



IGME

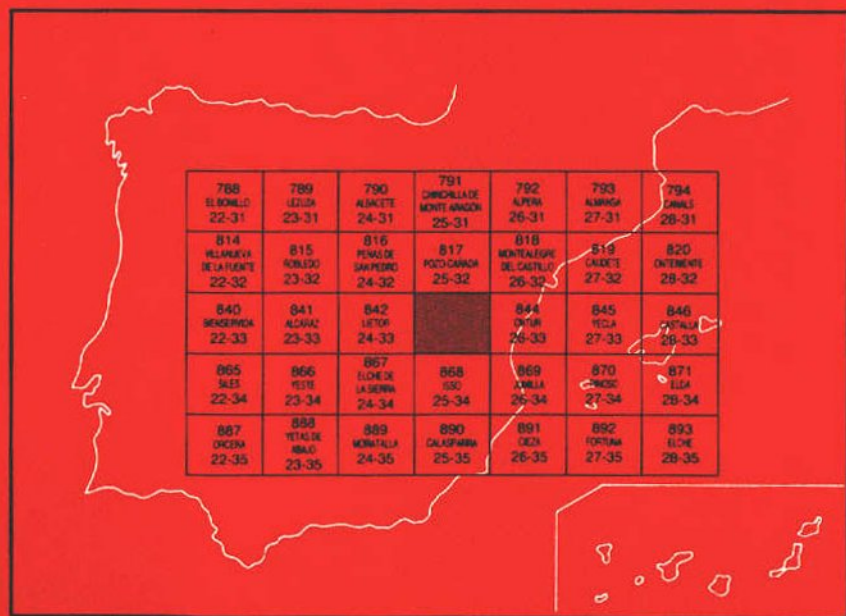
843

25-33

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

HELLIN



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

HELLIN

La presente Hoja y Memoria, han sido realizados por INYPSA con normas, dirección y supervisión del IGME.

AUTORES Y COLABORADORES

CARTOGRAFIA Y REDACCION DE MEMORIA:

E. Elizaga Muñoz
I. C. Gállego Coiduras
A. García de Domingo
F. López Olmedo

ASESORES:

Triásico:

Alfonso Sopena
Depto. Estratigrafía
Facultad de Geológicas
Universidad Complutense de Madrid

Terciario inferior:

Guillermo Gutiérrez
Depto. de Geología
Universidad de Valencia

Jurásico

J. González Lastra
Facultad de Geológicas
Universidad de Oviedo

Mioceno:

J. Calvo Sorando
Depto. de Petrología
Universidad Complutense de Madrid

Cretácico:

C. Arias y L. Vilas
Depto. de Estratigrafía
Facultad de Geológicas.
Universidad Complutense de Madrid

ESTUDIO DE MUESTRAS:

Micropaleontología y Sedimentología.

L. Granados Granados y J. González Lastra

Minerales pesados:

R. Rincón Martínez
Depto. de Estratigrafía.
Facultad de Geológicas. Universidad Complutense de Madrid

DIRECCION Y SUPERVISION DEL IGME:

E. Elizaga Muñoz

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España, existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Estudio sedimentológico, micropaleontológico de dichas muestras.
- Informes sedimentológicos de series.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información.

INDICE

	<u>Páginas</u>
1. INTRODUCCION	7
1.1. SITUACION GEOGRAFICA	7
1.2. SITUACION GEOLOGICA	7
1.4. ANTECEDENTES	9
2. ESTRATIGRAFIA	10
2.1. CARACTERISCIAS GENERALES	10
2.1.1. Triásico	10
2.1.1.1. Calizas, calizas margosas y dolomías (TG ₂)	10
2.1.1.2. Arcillas rojas y yesos (TG ₃ ^{ay})	12
2.1.1.3. Dolomías tableadas (TG ₃ ^d)	12
2.1.2. Jurásico	13
2.1.2.1. Dolomías y calizas dolomíticas (J ₁₋₂ ¹)	15
2.1.2.2. Yesos blancos (Y)	15
2.1.2.3. Dolomías, calizas dolomíticas y/u oolíticas con intercalaciones de margas verdes y rojas (J ₁₋₂ ²)	15
2.1.2.4. Dolomías y calizas dolomíticas masivas (sector occidental (J ₁₋₂ ³)	16
2.1.2.5. Calizas nodulosas con ammonites (J ₃₁ ³)	16

2.1.2.6.	Calizas y margo-calizas (Jc_{31-32}^{3-2})	17
2.1.2.7.	Margas, calizas arenosas y arcillas con yesos (Jm_{31-32}^{3-2})	18
2.1.2.8.	Margas amarillas y margo-calizas. Ocasionalmente calizas nodulosas con ammonites (J_{31-32}^{3-2})	19
2.1.2.9.	Calizas oolíticas y pisolíticas (Jo_{32}^2)	19
2.1.2.10.	Dolomías ocreas a veces con fantasmas de pisolitos (Jd_{32}^2)	20
2.1.3.	Cretácico	20
2.1.3.1.	Arcillas rojas y verdes, areniscas. Facies «Weald» ($Cw_{14} - C_{15}^1$)	21
2.1.3.2.	Dolomías (C_{15})	21
2.1.3.3.	Conglomerados, arenas y arcillas versicolores Facies «Utrillas» (C_{16})	22
2.1.3.4.	Dolomías, limos dolomíticos y margas verdes (C_{21}, C_{21-22}, m)	22
2.1.3.5.	Calizas con Lacacinas y «Cailleux noires» (C_{23-24})	23
2.1.3.6.	Areniscas calcáreas, arcillas y arenas versicolores con eventuales niveles de calizas (C_{25-26})	24
2.2.	TERCIARIO. CONSIDERACIONES GENERALES	24
2.2.1.	Mioceno	25
2.2.1.1.	Areniscas cuarcíticas y arcillas en ocasiones con yesos (Tsa_{11-12}^{Ba-Ba})	25
2.2.1.2.	Biocalcarenitas (Tc_{12-11}^{Ba2-Bb})	27
2.2.1.3.	Conglomerado poligénico, areniscas y arcillas naranjas ($Tcg_{11}^{Ba1-Bb2}$)	28
2.2.1.4.	Biocalcarenitas (Tc_{12-11}^{Bb-Bc})	28
2.2.1.5.	Margas blancas y margas con yesos ($Tm_{12}^{B2}, Tmy_{11}^{B2}$)	29
2.2.2.	Mioceno superior-Plioceno	30
2.2.2.1.	Calizas con gasterópodos (Tc_{12}^{Bc})	30
2.2.2.2.	Conglomerado poligénico y arcillas rojas con intercalaciones calcáreas (Tcg_{c12-2}^{Bc1-B})	31
2.2.2.3.	Calizas y margas grises (Tc_{c12-2}^{Bc2-B})	31
2.2.2.4.	Conglomerados, areniscas, limos, margas y yesos ($Ts_{c12-2}^{Bc1-B}, Tm_{c12-2}^{Bc1-B}$ y Ty_{c12-2}^{Bc1-B})	31
2.2.2.5.	Margas con intercalaciones de pequeños niveles calcáreos (Tm_{c12}^{Bc2})	32
2.2.2.6.	Calizas arcillosas, tobas y travertinos (Tc_2^B)	32
2.2.2.7.	Conglomerados y areniscas rojas ($Tcg_2 - Q_1$)	33
2.3.	CUATERNARIO	33
2.3.1.	Coluvión antiguo ($Q_{1-2}C$)	33
2.3.2.	Holoceno	33
2.3.2.1.	Mantos de arroyada difusa, abanicos aluviales conos de deyección y playas (Q_2Ma-Ab, Q_2Cd, Q_2Pl)	33
2.3.2.2.	Cubetas de decalcificación (Q_2Cu)	34
2.3.2.3.	Depósitos de pie de talud y coluvial (Q_2C)	34

