y de composición dominante caliza y arenisca. Las areniscas por lo general de grano grueso y microconglomeráticas, presentan estructuras de estratificación cruzada de surco y planar y laminación paralela.

Estos depósitos se han originado por procesos de corrientes tractivas acuosas, coladas de derrubio (*debris flow*) y coladas de fango (*mud flow*).

Le atribuimos una edad Miocena sin mayores precisiones.

1.6. CUATERNARIO

1.6.1. Cantos y arenas. Terrazas. (19). Pleistoceno.

Se sitúan a lo largo del cauce del Río Trabaque, en las proximidades de Arcos de la Sierra. Otros afloramientos de reducidas dimensiones se encuentran en el Río Escabas al Sur de Fuertescusa.

Están constituidas por cantos redondeados de cuarcitas, dolomías y calizas en una matriz arcillo arenosa.

1.6.2. Cantos y arenas. Glacis. (20). Pleistoceno.

Existen pequeños afloramientos en las proximidades de Fresneda de la Sierra. Litológicamente están formados por cantos redondeados de cuarcita y caliza en una matriz arenoso-arcillosa escasamente cementada. Corresponde a las zonas de raíz de morfologías de tipo glacis que se presentan muy degradadas por la erosión.

1.6.3. Tobas calcáreas. (21). Pleistoceno-Holoceno.

Son depósitos travertínicos, en ocasiones de gran potencia como el del nacimiento del Río Cuervo, con abundantes restos vegetales (ramas, troncos y cañas), que se sitúan en la salida de algunos manantiales.

Además del anteriormente citado, hay afloramientos de tobas en el Perchel y La Cueva (Vega del Codorno).

1.6.4. Arenas con cantos. Aluvial. (22). Holoceno.

Constituyen los fondos de valle del Río Trabaque y de los arroyos que vierten sus aguas en él. Tiene cierta importancia en la esquina SO de la hoja, en las proximidades de Ribatajada.

El Río Escabas, por el contrario, suele ir encajado en las formaciones del Cretácico y no deja depósitos cartografiados, salvo en el Vallejo al S. de Fuertescusa, o en la Casa del Valle al Sur de Poyatos.

1.6.5. Fondo de Valle. (25). Holoceno.

Esta unidad corresponde a los depósitos arcillosos con cantos, depositados en pequeñas cuencas de carácter endorreico, como ocurre en el valle del Río Cuervo a su paso por la Vega del Codorno, o en el Arroyo de las Truchas en el borde meridional de la hoja.

2. TECTÓNICA

2.1. TECTÓNICA REGIONAL

El área comprendida en la hoja de Fuertescusa 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 orógenos 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 magnética, 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 Triás 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 bético-balear. 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 Triás 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 neokimméricos y aústricos) 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 Paleógeno y el Mioceno Inferior, la Cordillera Ibérica fué deformada por los esfuerzos compresivos transmitidos al interior de la Península Ibérica desde las zonas móviles pirenaica y bética. La deformación es polifísica y el estilo tectónico, de zócalo y cobertera. Hay evidencia, a escala de la Cadena, de tres fases de compresión de dirección NO-SE, NE-SO y ENE-OSO 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 de las fallas preexistentes, formación de nuevas estructuras 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 Fuertescusa, 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 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 la común a todo el ámbito de la Cordillera: el *zócalo* paleozoico no aflorante compartimentado en bloques limitados por fallas tardihercínicas y un *tegumento* igualmente no aflorante en esta Hoja, 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. El *nivel de despegue* regional está constituido por las margas y evaporitas del Keuper que individualiza el tegumento de la cobertura, permitiendo que ésta haya deslizado y se deforme independientemente durante la estructuración.

La cobertura está constituida por el resto de los materiales mesozoicos y paleógenos, 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 compresión y fallas normales y pliegues de gran radio en las etapas distensivas. Ciertos niveles, como las margas toarcientes y los tramos del Cretácico inferior y medio pueden generar localmente desarmonías en el conjunto de la cobertura. Los materiales del Terciario inferior van asociados a la cobertura jurásica y cretácica y aparecen plegados con ella.

Los depósitos postorogénicos son escasos y quedan limitados a la cubeta de Fuertescusa.

La estructura de la Hoja de Fuertescusa ha sido descrita anteriormente por MELÉNDEZ, F. (1971) en su Tesis Doctoral.

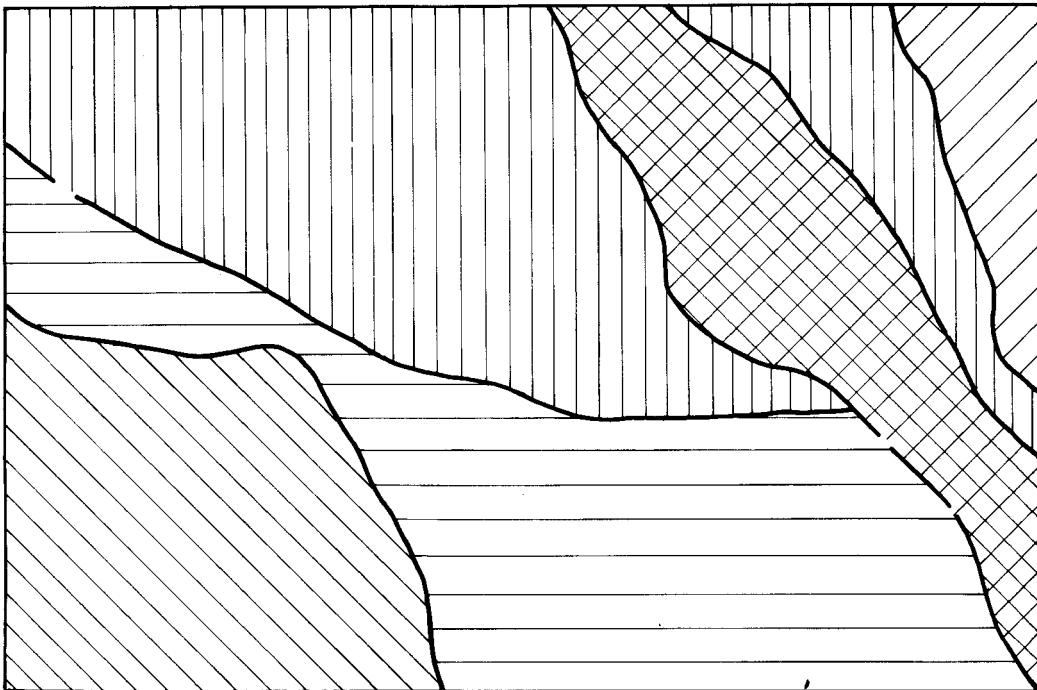
2.2.1. Dominios estructurales.