	<u>Páginas</u>
2.3.2.4. Aluvial, limos de inundación y terrazas (Q ₂ Al, Q ₂ Li, Q ₂ T)	34
2.3.2.5. Aluvial-Coluvial (Q ₂ Al-C)	35
2.3.2.6. Costras carbonatadas (Q ₂ K)	35
2.3.2.7. Eluvial (Q ₂ E)	35
2.3.2.8. Dunas (Q ₂ D)	35
3. TECTONICA	36
3.1. CARACTERISTAS GENERALES	36
3.2. DOMINIOS ESTRUCTURALES	38
3.2.1. Sector del Madroño-Albatana	38
3.2.2. Sector oriental de Hellín (Sierra del Pino)	38
3.2.3. Sector Sierra de Huerta-Sierra de los Buhos	39
3.2.4. Sector de Talave-Muela de Peñarubia	39
3.3. EDAD DE LAS DEFORMACIONES	40
4. HISTORIA GEOLOGICA	43
5. GEOLOGIA ECONOMICA	46
5.1. MINERIA	46
5.2. CANTERAS	46
5.3. HIDROGEOLOGIA	46
6. BIBLIOGRAFIA	47

1. INTRODUCCION

1.1. SITUACION GEOGRAFICA

La Hoja 843 (25-33) de Hellín se encuentra situada al sur de la provincia de Albacete.

Se trata de una región de relieve alto a medio con cotas que sobrepasan los 1.000 m. El Madroño (1.051 m.) constituye la máxima elevación de la zona, oscilando la cota media sobre los 700 m. Hacia el sur disminuye la altitud, si bien las características geográficas de sierras aisladas separadas entre sí por suaves depresiones, imprimen un carácter paisajístico muy peculiar en toda la zona.

El clima se caracteriza por inviernos fríos y veranos calurosos, con precipitaciones escasas. La red fluvial muy escasa, queda reducida a pequeños arroyos de caudales efímeros.

1.2. SITUACION GEOLOGICA

Resulta difícil establecer un encuadre geológico exacto de la Hoja objeto del presente estudio, por tratarse de una región donde coexisten unidades importantes fundamentalmente estructurales (Ibérica y Prebética) que impiden una adscripción clara y precisa (Fig. 1).

C. ARIAS (1978) en su tesis doctoral hace referencia a esta problemática. Expone claramente las opiniones de los distintos autores, desde BLUMENTHAL (1927), hasta los trabajos de JEREZ MIR (1973), y AZEMA et al. (1975), pasando por los de FOURCADE (1970), y CHAMPETIER (1972) y en los que se pone de manifiesto distintas tendencias tanto de tipo estructural como paleogeográfico principalmente.

SITUACION DE LA ZONA ESTUDIADA EN EL CONTEXTO GEOLOGICO
DE LAS CORDILLERAS BETICAS.

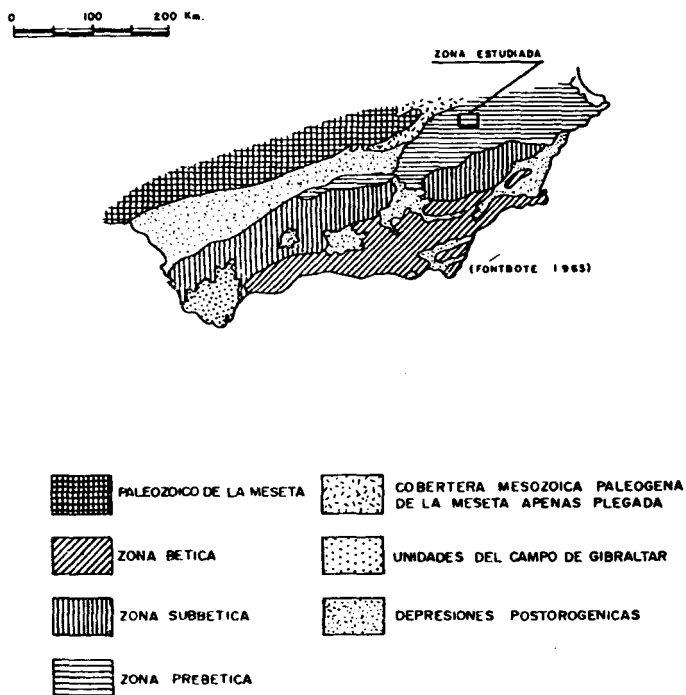


FIGURA N.º 1

ARIAS (1978) desde el punto de vista estructural, asocia la región a las zonas externas de las cordilleras Béticas, mientras que en cuanto a facies la identifica con la cordillera Ibérica, aunque con caracteres propios. La paleogeografía estaría relacionada con las dos cadenas y además con la meseta, justificándose así las características sedimentarias tan particulares de esta zona.

JEREZ MIR, L. (1973) hace un profundo estudio sobre la sistemática de las unidades del Prebético, en el ámbito más septentrional. Al fijar los límites de éste, no encuentra problemas en el sector occidental donde queda claramente separado de la meseta, mientras que considera "difícil y relativamente artificial, la separación entre el Prebético más oriental y la cordillera Ibérica". El mismo autor habla de un dominio estructural que denomina "Beti-Ibérico", donde las alineaciones han sido giradas, motivadas por movimientos horizontales del basamento. Desde el punto de vista litoestratigráfico, en el Prebético externo las series son similares a la cordillera Ibérica.

De lo expuesto se deduce que en esta área, existe una analogía en cuanto a las facies del Prebético externo con las de la cordillera Ibérica y que sólo a nivel estructural sería posible establecer una cierta diferenciación.

1.3. ANTECEDENTES

Son muchos los autores, ya desde principios de siglo, que han estudiado las cordilleras Béticas y posteriormente las zonas más septentrionales de éstas (Prebético) así como sus relaciones con la cordillera Ibérica.