En el territorio que comprende la Hoja de Fuertescusa se pueden diferenciar dos sectores con características estructurales propias: la Serranía de Cuenca y el sinclinalio de Mariana.

La Serranía de Cuenca ocupa, excepto el octante SO, la mayor parte de la Hoja, y corresponde fundamentalmente a materiales mesozoicos.

El estilo tectónico de este sector está definido por la cobertura jurásico-cretácica despegada del tegumento a nivel del Keuper y plegada según las directrices ibéricas. Existe una cierta desarmonía 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 estratificada (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 desarmonía (las margas de Turmiel, el Weald y la Fm. Utrillas).

El sector del sinclinalio de Mariana está constituido básicamente por materiales del Cretácico superior ("facies Garumna") y terciario. De acuerdo con la constitución estratigráfica y las características estructurales, en la hoja de Fuertescusa se definen tres dominios estructurales (Fig. 1).



Dominio del Sinclinorio
de Mariana



Dominio de Cueva de Hie-
rro - Tragacete



Zona del borde de la Depre-
sión de Mariana



Zona de Fuentescusa - Po-
yatos



Zona del Alto Tajo

Fig.1.- Distribución de los dominios estructurales de la Hoja de Fuertescusa

- Dominio del anticlinorio paleozoico de Cueva del Hierro-Tracete.
- Dominio de los pliegues encofrados y cabalgamientos.
- Dominio del sinclinorio de Mariana.

2.2.2. Dominio del anticlinorio de Cueva del Hierro-Tragacete.

Se denomina así porque coincide con una banda de unos 3 á 6 kilómetros de anchura que se extiende desde el afloramiento triásico de Tragacete, en la hoja del mismo nombre. Hacia el Este y el Oeste queda enmarcado por el dominio de pliegues encofrados y cabalgamientos.

El límite occidental de este dominio con frecuencia es una falla inversa o cabalgamiento. El oriental está peor definido. Uno de sus elementos característicos son los afloramientos de Keuper situados en su parte central, el de La Cueva y el de Tragacete.

MELÉNDEZ, F. (1971) atribuyó al Keuper de La Cueva un carácter diapírico, pues llega a estar en contacto con los materiales cretácicos de la facies Utrillas. Si bien es cierto que los contactos del Keuper aparecen generalmente mecanizados, el carácter diapírico contrasta con el escaso espesor y la ausencia de evaporitas que presenta en el sector donde aflora el Paleozoico, unos 10 kms hacia el NO. Soluciones alternativas a un funcionamiento diapírico importante del Keuper durante la tectogénesis alpina es considerada cierta actividad extrusiva durante la distensión del Cretácico inferior, o que la facies Utrillas llegara a disponerse sobre el Keuper por erosión del Jurásico por efecto de las deformaciones neokimméricas y aústicas, pues todo este dominio funcionó como una zona elevada durante el Cretácico inferior.

La estructura interna del dominio se caracteriza por pliegues y fallas de rumbo NO-SE. Las fallas son paralelas o ligeramente oblicuas a los pliegues, a los que pueden llegar a cortar, siendo característica su disposición anastomosada. Algunas se muestran claramente como cabalgamientos o fallas inversas, con vergencia hacia el SO, mientras que otras muestran una geometría de fallas normales o de fallas inversas de vergencia opuesta.

La interpretación global de este dominio, como sucede con su prolongación hacia el NO en la hoja de Peralejos, es difícil por el momento, pues además de mostrar características de una zona con tectónica tangencial posiblemente corresponde a una banda de cizallamiento lateral.

2.2.3. Dominio de los pliegues encofrados y cabalgamientos.

Comprende el resto del sector de la Serranía de Cuenca existente en la

hoja de Fuertescusa. Dentro de él se diferencian tres sectores:

a) El borde de la Depresión de Mariana y zona meridional de la hoja. El estilo tectónico está definido por la cobertura jurásico-cretácea despegada a nivel del Keuper y plegada con un estilo jurásico. Su límite SO es la Depresión de Mariana, y el septentrional es la falla del río Escabas y las estructuras asociadas. La estructura interna consiste básicamente en dos pliegues encofrados de dirección ONO-ESE a NO-SE que recorren toda la hoja.

El anticlinal de Carrascallo forma el límite con la depresión terciaria. Hacia el Oeste tiene una amplitud de unos 2 kilómetros y muestra una bella geometría encofrada, con flancos subverticales o volcados a techo plano con doble charnela y repliegues secundarios. En su parte central se estrecha, y la charnela NE se muestra como un pliegue volcado en este sentido, con el flanco cabalgante. Finalmente, hacia el SE el pliegue se ensancha, alcanzando 7 a 9 kilómetros de amplitud. El flanco occidental es común con el sinclinal de Mariana, continuándose en la hoja de Las Majadas como la flexión del Ventano del Diablo. El flanco oriental se resuelve como un cabalgamiento vergente hacia el NE, que enlaza con el cabalgamiento de Los Corzos (Hoja de Las Majadas). Entre ambos queda una amplia zona tabular o suavemente siniforme (sinclinal de la Fuente del Perro) con materiales cretácicos.

El sinclinal del Río Escabas discurre paralelamente y al Norte del anticlinal de Carrascallo-Fuente del Perro. Su geometría es marcadamente encofrada o volcada hacia el Sur. Localmente aloja depósitos Terciarios en el núcleo. Hacia el Este se amplía progresivamente hasta alcanzar el dominio de Cueva del Hierro-Tragacete. En el resto del recorrido su límite septentrional es la falla del Río Escabas, que es un cabalgamiento vergente hacia el Sur.

b) Área de Fuertescusa-Poyatos. Tiene una forma triangular y comprende el territorio situado entre la falla del Río Escabas y el dominio de Cueva del Hierro-Tragacete. Se caracteriza por una estructura de plegamiento según las directrices NO-SE.

La falla del río Escabas separa este subdominio del anteriormente descrito. En superficie se manifiesta como un cabalgamiento hacia el Sur del Lias o el Cretácico inferior sobre el Cretácico del sinclinal del Escabas. El rumbo es ONO-ESE a E-O. Posiblemente este cabalgamiento es el reflejo en cobertura de una falla de zócalo, pues se sitúa en una banda que se comportó como alto paleogeográfico durante el Cretácico inferior.

El bloque cabalgante presenta en las proximidades de la falla una serie de pliegues paralelos a ella, vergentes hacia el Sur, a veces con flancos inversos, y fallas longitudinales.

En el sector oriental de este subdominio aparece a continuación el sinclinal de Fuertescusa, amplia estructura de rumbo NO-SE con depósitos terciarios en el núcleo, afectados por algunas fracturas longitudinales. Al Norte de la hoja interfiere con el anticlinal de Tasaguera, Norte-Sur, prolongación meridional del anticlinal del Solán de Cabras. es un pliegue agudo, vergente al Este, con el flanco oriental fallado.