Los trabajos más clásicos son los de BLUMENTHAL (1927); BRINKMAN (1935), y FALLOT (1945). Posteriormente y hasta la década de los setenta se llevan a cabo investigaciones en zonas menos extensas y en tramos más acotados. Es precisamente en dicha década cuando se produce un nuevo impulso en los trabajos regionales, FOURCADE (1970), y JEREZ MIR, L. (1973), los más completos y detallados hasta entonces existentes. Paralelamente se llevan a cabo estudios de carácter hidrogeológico SANCHEZ DE LA TORRE (1974); GARCIA RODRIGO Y PENDAS (1971), y RODRIGUEZ ESTRELLA (1977), así como estudios en temas más específicos en el Jurásico y Cretácico, tanto en esta área como en zonas próximas, ARIAS (1975); LINARES (1976); ARIAS y FOURCADE (1977); ARIAS (1978); ARIAS; ELIZAGA, y VILAS (1978), y ELIZAGA (1980) o del Terciario CALVO et al. (1978); CALVO (1978); USERA et al. (1979), y CALVO et al. (1979).

No hay que olvidar trabajos regionales en áreas adyacentes, CHAMPE-TIER (1972), y AZEMA (1977), y la síntesis sobre las zonas externas de las cordilleras Béticas llevadas a cabo por la Universidad de Granada (1979).

Por último es de destacar la confección del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente y la realización del M. A. G. N. A. Escala 1:50.000, de zonas próximas que ayudan sin duda alguna al esclarecimiento de problemas planteados tanto de índole estratigráfico como estructural.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. CARACTERISTICAS GENERALES

Aparecen representados materiales de edad diversa, desde el Mesozoico hasta el Cuaternario.

La mayor representatividad la tiene el Jurásico calcáreo que constituye la casi totalidad de las alineaciones montañosas (sierras).

El Cretácico, escasamente representado, aflora en la parte oriental de la Hoja y a grandes rasgos está definido por un:

- Cretácico inferior, detrítico con alguna intercalación dolomítica local.
- Cretácico superior, carbonatado (calizas y dolomías) con representatividad en la parte oriental de la Hoja.

El Paleógeno no aflora y el Neógeno aparece formado por un Mioceno marino y un Mioceno superior-Plioceno continental de carácter postorogénico.

El Cuaternario, muy bien desarrollado en toda la Hoja, recubre y enmascara los materiales más antiguos terminando de configurar las características geológicas regionales.

2.1.1. Triásico

Sus afloramientos corresponden a manifestaciones diapíricas aisladas o alineaciones tectónicas definidas por lo que resulta difícil establecer las características estratigráficas del sistema. Sin embargo, paralelamente a esta Hoja se ha realizado un estudio regional con objeto de ubicar, de manera general, estos sedimentos. Su síntesis se ha representado en la figura 2.

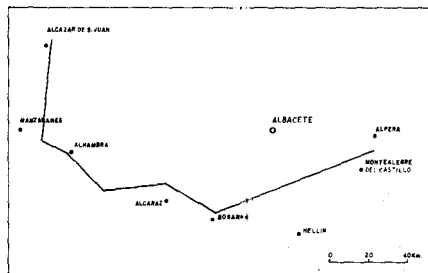
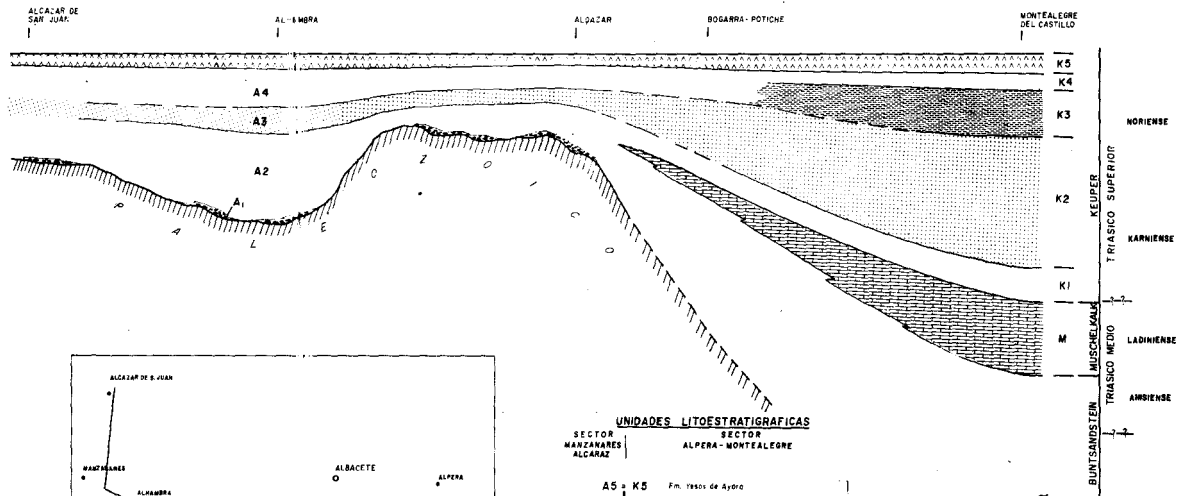
En la cartografía se han distinguido las siguientes unidades:

2.1.1.1. Calizas, calizas margosas y dolomías (TG₂)

Muy mal representada esta unidad, sus afloramientos quedan restringidos a dos pequeñas manchas asociadas a fenómenos de diapirismo, una en las cercanías de Santiago de Mora y otra junto a las Casas de Ochea al sur de la Hoja.

Se presentan estos materiales en facies "Muschelkalk" y el espesor observado es irreal por lo que resulta aventurado estimar su potencia. Este conjunto litológico tan poco representativo no aporta fauna característica, observándose a microscopio dudosas sombras de *Lamelibranchios*, *Equinodermos*, *Ostrácodos* y *Lagénidos*. Sin embargo y por sus facies esta unidad es correlacionable con los materiales triásicos de las vecinas Hojas de Lietor y Montealegre del Castillo.

ENSAYO DE CORRELACION Y DISTRIBUCION DE LAS UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS



UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS

SECTOR
MANZANARES
ALCAZAR

SECTOR
ALPARRA - MONTEALEGRE

- | | |
|---------|----------------------------------|
| A5 = K5 | Fm. Yesos de Ayuda |
| A4 = K4 | Fm. Arcillas yesíferas de Guesac |
| A3 = K3 | Fm. Arcillas de Cofrentes |
| A2 = K2 | Fm. Areniscas de Manol |
| A1 = K1 | Fm. Arcillas y yesos de Jorofuel |
| M | Muschelkalk |

GRUPO VALENCIA
(Según Ori: 1973)

FIGURA N.º 2

2.1.1.2. Arcillas rojas y yesos (TG₃^{av})

Representa la facies "Keuper". Existe una variabilidad del contenido en arcilla y sales, fluctuando de unos puntos a otros de forma difícil de controlar.

Dado que sus afloramientos están condicionados por la tectónica bien en forma de diapiros o alineaciones, no se puede hablar del espesor de la unidad, ni de su posición exacta.

En Santiago de Mora, Tobarra, Albatana y Hellín son observables las características anteriormente citadas manifestándose tanto por su geometría en planta como por el contacto con los materiales suprayacentes, el carácter halocinético de estos materiales.

2.1.1.3. Dolomías tableadas (TG₃^d)

Al sur de Hellín (Casas de Ochea) y a la salida de Tobarra en dirección a Cordovilla se aprecia, por encima de los yesos rojos y blancos en facies Keuper, una sucesión en tránsito gradual con la unidad salina infrayacente.

Este tránsito se realiza por medio de unas margas y margo-calizas de color amarillento, muy típicos y de pocos metros de espesor (3-4 m.) de gran continuidad regional (ELIZAGA, E. 1980).

Por encima se desarrolla un conjunto dolomítico, bien estratificado y de color gris formado por intramicritas en los superiores. El espesor observable es de 25 m.

En las proximidades de Casas de Ochea se ha levantado una columna observándose la siguiente sucesión de materiales:

- muro: yesos blancos y rojos
- 3 m. de margas claras con algún nivel calcáreo
- 2,5 m. de dolomías, calizas y margas dolomíticas en ciclos de 0,3 a 0,5 m.
- 4,5 m. de dolomías en capas de 0,5 a 0,25 m.
- 15 m. aproximadamente de dolomías en capas de 0,2 a 0,4 m. con laminación paralela cruzada, frecuentemente bimodal y contactos erosivos entre las capas.

Esta formación es de características similares a la "Formación Dolomías tableadas de Imon", definida por GOY et al. (1976) para la cordillera Ibérica. ELIZAGA, E. (1980) denuncia la presencia de este nivel dolomítico al sur de la Meseta y al norte del Prebético; efectivamente, se detecta en Montealegre del Castillo con características semejantes, por lo que se deduce que se trata de una unidad bastante constante, de extensión regional y que está presente en el Prebético externo si bien no es visible la mayoría de las veces por mecanismos tectónicos.

Sedimentológicamente los niveles basales parecen corresponder a facies intermareales con ciclos característicos, en los que se encuentran acumulaciones de tormentas representadas por bancos de caliza de 12 a 15 cm. formados por intraclastos arrancados de la zona supramareal, alternando con calizas y margas que denuncian el funcionamiento normal de una llanura microma-

real. Las dolomicritas suelen presentar estructuras de corriente de bajo régimen de flujo.

La zona intermareal inferior está formada por dolomicroesparita con interclastos (10-15 por 100) con laminación "flaser" y porosidad de disolución de yeso.

Los tramos superiores, presentan estratificación cruzada, bimodalidad que indican unas condiciones de medio submareal a intermareal.

Esta unidad representa el tránsito del Triásico superior al Jurásico siendo muy difícil la precisión en los límites debido, por una parte, a la falta de serie y por otra a la ausencia de otro tipo de criterio que permitan la separación. GOY et al. (1976) incluyen esta "Formación dolomías tableadas de Imon" en el Trías superior.

2.1.2. Jurásico. Características generales

Aparece ampliamente representado en toda la Hoja. A grandes rasgos se diferencia un conjunto inferior dolomítico (Lías-Dogger) y otro superior calizo-margoso a veces cargado en terrígenos (área occidental de la Hoja), correspondiente al Malm.

Las dataciones de las unidades del conjunto (Lías-Dogger) resultan difíciles de realizar ya que no existen argumentos paleontológicos claros para establecer su edad. No ocurre así con los materiales del Malm, separados claramente del Dogger, por un "hard-ground". En él, dentro del conjunto calizo-margoso, se diferencian una serie de unidades ricas en fauna y perfectamente datadas.

Las unidades diferenciadas en la cartografía coinciden en parte con las formaciones utilizadas en el Estudio Hidrogeológico Cazorla-Hellín-Yecla. (IGME-IRYDA 1971) y las definidas por GOMEZ et al. (1979) cuya posible equivalencia se adjunta en el Cuadro n.º 3 siguiente.

Los materiales atribuidos al Lías-Dogger presentan facies en general bastante constantes, pero hacia el S, se hacen patentes importantes cambios laterales tanto en espesor como facies; así la unidad $J_{1,2}$, contiene intercalaciones de arcillas verdes y rojas en la zona del Talave terminando en unas **dolomías masivas muy semejantes a las de la unidad superior.**

El Dogger ($J_{1,3}$) de naturaleza dolomítica y gran extensión superficial, experimenta un gradual aumento de espesor hacia el W, a la vez que intercala en su serie pequeños niveles calcáreos y oolíticos de espesor diferenciable. Hacia el sur (Hoja de Isso) las características litológicas de las dolomías siguen conservándose, si bien existen pequeñas variaciones en cuanto a la composición textural, presentando cantos cuarcíticos, así como intercalaciones arenosas en la masa dolomítica.

El Malm, litológicamente calizo-margoso presenta lateralmente hacia el S y W importantes variaciones. Así las calizas nodulosas del Oxfordiense superior no siempre aparecen, e incluso hacia la parte occidental, no se llegan a depositar (FOURCADE, 1970, y JEREZ MIR, 1973). Las margas de ammonites piritosos pueden llegar a confundirse con la unidad suprayacente, además de no estar presentes en determinados sectores (FOURCADE, 1970).

Correlación entre formaciones del Jurásico en el Prebético externo y la cordillera Ibérica

PREBÉTICO EXTERNO				CORDILLERA IBÉRICA (GÓMEZ et al 1979)			
ESTUDIO HIDROGEOLÓGICO CAZORLA – HELLÍN – YECLA			HELLIN (843)				
EDAD		FORMACIÓN	UNIDAD CARTOGRAFICA		FORMACIONES		EDAD
MALM	KIMMERIDGIENSE PORTLANDIENSE	CABAÑAS	LAGUNA ESTRATIGRÁFICA				KIMMERIDGIENSE PORTLANDIENSE
		GALLINERA	Jo ² ₃₂	Jd ² ₃₂	CALIZAS CON ONCOLITOS DE HIGUERUELAS		
		LORENTE	Jc ³⁻² ₃₁₋₃₂	Jm ³⁻² ₃₁₋₃₂	RITMITA CALCÁREA DE LORIGUILLA		
	OXFORDIENSE SUPERIOR		J ³ ₃₁		MARGAS DE SOT DE CHERA		
	DOGGER		CHORRO	J ³ ₁₋₃		Mb. CALIZAS CON ESPONJAS DE YATOVA	F.m. CARBONATADA DE CHELVA
CAPA DE OOLITOS FERRUGI- NOSOS DE ARROYO FRÍO							
MB. CAL. NODUL. CASINOS							
LIAS	COLLERAS	J ² ₁₋₂		GRUPO ABLANQUEJO + GRUPO RENALES		LIAS	
	MADROÑO						
	CARRETAS	J ¹ ₁₋₂					

CUADRO 3

Las calizas oolíticas y pisolíticas que constituyen el nivel superior (Jo_{32}^2) pasan gradualmente a dolomías con fantasmas pisolíticos que terminan por desaparecer, convirtiéndose en dolomías masivas cada vez con mayor espesor (Hoja de Iiso).