Hacia el NE el sinclinal de Fuertescusa da paso al anticlinal de Poyatos, afectando al Cretácico en el Norte mientras que hacia Poyatos se inflexiona uniéndose al anticlinal y falla del Río Escabas, quedando colgado el sinclinal de Fuertescusa. Son frecuentes las fallas longitudinales de gran recorrido, especialmente en la zona NE de Poyatos. Un amplio sinclinal cretácico, de rumbo NNO-SSE, el sinclinal de la Cueva del Tasugo marca el límite en el dominio de Cueva del Hierro-Tragacete.

Al Este de este último otro sinclinal cretácico con la misma dirección lo separa del subdominio del Alto Tajo, el sinclinal de La Tabernilla.

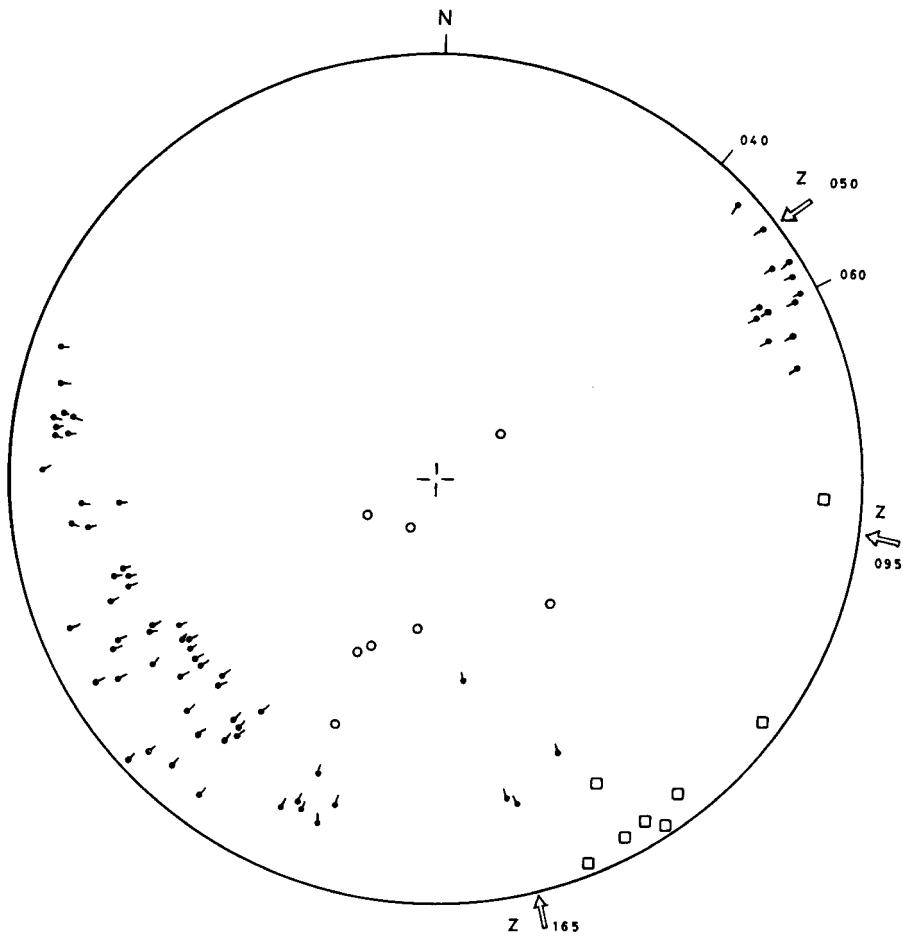
c) Región del Alto Tajo. Ocupa la esquina NE de la hoja. Su límite occidental es un cabalgamiento de largo recorrido que hace cabalgar el Jurásico sobre el Cretácico del sinclinal de La Tabernilla. El sector se caracteriza por pliegues de rumbo NNO-SSE con marcada vergencia hacia el Oeste acompañados de fallas y cabalgamientos longitudinales. MELÉNDEZ (1971) ya considera a este sector como perteneciente al dominio de la Sierra de Albarracín.

En los tres dominios de la Serranía son muy frecuentes las fallas longitudinales, esto es, paralelas o subparalelas a las estructuras de plegamiento.

Algunas se muestran claramente como cabalgamientos mientras que en algunos casos tienen una geometría de falla normal. A veces una misma falla varía su geometría a lo largo de ella. Por ello es razonable considerar que, aunque algunas de estas fallas se hayan generado como fallas normales en la etapa de relajación distensiva, otras pueden corresponder a fallas inversas que han sido reactivadas como normales con posterioridad al plegamiento. En algunas zonas la disposición anastomosada del mosaico de fallas, con trayectorias curvas (zona de Poyatos, subdominio de Cueva del Hierro-Tragacete), sugiere que han funcionado como bandas de cizallamiento, posiblemente por reactivación como fallas de desgarre de las fracturas generadas en una fase de compresión anterior.

Las fallas transversales a las estructuras son más escasas, siendo importantes las de rumbo submeridiano.

Las calizas del jurásico con frecuencia contienen estilolitos tectónicos y grietas de tracción llenas de calcita. Se ha medido su orientación en siete estaciones situadas en la mitad oriental de la Hoja. Seis de ellas tienen microestructuras que indican una dirección de acortamiento que varía entre $0^{\circ} 40'$ y $0^{\circ} 60'$. En otras dos se ha encontrado estilolitos que indican además un



L E Y E N D A

- CIRCULOS: polos la estratificación
- PUNTOS: picos estilolíticos
- CUADRADOS: polos de grietas de tracción
- Z: Dirección de acortamiento deducida.

Fig.2.- Microestructuras de las calizas Jurásicas

acortamiento 165°-170°, y en un caso 0 95°. La dirección de acortamiento NE-SE es la responsable de las estructuras de dirección ibérica, dominantes en la Hoja. Las direcciones de acortamiento 0 95° y 165° corresponden a una fase de compresión posterior, en la que la dirección de compresión experimenta un giro horario progresivo (fig. 2).

2.2.4. Dominio del sinclínorio de Mariana

Ocupa la esquina SO de la Hoja de Fuertescusa. Corresponde al cierre periclinal septentrional de una estructura que se extiende prácticamente hasta Cuenca, formando el límite occidental de la Serranía de Cuenca.

El cierre periclinal lo forman los materiales del Cretácico superior y de la facies Garumna, y el núcleo del sinclínorio está ocupado por depósitos continentales paleógenos que se apoyan discordantemente sobre el Cretácico terminal. El Terciario presenta buzamientos suave, de 10° a 30 °, que se amortiguan hacia el eje de la estructura. Aunque la orientación regional del sinclínorio es N-S, los pliegues menores que afectan a los depósitos paleógenos tienen dirección NO-SE.