Por encima y discordantes aparecen las facies detríticas del Cretácico inferior, existiendo una laguna estratigráfica hasta el Barremiense, momento en que de nuevo se inicia la sedimentación del Cretácico.

2.1.2.1. *Dolomías y calizas dolomíticas ($J_{1,2}^1$)*

Se trata de la unidad basal jurásica. Está formada por una monótona serie calco-dolomítica (dolointramicrocritas y dolomicritas) a veces con yesos (Morrones de Albatana). Hacia la parte superior se observa un aumento en dolomías y morfológicamente a techo destaca una dolomía masiva. Estas características son observables en la falda meridional del Madroño donde existe continuidad estratigráfica hasta el Dogger.

Por correlación con otras zonas (Hoja de Montealegre) se atribuye a esta formación una edad Lías inferior-medio, siendo el equivalente de la "Fm Carretas" del Estudio Hidrogeológico de Cazorla-Hellín-Yecla (IG-ME-IRYDA 1971).

El conjunto parece corresponder a depósitos de tipo supramareal, con precipitación de sales y fangos dolomíticos con una marcada subsidencia.

2.1.2.2. *Yesos blancos (Y)*

A techo de las dolomías anteriores, se observa un nivel no muy potente (3 ó 4 m.) de yesos blancos sólo visible en el Madroño. Por datos de sondeos es presumible que lateralmente desaparezca, puesto que en muchas zonas aparecen en contacto directamente las dos unidades dolomíticas ($J_{1,2}^1$ y $J_{1,2}^2$).

2.1.2.3. *Dolomías, calizas dolomíticas y/u oolíticas con intercalaciones de margas verdes y rojas ($J_{1,2}^2$)*

Es el tramo inmediatamente inferior a las dolomías del Dogger. Se trata de una unidad muy característica formada por micritas e intramicritas, ooesparitas y dolomicritas con abundantes restos de *Lamelibranchios*, *Gasterópodos*, *Ophthalmidiidos*, *Lagénidos*, *Lituólidos*, *Eggerella*, *Favreina*, *Frondicularia*, *Havran* aff. *amiji*, *Lenticulina*, *Gaudryna*, *Epistomina* y *Vidalina martana*. Su espesor debe ser del orden de los 50 m.

Frecuentemente se observan delgadas intercalaciones de margas verdes y grises en los niveles calcáreos (falda meridional del cerro Tomillo). A techo y en la carretera al embalse del Talave existen arcillas rojas intercaladas y dolomías masivas que representan un cambio lateral de los niveles calcáreos aflorantes en la sierra Huerta o al sur de la sierra de los Navajuelos.

En la Hoja de Iiso, en el paraje conocido como loma Fajarde, las características son las mismas que en la sierra del Talave.

Se atribuye a esta unidad y en base a la correlación con el trabajo de otros autores (PENDAS, 1971, y JEREZ MIR, 1973) una edad Lías medio-superior quedando el límite con el Dogger impreciso, a falta de argumentos paleontológicos claros.

2.1.2.4. *Dolomías y calizas oolíticas masivas (sector occidental) (J_{1-3}^3)*

Esta unidad, bastante característica está formada por una serie monótona de dolomías romboédricas que constituyen la mayoría de las veces las alineaciones montañosas de la Hoja.

Se trata de un conjunto dolomítico de origen secundario cuya textura es observable a visu. En campo presentan un color gris-rojizo y una estratigrafía masiva de fácil identificación. Su espesor debe ser próximo a los 200 m.

Hacia el sur-oeste se produce un gradual aumento en espesor, así como intercalaciones de calizas y calizas oolíticas que lateralmente desaparecen por dolomitización (sierra de Peña Losa).

Es de destacar a techo de toda esta formación la presencia de un marcado "hard-ground", presente a nivel regional. Se atribuye al Dogger esta unidad en base a los siguientes criterios:

- 1) Hallazgo de *Gregoryceras* sp., encontrado por JEREZ MIR (comunicación oral, 1981) en la Hoja de Elche de la Sierra.
- 2) Presencia en las calizas de la sierra de Peña Losa de *Nautiloculina*, *Trocholina* y *Glomospira*, microfacies que hacen suponer una edad Bathoniense. Este afloramiento es de suma importancia en el área ya que es el único en que la microfauna se presenta clara y más precisa.
- 3) Correlación clásica con trabajos regionales (FOURCADE, 1970; GARCIA RODRIGUEZ Y PENDAS, 1971; JEREZ MIR, 1973-1980).

De todo ello se deduce que:

- El Dogger parece estar representado por esta unidad por lo menos hasta el Bathoniense.
- El citado "hard-ground" podría ser equivalente a los niveles oolíticos ferruginosos de la cordillera Ibérica (GOMEZ et al., 1979), faltando el Calloviense y el Oxfordiense inferior, ya que por encima de la costra ferruginosa aparecen niveles calizos, bien datados del Oxfordiense superior.

2.1.2.5. *Calizas nodulosas con ammonites (J_{31}^3)*

Directamente sobre la costra ferruginosa del Dogger se desarrolla un conjunto calcáreo de aspecto noduloso, muy rico en fauna y de color beige y rosado en el que son frecuentes delgadas intercalaciones arcillosas así como pequeños niveles de calizas oolíticas.

Se ha encontrado *Braquiópodos*, *Belemnites*, *Lamelibranchios*, etc. Los *Ammonites* son muy abundantes y sin duda alguna resultan característicos de esta formación, permitiendo una rápida y fácil identificación de este tramo en el campo. Su edad es Oxfordiense superior.

JEREZ MIR (1973) cita la presencia de *Divisosphinctes* cf. *bifuscatus* (Qu), *Ochetoceras canaliculatus* (Buch), *Divisosphinctes elisabethae* (Del Riaz), *Soberviceras tortisulcatum* (D'Orb), *Divisosphinctes bifurcatus* (Qu) y *Ortosphinctes paligyratus* (Qu).

Sin embargo y a pesar de tratarse de una unidad bastante generalizada a nivel regional tanto en facies como en espesor (15-20 m. aproximadamente), en la Hoja de Hellín no aflora en todos los puntos, e incluso su potencia se va reduciendo hacia el W y SW ya fuera de la Hoja como consecuencia de la influencia de la Meseta que condicionaría la sedimentación en esa área. Este hecho se acentuará durante el Kimmeridgiense condicionando también la sedimentación en ese período.