2.3. CRONOLOGÍA 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 Neokimméricos y Aústricos.

En el sector de la Hoja de Fuertescusa los depósitos wealdenses de carácter esencialmente continental descansan discordantemente sobre diferentes niveles del Jurásico, e incluso faltan en algunas zonas apoyándose entonces las "Arenas de Utrillas" directamente sobre el Jurásico.

El plegamiento aparentemente más intenso del Jurásico ya se ha demostrado que tiene un origen mecánico y se origina durante la Tectogénesis Alpina. En ningún caso se han encontrado pliegues en materiales jurásicos biselados y fosilizados por la facies Weald o la Fm. Utrillas. Por todo ello, y en base también a lo que sucede en otros puntos de la Cadena Celtibérica las

discordancias neokimméricas y aústricas 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 MELÉNDEZ (1971), mientras que VIALLARD (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 cobertura jurásica, que tiende a adoptar disposiciones monocliniales 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 el marco de la Hoja de Fuertescusa. En ella la facies Weald, y la Fm. Utrillas cuando este está ausente, se apoya sucesivamente en franjas de materiales jurásicos de orientación NO-SE progresivamente más antiguos hacia el NE. En el sector Sur de la Hoja se apoya sobre las calizas del Miembro Casinos, y hacia el NE pasa a descansar sobre la Formación Turmiel y el Lias medio e inferior, y de nuevo las calizas del Dogger hacia la Sierra de Albarracín. Este dispositivo configura a las zonas de La Cueva-Tragacete y del río Escabas como unas zonas elevadas en esta época que posiblemente coinciden con fracturas del zócalo paleozoico.

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. (1978) 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 Fuertescusa 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 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. La fase neokimmérica 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 sinclíniorio de Mariana la serie paleógena, de edad probable Eoceno superior-Oligoceno inferior, es discordante sobre los depósitos del Cretácico terminal y aparece a su vez plegada. Más al Sur, en la hoja de Las Majadas, 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 intraeocena. En la Hoja de Fuertescusa 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 existentes en la Hoja corresponden a las, de edad finioligocena (Fase Castellana, PÉREZ GONZÁLEZ, et al. 1971). La secuencia de acontecimientos más probable en este sector posiblemente fué el despegue y desplazamiento del conjunto de la cobertura con respecto al zócalo y su tegumento, el desarrollo de pliegues y cabalgamientos en la cobertura. En el sinclíniorio 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 NE-SO ($0\ 50^\circ$).

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 a ENE-OSO, siendo la primera la más potente en la zona externa de la Rama Castellana. Esta fase es la responsable del plegamiento de los depósitos terciarios más modernos del sinclíniorio de Mariana, así como de la configuración submeridiana final de esta estructura y de la Sierra de Bascuñana. Durante esta fase la dirección de compresión experimenta un giro progresivo, documentado regionalmente mediante microestructuras, desde casi E-O a NNO-SSE. Esta fase probablemente causó la reactivación de la falla del zócalo del Río Escabas, así como la de bandas de fracturas longitudinales que rejugaron con movimiento de desgarre lateral. También se generaron estilolitos tectónicos de direcciones $0\ 95^\circ$ y 165° .

La evolución tectónica de la región finaliza con las etapas de fracturación que tuvieron lugar durante el Mioceno superior y el Plioceno. VILLARD (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 una parte de las fracturas 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 superior y el Plioceno tal vez pudo iniciarse ya durante el Mioceno inferior. Es identificable con la fase Iberomanchega de AGUIRRE et al (1976) y sería la responsable de las fallas de rumbo NNE-SSO a N-S, que se sobreimponen a las estructuras de pliegamiento, así como de la deformación de la superficie de erosión fundamental de la Cordillera Ibérica.

3. GEOMORFOLOGÍA

Siguiendo las especificaciones 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 aproximadamente 1:200.000.

En la hoja de Fuertescusa 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 (Jurásico y Cretácico), se caracteriza por presentar un modelo 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, cuestas y *hog-backs* y líneas de capa dura. En los reversos de las cuestas 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 la vecina hoja de Valdeolivas (538), se pone de manifiesto que la superficie de erosión fundamental coincide con el depósito de los niveles calizos del páramo rusciniense (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 por fallas y abombamientos. Uno de estos abombamientos puede ser que origine la presencia de la superficie de erosión, en una cota superior a los 1600 mts (ángulo sureste de la hoja), aunque no se descarta que pueda tratarse de una superficie más antigua.

Posteriormente el relieve se reactiva, originándose una degradación y desnivelación mediante fallas y abombamientos de amplio radio.

Sobre esta superficie de erosión se manifiesta un intenso proceso de Karstificación, que en este área viene representada por un lapiáz estructural con pequeñas dolinas y sumideros. Este lapiáz 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. Las dolinas en cubeta presentan su fondo plano con un relleno de arcilla de decalcificación.

La edad de este kars 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 ángulo suroccidental de la hoja.

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 algunos casos originan cuestas ya que el buzamiento que las afecta es 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 acaraban el terreno.

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

Las diferentes formas encontradas en la Hoja son el resultado de una evolución geomorfológica compleja. Además de superficies de erosión anteriores se desarrolla en la zona una superficie de erosión poligénica de edad