Resulta difícil de precisar la evolución horizontal, de esta unidad calcárea que, aunque aflora en numerosos puntos, lo hace con espesor muy reducido. Más al sur en la Hoja de Isso y Elche de la Sierra no existen afloramientos apoyándose directamente el Kimmeridgiense sobre las dolomías del Dogger (JEREZ MIR, 1973 y 1980).

En el sector de la Muela de Peñarubia, ocurre algo semejante, donde se encuentra, la serie calizo-margosa de la unidad superior, en contacto directo con las dolomías infrayacentes.

2.1.2.6. Calizas y margo-calizas (Jc_{31-32}^{3-2})

Es una de las unidades más características de la serie Jurásica. Aparece definida por una alternancia bastante constante de calizas y margo-calizas de color beige claro, estratificadas en bancos de 0,20 m. a 0,50 m. correspondiendo generalmente a micritas y biomicritas, con un aumento del espesor de las capas a techo de la serie.

Se encuentra bien representada esta formación en el ángulo SE de la Hoja en las proximidades de la Cueva de la Manga, así como en la falda septentrional del Madroño.

Frecuentemente presentan nódulos ferruginosos y los ammonites son escasos. La microfauna es abundante (*Lamelibranchios*, *Miliólidos*, *Equinodermos*, *Lenticulina*, *Glomospira*, *Lagenidos*, *Spirillina*, *Nodophthalmidium*, *Ammodiscus*, *Nodosaria*).

La edad de estos materiales es de Kimmeridgiense inferior-medio. No obstante, los tramos basales pueden presentar a veces un nivel margoso de poco espesor, con restos piritizados correlacionables con las margas del Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior, que afloran en los alrededores de Hellín o más al norte, en la Hoja de Montealegre del Castillo. Otras veces, directamente se apoya, este, conjunto calizo-margoso del Malm, sobre las calizas nodulosas del Oxfordiense hecho que se pone de manifiesto en las Hojas de Isso y Elche de la Sierra. Su potencia disminuye hacia el NW, cargándose de terrígenos, pasando de los 150 m. a órdenes de 20 a 50, por lo que se ha separado en la cartografía de la unidad descrita a continuación.

2.1.2.7. Margas, calizas arenosas y arcillas con yesos (Jm_{31-32}^{3-2})

Lateralmente y hacia el W (alrededores de Hellín), la unidad anterior a la vez que presenta el aumento en terrígenos, desaparecen las facies calcáreas que caracterizan el Kimmeridgiense inferior. Aproximadamente al W del meridiano de Hellín-Tobarra aparecen depósitos margosos con intercalaciones calcáreas bastante arenosas y margas arcillosas, que se ven incrementadas en detríticos en dirección N y NW.

En las afueras de Tobarra, al norte del cementerio, existen unos afloramientos de margas arcillosas y niveles calco-margosos ricos en detríticos que contienen restos vegetales, yesos y además han proporcionado *Textularia*, *Astacalus*, *Gaudrina*, *Saracenia*, *Crinoides*, *Sérpula*, *Radiolarios*, *Ammodiscus*, *Plectofrondicularia*, *Lenticulina*, *Trochamina*, *Haplophragmoides* y *Pálmula* además de *Equínidos*, *Lamelibranquios* y *Ostrácodos*.

Al oeste, en las sierras del Romeral y Peñarrubia, junto a los pozos del Boquerón se observan facies más terrígenas. En la carretera a Lietor a poca distancia de la estación de bombeo citada se observa la siguiente sucesión:

- muro: no visible
- 5 m. de areniscas y limolitas
- 0,4 m. de dolomías arenosas
- 2,7 m. de areniscas y limolitas finamente estratificadas con bioturbación vertical
- 5,9 m. dolomías arenosas amarillas en capas de 0,15 a 0,30 m. con intensa bioturbación.
- 7,5 m. de areniscas amarillentas con niveles calcáreos en la base
- 8 m. aproximadamente de calizas, areniscas y limolitas en ciclos con carbonatos en la base y finos a techo.
- 3,3 m. de calizas y areniscas
- 5,5 m. de areniscas calcáreas y limolitas margosas
- 5,3 m. alternancia de areniscas y calizas arenosas con intercalaciones de limolitas a techo
- techo: falla

Estos niveles han proporcionado *Gasterópodos*, *Lamelibranquios*, *Equinodermos*, *Ostrácodos*, además de *Gaudryna*, *Thaumatoporella*, *Nautiloculina oolítica*, *Conicospirillina bassilensis*, *Haplophragmoides* y *Everticyclamina*.

El espesor de esta unidad es muy irregular además frecuentemente a techo se encuentra una superficie erosiva sobre la que descansan las facies detríticas del Cretácico inferior.

A grandes rasgos la edad para esta unidad Jm_{31-32}^{3-2} parece ser Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior y medio basal, no encontrándose en la Hoja zona alguna donde pueda ser observada la totalidad de la serie, ya que causas tectónicas o recubrimientos cuaternarios imposibilitan la obtención de la serie completa así como su interpretación sedimentológica.

La distribución general de facies durante el Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior obedece al condicionamiento paleogeográfico creado

en la zona nor-occidental al E del paralelo de Hellín, con continuación hacia el norte y oeste en forma de cabo. Esto motivaría en determinadas zonas la no deposición durante el Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior y que en algunos puntos sólo se encuentre el Kimmeridgiense medio basal, mientras que en otros más al E. exista una continuidad sedimentaria desde el Oxfordiense superior. La parte nor-occidental permanecería emergida, encontrándose el tránsito hacia occidente, representado por terrígenos únicamente, como ocurre en la Hoja de Pozo Cañada (SE de Campillo de las Doblas) (ELIZAGA, E. 1980).

Sedimentológicamente parece obedecer a depósitos que evolucionan en la vertical a sedimentos de plataforma (submareales) con tendencia a intermareal y supramareal en dirección W sometidos a la acción del oleaje. Las zonas más distales corresponderían a depósitos de plataforma interna que lateralmente pasarían a sedimentos de llanura de marea, localmente a sebas con deposición de finos y sales, y llegada de aportes vegetales.

2.1.2.8. *Margas amarillas y margo-calizas. Ocasionalmente calizas nodulosas con ammonites* (J₃₁₋₃₂³⁻³)

Esta unidad ha sido diferenciada cartográficamente debido a que con frecuencia y por causas tectónicas, en zonas de escamas, aparecen pinzados y laminados materiales del Oxfordiense superior-Kimmeridgiense medio entre las dolomías del Dogger.