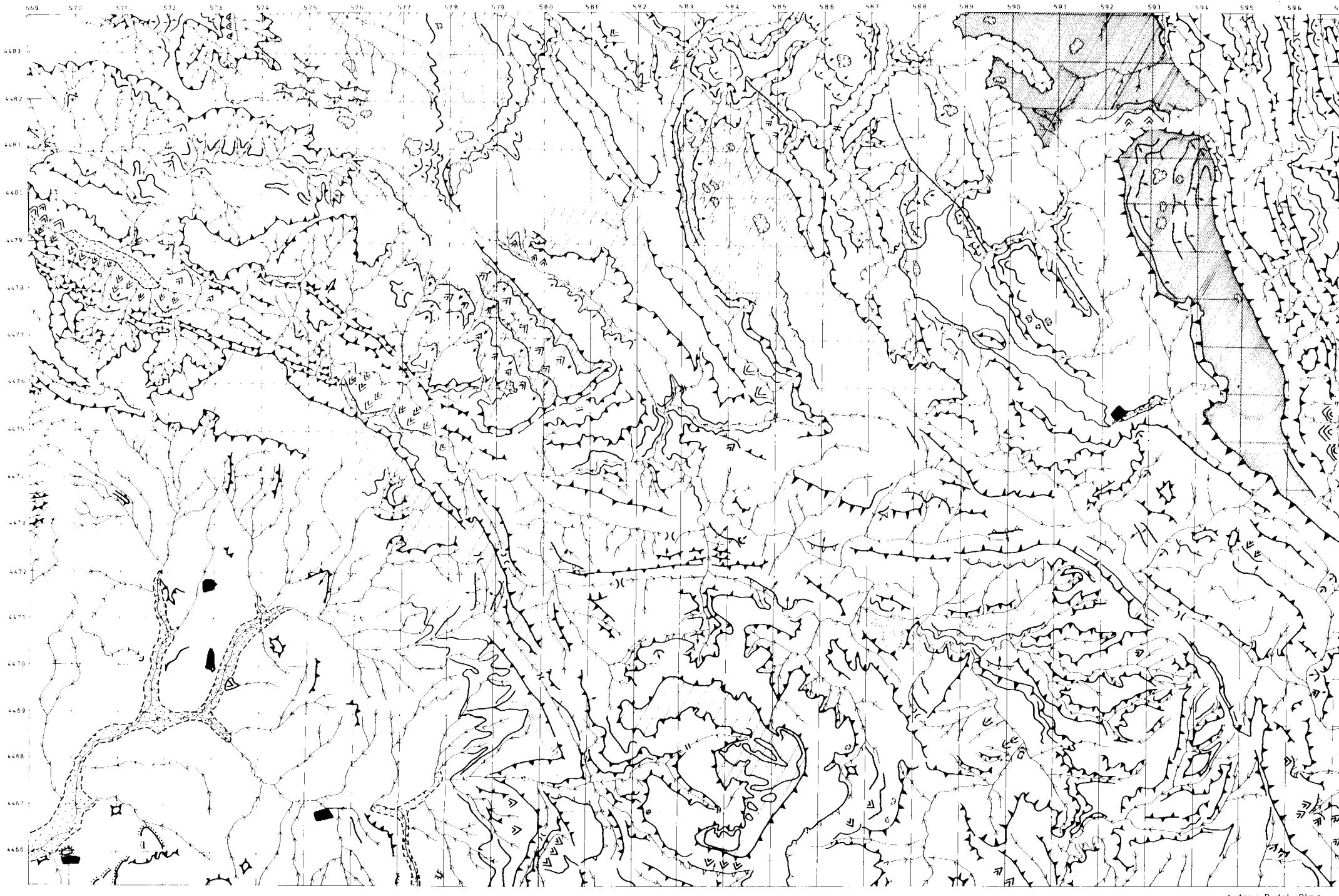
pliocena. Posteriormente tiene lugar la deformación de la misma en una etapa de fracturación durante el Plioceno medio-superior, de gran importancia morfogenética.

La fase principal de karstificación tuvo lugar sobre los materiales carbonatados de esta superficie deformada. Inmediatamente tendió a llenarse 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 frias 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 evacua 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.

FUERTESCUSA

564
24-22



MAPA GEOMORFOLOGICO

LEYENDA

MODELADOS ESTRUCTURALES

- CUESTAS HOG-BACKS
- CUESTAS CON SENTIDO DE BUZAMIENTO
- LINEA DE CAPA DURA (MESOZOICO)
- LINEA DE CAPA DURA (TERCIARIO)
- CRESTAS
- CHEVRONS
- FALLAS

SUPERFICIE DE EROSION

- ALTAS SUPERFICIES CON INTENSA CARSTIFICACION
- SUPERFICIE DE EROSION

FORMAS KARSTICAS

- DOLINAS Y UVALAS
- LAPIAZ ESTRUCTURAL Y PEQUEÑAS DOLINAS
- PONOR

MODELADO FLUVIAL

- VALLE DE FONDO PLANO
- BARRANCO DE INCISION LINEAL
- COLLADO DE DIVERGENCIA FLUVIAL
- ROTURA DE PENDIENTE EN EL PERFIL LONGITUDINAL
- CONOS DE DESECACION

OTRAS FORMAS

- ESCARPE > 100m
- ESCARPE < 100m
- NUCLEOS URBANCOS

4. HISTORIA GEOLÓGICA

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 la 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 Llanvierniense, 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 estructura 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 cabalgamientos 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 tardihercínicos, 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 igneos permocarboníferos, aunque sí se conocen en zonas próximas (Macizos de 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 del Tajo, falla de Ocentejo-Aramallones, fallas del Escabas y falla de Beamud-Cañete) tienen todos dirección NO-SE a ONO-ESE (Fig. 3).

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

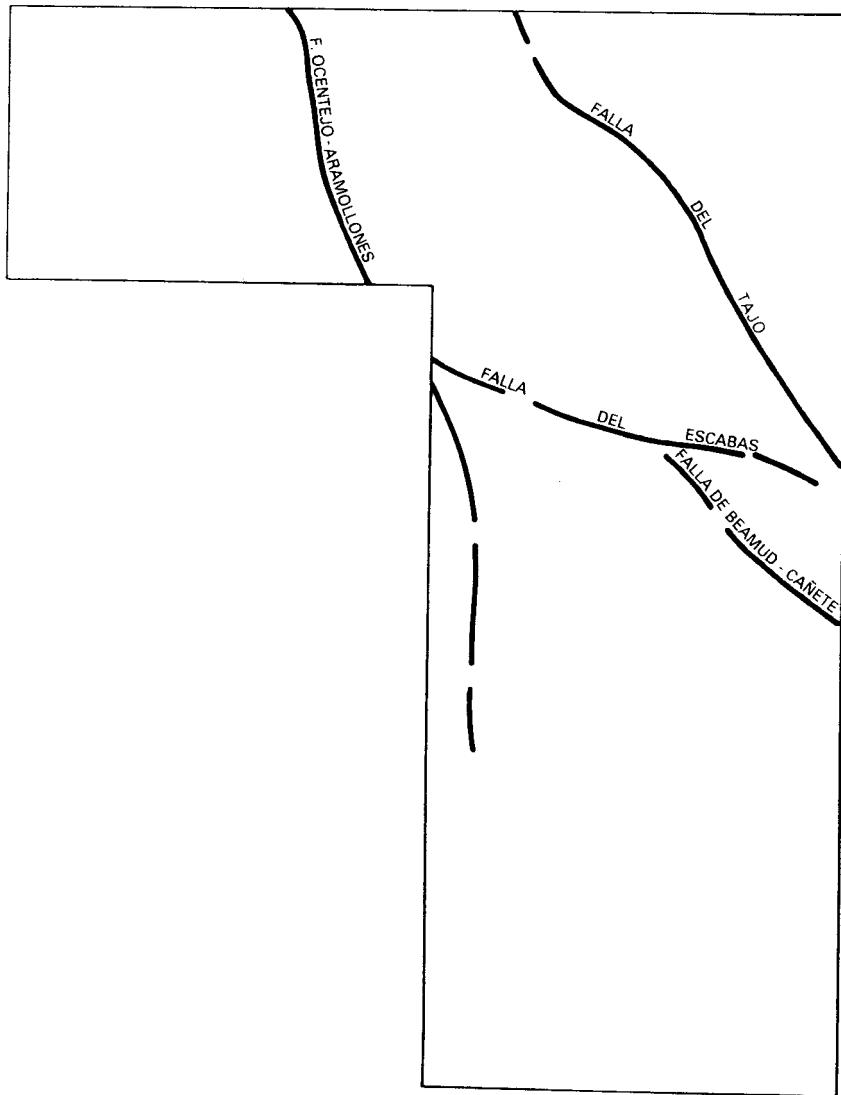


Fig.3.- Fallas y lineamientos de zócalo

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 Triás 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, fluvios deltaicas reelaborados por corrientes litorales y mareas y facies de llanura de mareas, que constituyen el techo del tramo inferior del Triásico en facies Buntsandestein.