Se trata de unos niveles de comportamiento plástico que facilitan el deslizamiento de las capas más competentes (dolomías y calizas) de ahí el hecho de encontrarlos fácilmente asociados en zonas de tectónica compleja.

La diferenciación estratigráfica resulta complicada por lo que se incluye a toda esta heterogeneidad litológica, dentro del mismo epígrafe.

2.1.2.9. *Calizas oolíticas y pisolíticas* (Jo₃₂²)

Sus afloramientos se localizan en el ángulo NE de la Hoja, y más concretamente en la falda septentrional del Madroño, donde están cobijados por las dolomías del Dogger.

Se trata de calizas masivas (intramicritas y ooesparitas) grisáceas con oolitos y pisolitos y un espesor de 15 a 20 m. aproximadamente. Lateralmente y hacia el sur pasan a dolomías ocres donde se reconocen fantasmas de pisolitos, mientras que al oeste no existen afloramientos bien por erosión o porque no llegaron a depositarse como consecuencia de la paleogeografía del sector.

La microfauna que contiene es característica del Kimmeridgiense (A/*veosepta*, *Everticyclamina*, *Nautiloculina*, *Pseudocyclammina*, *Textularia*, *Conicospirulina bassiliensis* y *Nautiloculina oolítica*). Por correlación con otras zonas (Fuente Alamo) y trabajos de distintos autores (FOURCADE 1970, JEREZ MIR 1973 y ARIAS 1978) se le atribuye una edad "Kimmeridgiense medio".

Sedimentológicamente corresponden a barras oolíticas situadas entre una zona de lagoon y el mar abierto que temporalmente podrían poner en comunicación ambos dominios.

2.1.2.10. *Dolomías ocreas a veces con fantasmas de pisolitos (Jd₃₂²)*

Como anteriormente se ha expuesto, corresponden al cambio lateral que la unidad infrayacente, experimenta hacia el sur.

El espesor de estas dolomías es muy variable, llegando a detectarse más de 100 m. en el ángulo SE de la Hoja (Casas Altas de Vilches). De todos modos y aunque la potencia de la formación aumenta hacia el sur, no se puede hacer una estimación real de ella ya que la presencia de depósitos del Cretácico inferior, en discordancia erosiva, impiden el reconocimiento del espesor real sedimentario.

Este hecho se observa en varios puntos. Así en la parte oriental del cerro Tomillo, las facies "Utrillas", se apoyan indistintamente sobre las calizas y margas Kimmeridgiense inferior o sobre estas dolomías. En los Morrones de Albatana, entre Mora de Santa Quiteria y Albatana y proximidades de la sierra de Peñas Cortadas son observables tanto las características litológicas como estratigráficas de esta unidad.

La edad es Kimmeridgiense medio, tratándose de depósitos costeros de difícil interpretación, dado que estas dolomías son consecuencia en parte de un proceso de dolomitización posterior.

2.1.3. Cretácico

A) Cretácico inferior

Queda representado por depósitos continentales en facies "Weald" de edad Barremiense y por una formación carbonatada de dolomías del Aptiense, mal caracterizadas. A techo y ya de edad Albiense aparecen conjuntos detríticos (conglomerados, arcillas-arenosas y arcillas versicolores en facies "Utrillas"), iniciándose otro ciclo de sedimentación.

B) Cretácico superior

Sobre los conglomerados y arenas en facies "Utrillas" existe una formación carbonatada marina compuesta fundamentalmente por dolomías y limos dolomíticos y generalmente un tramo de margas verdes hacia la base. Todo este conjunto es atribuible al Cenomaniense-Turonense aunque no existen argumentos paleontológicos que justifiquen la presencia de Turoniense. Sobre estos materiales dolomíticos se desarrolla una unidad formada por calizas con "Lacazinas" y "cailleux noires" de edad Senoniense. Por encima se observa una formación detrítica de carácter continental que pone fin a los depósitos del Cretácico superior.

2.1.3.1. Arcillas rojas y verdes, areniscas. Facies "Weald" ($Cw_{14} - C_{15}^1$)

En la mitad septentrional de la Hoja y desde la sierra de los Navajuelos hasta el Madroño se observa un conjunto detrítico formado por arcillas margas y areniscas de colores verdes y rojos muy característicos.

Estos materiales se encuentran claramente discordantes sobre el Jurásico existiendo según zonas, una laguna desde el Oxfordiense-Kimmeridgiense hasta el Barremiense (Hoja de Montealegre del Castillo) y ya citado en otros trabajos (FOURCADE, 1970; ARIAS, 1978 y ARIAS et al. 1979).

En los Mardos, junto a cerros Colorados, se localizan los afloramientos más meridionales. En este punto se ha observado sobre las calizas y margas del Kimmeridgiense inferior, 55 m aproximadamente de arcillas versicolores con intercalaciones de arenas de grano medio a fino. Tanto en la base como a techo aparecen canales de areniscas con estratificación cruzada festoneada.

Por encima aparecen dolomías arenosas con cantos de cuarcitas y arenas que gradualmente hacia techo van aumentando en el contenido dolomítico resultando difícil de establecer el paso a las calizas aptienses.

La edad para esta unidad parece ser Barremiense superior-Aptiense inferior, siendo muy difícil fijar el límite de edad con respecto a la unidad suprayacente.

Desde el punto de vista sedimentario parecen corresponder a depósitos continentales pasando transicionalmente a las facies marinas restringidas de la unidad superior.

2.1.3.2. Dolomías (C_{15})

Sobre el conjunto detrítico anterior y en tránsito gradual aparece un conjunto dolomítico de muy poco espesor que en detalle está formado por dolomías granudas, areniscas, microconglomerados dolomíticos y dolomías arenosas. El espesor muy variable parece disminuir hacia el oeste (sierra de Navajuelos), siendo del orden de los 50 m. en la zona de los Mardos, junto a los cerros Colorados. En ese punto han sido reconocidos fantasmas de *Equínidos*, *Rotálidos*, *Lamelibranchios*, *Briozoos*, *Gasterópodos*, *Algas*.

Más al norte en la zona de La Higuera-Bonete y Arabi se observa la presencia de dos barras carbonatadas bien definidas que representarán respectivamente al Bedouliense y al Gargasiense. En la zona en concreto y dado el carácter más transgresivo de la primera barra (Bedouliense) parece corresponderse con los depósitos de Chinchilla de Montearagón (ARIAS y FOURCADE 1977) donde se cita la presencia de *Choffatella decipiens* e *Iraqia simplex* HENSON. Tanto en facies como cartográficamente ambas serían equivalentes, de lo que se deduce una edad Aptiense inferior para estos materiales (ARIAS 1978 y ARIAS et al. 1979).

El medio de sedimentación parece marino restringido lo cual encaja perfectamente en el modelo paleogeográfico planteado por los autores anteriormente citados.