Al final del depósito de la "facies Buntsandestein" 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 representados los tramos superiores de la facies Muschelkalk. La sedimentación de estos niveles tiene lugar en un ambiente de llanura de mareas en condiciones submareales a supramareales. En conjunto los niveles de facies Muschelkalk que afloran en la hoja de Peralejos de la 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 aula-cógeno 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 magmatismo básico (ofitas), que queda limitado a sectores más orientales. La sedimentación detrítico-evaporítica del Keuper se realiza en condiciones continentales con influencia marina (*sebkhas* litorales).

A finales del Triás 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 decarbonatos en una llanura de mareas y de depósitos salinos en un ambiente de *sebkha* a *lagoon* hipersalino. Durante periodos de exposición subaérea más o menos prolongadas se produciría la disolución de parte de las evaporitas, provocando la karstificación y colapso de los carbonatos de la Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña. La sedimentación de la Fm. Calizas y Dolomías de Cuevas Labradas, durante el Sinemuriense al Carixiense, tiene lugar en un ambiente que evoluciona desde condiciones submareales hasta

supramareales, progresivamente más energéticas, para culminar con una interrupción sedimentaria.

La extensa plataforma carbonatada comienza a fragmentarse entre el Lias medio y superior, y testigos de este fenómeno son las efusiones basálticas del sector centro-oriental de la Cordillera que, como los dispositivos paleogeográficos, continúan condicionados por los accidentes de zócalo de dirección NO-SE.

Las diferenciaciones paleogeográficas comenzaron a manifestarse en el Lias medio, alcanzándose el máximo transgresivo en el Toarcense. 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 Toarcense. 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 Toarcense 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 deposición 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 dolomitizadas.

Regionalmente durante el Dogger se reconoce una gran variedad de ambientes sedimentarios tales como margen de plataforma, talud, y cuenca asociados a umbrales y surcos generados por la reactivación de las fallas de zócalo. Una nueva discontinuidad sedimentaria marca el intervalo Calloviano-Oxfordiano inferior. Durante el Oxfordiano 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 neokimméricos y aústricos.

Esta etapa de tectónica extensional durante el Cretácico inferior produjo

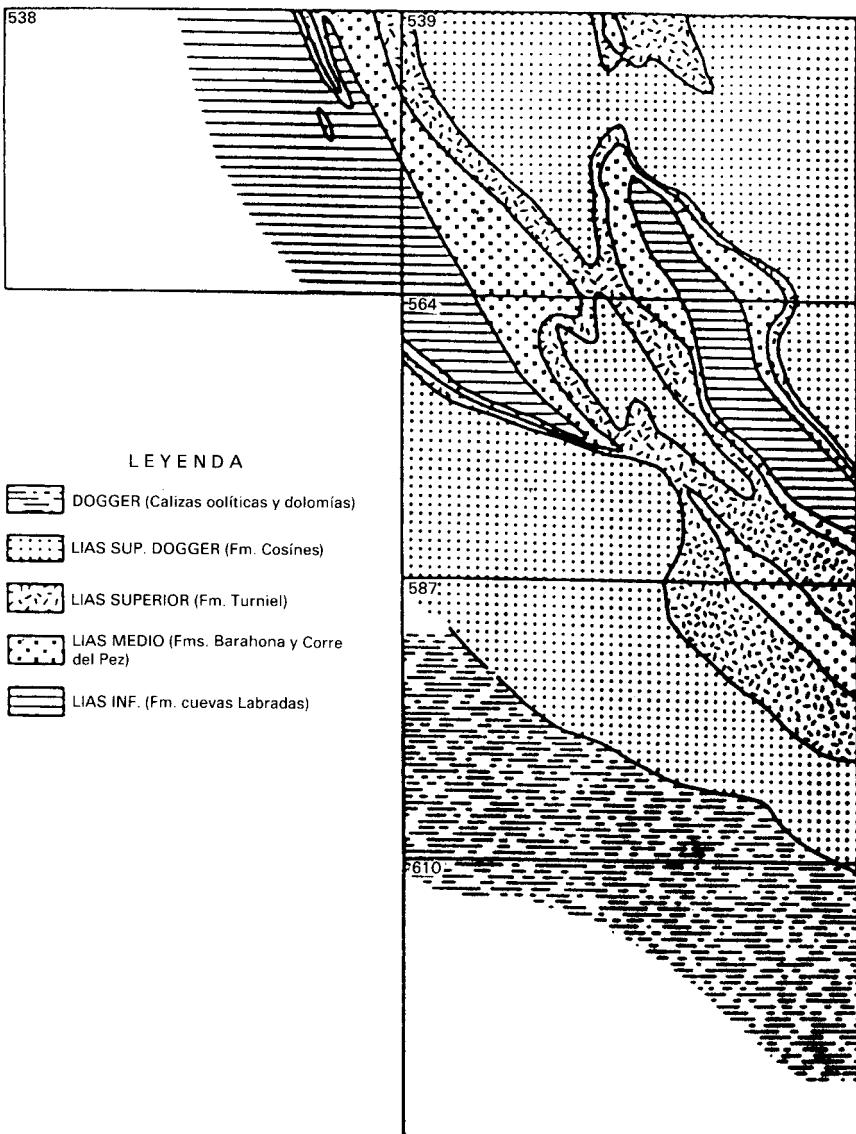


Fig. 4.- Esquema del substrato de la facies Weald en las hojas de Valdeolivas (538), Peralejos de las Truchas (539), Fuertes-cusa (564), Las Majadas (587) y Cuenca (610).

movimientos diferenciados del zócalo a lo largo de las fracturas tardihercínicas de orientación NO-SE, con adaptación de la cobertura jurásica que tiende a adoptar disposiciones monoclinales y posiblemente movilización de los materiales plásticos del Keuper que pudieron iniciar en este momento su 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 detríticas 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 neokimmérica y aústrica.

Los movimientos aústricos se enmarcan entre el Albienense inferior y el Albienense superior-Cenomaniano. Esta época de tectónica extensional coincide sensiblemente con la apertura del Golfo de Vizcaya y la rotación sinaloense de la Placa Ibérica. Del mismo modo que la fase neokimmérica marcó el inicio del proceso de *riifting*, 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 Albienense-Cenomaniano inferior y alcanza un máximo transgresivo a comienzos del Turoniense, iniciándose la etapa regresiva que es interrumpida a techo de la formación Dolomías de la Ciudad Encantada (Turoniense superior).

Durante el Albienense 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 afluián 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 Albienense superior Cenomaniano 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 desarrollo de barras costeras.

A lo largo del Cenomaniano va adquiriendo mayor importancia la sedimentación carbonatada en la plataforma, desarrollándose ambientes de llanura

SERRANIA DE CUENCA CICLOS EVOLUTIVOS

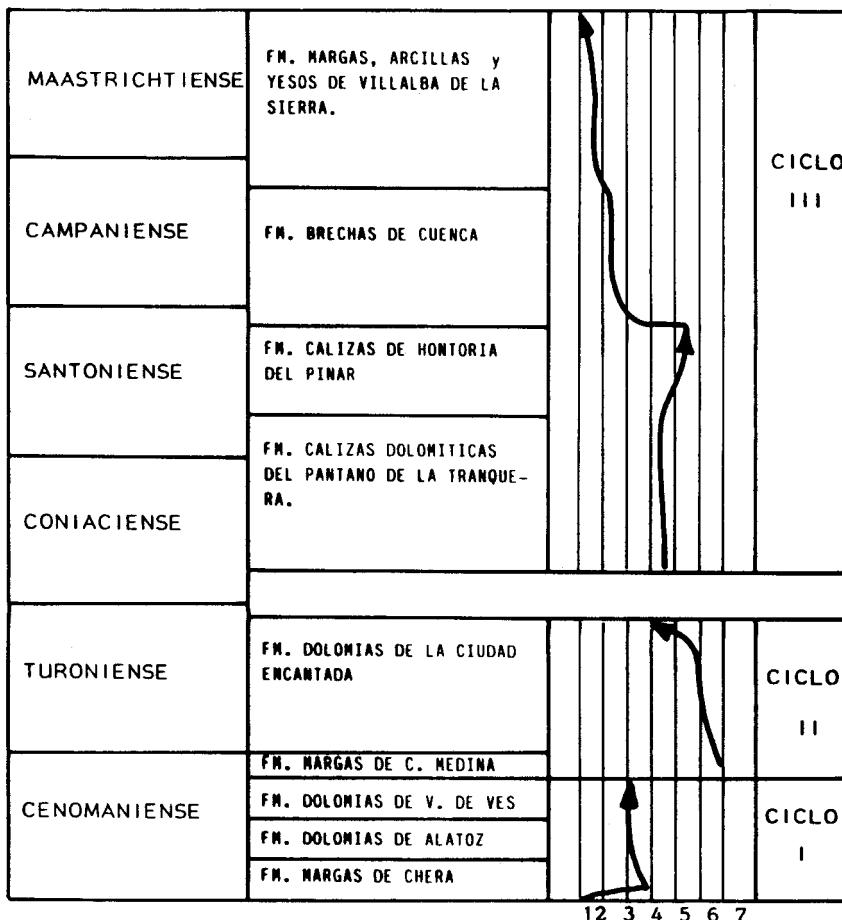


Fig. 5.-Esquema evolutivo de los tres ciclos del Cretáceo superior. 1. Continental, 2. Sebkha, 3. Llanura de mareas, 4. Lagoon, 5. Plataforma interna, 6. Barrera, 7. Plataforma externa.

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 Vés y Margas de Casa Medina, en el Cenomaniano superior, marca una brusca acentuación de las condiciones transgresivas. En el Cenomaniano superior-Turoniano inferior se alcanza el máximo transgresivo, produciéndose una homogeneización y nivelación de la cuenca en la que se instalan ambientes sumareales de plataforma abierta. Durante el Turoniano 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 Turoniano-Coniaciano.

El segundo megacírculo se inicia en el Coniaciano en un breve episodio transgresivo, para a continuación adoptar una tendencia regresiva hasta el Maastrichtiano superior-Paleoceno (ciclo III de la Fig. 5).

La breve etapa transgresiva muestra una evolución desde ambientes 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 compresión alpina, que provoca 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 Bética 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 Garum". Tiene una edad intraecocena 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 algunas macroestructuras existentes en las zonas periféricas del bloque y de microestructuras frágiles.

Las evolución tectónica de la región finaliza con un periodo de tectónica extensional que se extiende desde el Mioceno superior al Cuaternario. SIMÓN (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 pase 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 del 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 las 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 llenarse 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 frias del Cuaternario se manifiestan por la aparición de vertientes regularizadas y valles de fondo plano, y una fase incipiente de incisión lineal evacúa parcialmente los depósitos de vertientes.

5. GEOLOGÍA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

En la Hoja de Fuertescusa no existe ninguna labor minera ni de canteras, salvo pequeñas explotaciones de las calizas del Jurásico y del Cretácico para uso local en la construcción.

5.2. HIDROGEOLOGÍA

La hoja queda situada en su totalidad en la Serranía de Cuenca, con predominio de sedimentos carbonatados. La circulación de aguas subterráneas es fundamentalmente kárstica.

Son muy abundantes los manantiales que drenan los acuíferos principales contenidos en las siguientes formaciones:

- Carniolas y calizas tableadas del Trias superior y Lias. Presentan buena permeabilidad por karstificación e intensa fracturación. El acuífero está limitado en su base por las arcillas y margas del Keuper, y en su techo por las margas de Turmiel.

- Miembro Casinos y Formaciones Carbonatadas de Chelva permeable por fracturación. El acuífero está limitado en su base por las margas de Turmiel y a techo por las arcillas de la Fm. Weald.
- Calizas y dolomías del Cretácico superior, permeables por karstificación, y con su área de recarga muy extensa, que da origen al acuífero más importante de la región.

Es de destacar dentro de la hoja de Fuertescusa (borde oriental) el nacimiento del Río Cuervo, tanto por su interés hidrogeológico como por su interés turístico. La zona de surgencia está en el contacto de las dolomías del Cenomaníense (Fm. Dolomías de Alatoz), y la Fm. Margas de Chera. Esta zona se encuentra cubierta por la masa de calizas travertínicas cuaternarias que producen la dispersión de las aguas dando lugar a un paisaje muy atractivo.

6. BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E.; DÍAZ, M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976).- "Datos paleomagnéticos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española". *Trabajos sobre Neog. y Cuatern.* ITGE, vol. 5, pp. 7-29.
- ALONSO, A., FLOQUET, M., MELÉNDEZ, A. y SALOMÓN, I. (1982). "Camerón-Castilla". En "El Cretácico de España". *Univ. Compl. Madrid*, pp. 345-456.
- ALVARO, M., CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1978).- "Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica". *Acta Geol. Hisp.* Libro Hom. Prof. Solé Sabaris. nº 14, pp. 174-177.
- BEHMEL, H., GEYER, O.F. (1966).- Beitrage sur stratigraphie und palaontologie des Juras von Spanien. Stratigraphie und fossilfuhrung in unterjura von Albarr. *N. JB. Geol. Palaontol. Abh.* ITGE. Vol. 124. pp. 1-52.
- CAPOTE, R., DÍAZ, M., GABALDÓN, V., GÓMEZ, J.J., SÁNCHEZ DE LA TORRE, L., RUÍZ, 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 geológicos mineros.* vol. 5, 2 vol., 240 pp.

FERNANDEZ LOPEZ, S. (1977).- Nuevos datos estratigráficos sobre el Bajociente Inf. en Moscardón (Teruel). *Bol. R. Soc. Esp. Histo. Nat. (Geol.)*, Vol. 75, pp. 45-56.

FLOQUET, M., MELÉNDEZ, A. (1982).- Características sedimentarias y paleogeográficas de la regresión finicretácica en el Sector Central de la Cordillera Ibérica. II Coloquio Estratigrafía y Paleogeografía Cretácico España. Albacete 1982. En prensa en *Cuadernos de Geología Ibérica*, vol. 9. Madrid.

GARRIDO, A. y VILLENA, J. (1977).- "El Triásico Germánico de España: Paleogeografía y su estudio secuencial. *Cuad. Geol. Ibérica*, n° 4, pp. 37.

GEYER, O. (1965).- Betrage zur stratigraphie und palaontolg des jura von otspanien 2 eine korallen-faune ans dem oberjura de Montes Universales Teruel. *N. Jahb. Geol. Palaont. Abh. Madrid*. Tomo 121. N° 3 pp. 219-253.

GINER, J. (1980).- estudio sedimentológico y diagenético de las formaciones carbonatadas del Jurásico de Catalánides Mestrazgo y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. *Tesis Doct. Dto. Geolog. Univ. Barcelona*.

GINER, J. y BARNOLAS, A. (1980).- Las construcciones recifales del Jurásico superior de la Sierra de Albarracín. (Teruel). En prensa.

GÓMEZ, J.J., GOY, A. (1979).- "Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cord. Ibérica". *Est. Geol.* Vol. 35, ppl 569-598.

GOY, A., GÓMEZ, J.J. y YEBENES, A. (1976).- "El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). Unid. litoestratigráficas". *Est. Geol.* V. 32, pp. 391-423.

HINKELBEIN, K. (1969).- "El Triásico y Jurásico de los alrededores de Albarracín (Teruel)". *Rev. Teruel.* N° 41, pp. 36-75. Teruel.

INST. GEOL. MIN. ESP. (1972).- "Mapa Geológico de España escala 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Explicación de la hoja N° 46 (Cuenca)". *ITGE*. Madrid.

JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIVEIRO, A., y CONDE, L. (1974).- "Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares". *ITGE*.pp. 1-113.

MELÉNDEZ 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*, Vol. 83, n° 3, pp. 211-220.
- (1972).- "Memoria explicativa de la hoja nº 539 (Peralejos) del Mapa Geológico de España. E: 1:50.000". *ITGE*. Madrid.
- (1972).- "Memoria explicativa de la hoja nº 564 (Fuertescusa) del Mapa Geológico de España." E: 1:50.000". *ITGE*. Madrid.
- (1972).- "Memoria explicativa de la hoja nº 587 (Las Majadas) del Mapa Geológico de España". *ITGE*. Madrid.
- (1972).- "Memoria explicativa de la hoja nº 610 (Cuenca) del Mapa Geológico de España". *ITGE*. Madrid.
- MELÉNDEZ 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. IGME*. Vol. 83, n° 5, pp. 1-15.
- MELÉNDEZ HEVIA, F., MELÉNDEZ HEVIA, A., RAMÍREZ 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*.
- MELÉNDEZ, A., PARDO, G., PENDÓN, J.G. y VILLENA, J. (1981).- "Las facies terminales del Jurásico en el sector central de la Cordillera Ibérica". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, nº 10. pp. 137-148.
- MELÉNDEZ, A., MELÉNDEZ, F. (1983).- Depositional reconstruction of the Cenomanian-Turonian sedimentary cycle in the "Serranía de Cuenca", (Iberian chain, Central Spain) 4th I. A. S. Eur. Reg. Mtg. Abstr. 111-114. Split 18-20. April 1983.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A., VILAS, L., BRELL, J.M. y BERTOLIN, M. (1971).- "Las series continentales al Este de la Sierra de Altomira". *I. Congreso Hisp. Luso Amer. Geol. Econom.* T. I, secc. I, pp. 357-376.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. y MELÉNDEZ HEVIA, F. (1972).- Nuevos datos sobre el Cretácico Superior-Eoceno de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. y Min. ITGE*, Vol. 83, n° 5, pp. 443-456.
- (1972).- Nuevos datos sobre el Cretácico Inferior en Facies Weald de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. y Min. ITGE*. vol. 83, n° 6, pp. 569-581.

- RIBA, O. (1959).- "Estudio geológico de la Sierra de Albarracín". *C.S.I.C.* Monogr. Inst. "Lucas Mallada". V. 16. pp. 283.
- RIBA, O. y RÍOS, J.M. (1962).- Observations sur la structure Sud-Ouest de la Chaine Ibérique (Espagne)". *Liv. Mém. Prof. P. Fallot. Soc. Geol. France*, Vol. I, pp. 275-290.
- SAENZ GARCÍA, C. (1957).- Observaciones acerca de la extensión de las facies lacustres del Cret. Sup. y del Eoceno a lo largo de la Cordillera Ibérica. *Rev. Las Ciencias. ITGE*. Vol. 22, N° 4.
- SIMÓN, J.L. (1982).- Compresión y distensión alpinos en la Cordillera Ibérica Oriental. *Tesis Doctoral*. Univ. de Zaragoza. 501 pp.
- TRURNIT, P. (1964).- Trias-Machtichkeizen in der Sierra de Albarracín hesperiche ketten (Spanien). *N. Jb. Geol. Palaontol. Mem. ITGE*. Tomo 11, pp. 641-651.
- VIALLARD, P. (1973).- "Recherches sur le cycle Alpin dans la Chaine Iberique Sud-occidentale". *Tesis Doctoral*. Univ. Toulouse. pp. 1-445.
- VILLARD, P. y GRAMBAST, L. (1970).- "Sur l'age post-Stampien Moyen du plissement majeur la Chaine Iberique Castellaine". *C. R. Som. Soc. Bol. Geol. France*, Vol. 1, pp. 1-9.
- VILLENA, J. (1971).- "Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal del Campo". *Tesis Doctoral Univ. Granada*.
- VILLENA, J., RAMÍREZ 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.