2.1.3.3. Conglomerados, arenas y arcillas versicolores facies "Utrillas" (C_{16})

Se trata de una unidad de espesor muy variable, llegando hasta más de un centenar de metros en el ángulo sur-oriental de la Hoja (Casas Altas de Vilches).

Litológicamente está formada por un conjunto heterogéneo de conglomerados, arenas y arcillas versicolores en el que puede distinguirse (ahí donde más desarrollado está) una parte inferior formada fundamentalmente de conglomerados de cuarcitas redondeadas muy cementados y otra superior constituida por arenas y arcillas versicolores.

En aquellas zonas donde no coexisten las dos sub-unidades (facies), siempre está presente el tramo detrítico más fino.

La distribución espacial de estas dos facies es muy difícil de precisar en una sola Hoja. Obedece al modelo sedimentológico presentado por ELIZAGA (1980) constituido por un sistema de abanicos aluviales procedentes de la Meseta (zona de sierra Morena), a cuyas partes medias-distales correspondería la región de Hellín justificándose así la variabilidad morfo-métrica y de facies tanto en la vertical como en la horizontal.

Cartográficamente han sido representadas ambas en la misma unidad aunque en detalle los niveles más inferiores (conglomerados) no obedecen propiamente a la definición de facies "Utrillas" ya que aparecen fuertemente cementados, con unos tonos ocre que caracterizan a este conjunto clásico basal.

Esto se observa en distintos puntos de la Hoja como en el Cementerio de Tobarra, Casas Altas de Vilches, Morrones de Albatana, Baños de Santa Quiteria y sierra de Peñas Cortadas.

El contacto con la unidad superior es gradual, mientras que con la infrayacente es claramente discordante. Esta discordancia se pone de manifiesto a nivel regional ya que cartográficamente y hacia el oeste, se observa como las facies "Utrillas" cada vez se van apoyando en términos estratigráficos más bajos. Así por ejemplo en los alrededores del Madroño se apoyan sobre el Aptiense, en los Morrones de Albatana sobre Kimmeridgiense medio, en los Mardos sobre el Kimmeridgiense inferior y en la parte occidental de la Hoja sobre el Oxfordiense superior e incluso el Dogger.

En resumen, esta unidad correspondería en esta Hoja a las facies distales de un sistema de abanicos aluviales, cuya instalación tiene lugar durante el Albiense como consecuencia de una erosión post-aptiense y una reactivación en el área madre (ARIAS et al. 1980) y ELIZAGA (1980).

2.1.3.4. Dolomías, limos dolomíticos y margas verdes (C_2 , C_{21-22} , m)

Se engloba en este epígrafe un conjunto dolomítico muy característico atribuible clásicamente al Cenomaniense-Turonense.

Se trata de una formación carbonatada, fundamentalmente dolomítica, bien estratificada y con frecuentes intercalaciones de limos dolomíticos.

Las dolomías son blancas, con estratificación que varía de masiva en la parte inferior a tableada en la superior. En los tramos basales de la serie se desarrolla un nivel de margas verdes, muy característico y constante

en el Cretácico superior de la cordillera Ibérica (A. GARCIA et al. 1978) que ha sido cartografiado cuando las condiciones del afloramiento lo han permitido (zona de Albatana unidad "m"). Sobre estas margas aparecen unas dolomías masivas ocreas con Rudistas, y abundantes bioturbación que constituyen un resalte morfológico muy característico. Sobre ellas se desarrollan una alternancia de dolomías blancas bien estratificadas con limos dolomíticos.

En ocasiones, sobre las arenas en facies "Utrillas" aparece un resalte de dolomías arenosas de unos 4 m. de espesor, que contienen sombras de *Lamelibranchios*, *Equinodermos*, *Algas* y *Orbitolínidos*, por encima de las cuales se desarrolla el nivel de margas verdes con intercalaciones de dolomías. El resalte dolomítico superior está formado por:

- Dolomías finamente estratificadas en la base.
- Dolomías con secuencias formadas por una base erosiva, bioturbación y laminación horizontal con moldes de fauna.
- A techo, dolomías con Rudistas. En los tramos superiores de la serie se observan secuencias formadas por una base erosiva, laminación oblicua con ripples de oscilación, laminación paralela y limos dolomíticos a techo.

A lo largo de la serie es frecuente encontrar fantasmas de *Equínidos*, *Rotálidos*, *Lamelibranchios* y *Briozoos*. El espesor es muy variable; en Albatana sólo se observan 100 m. de serie ya que el techo de la misma está fosilizado por materiales terciarios, mientras que en Peñas Cortadas donde esta unidad está completa, presenta un espesor de 140 m. No obstante hacia el sur parece producirse un aumento en espesor de los depósitos relacionados sin duda alguna con la paleogeografía del dominio Prebético.

Estos materiales han sufrido un proceso de dolomitización secundario importante. A pesar de ello, por su situación estratigráfica y por correlación con el área de Fuente Alamo se les puede atribuir una edad Cenomaniense o incluso Turoniense, aunque no existen argumentos claros que avalen esta segunda hipótesis.

Desde el punto de vista sedimentológico parece corresponder en general a sedimentos marinos someros, que evolucionarían en la vertical desde depósitos litorales a marino restringidos, plataforma interna y mareales.

2.1.3.5. Calizas con *Lacazinas* y "cailleux noires" (C₂₋₂₄)

Sobre el complejo dolomítico anterior, en la sierra de Peñas Cortadas se observan unos 40 m. de calizas y brechas calcáreas con cantos negros. Este tramo también es observable en la Cuerda de la Manga con características litológicas similares.

A techo, por encima de calizas con Rudistas, se observan secuencias constituidas por micritas en la base y Algas a techo. Resulta interesante también destacar esta unidad calcárea se apoya sobre unas dolomías masivas carstificadas por medio de unas brechas significando pues una clara interrupción sedimentaria en el paso de una formación a otra.

Este cambio litológico de visu se denuncia también en cuanto a composición y textura a nivel microscópico, apareciendo definido por micritas, biomicritas e intramicritas a techo.

Estos niveles contienen abundante fauna, observándose la presencia de *Vidalina hispánica* en los tramos basales, además de *Girvanella aff. cretácica*, *Nummofallotia cretácea mínima*, *Rotalina cayeuxi*, *Discorbidos*, *Ophthalmídeos*, *Cunelina*, *Girogonitos de Characeas*, *Microcodium*, *Gasterópodos* y *Lamelibranchios*.

La edad para estos depósitos es de Coniaciense-Santonense y obedecen a un tipo de sedimentación marina sub-mareal, no conociéndose por completo la evolución sedimentológica por falta de afloramientos para su total interpretación.

2.1.3.6. *Areniscas calcáreas, arcillas y arenas versicolores con eventuales niveles de calizas (C₂₋₂₆)*

Incluye una formación carbonatada y detrítica aflorante por encima de las calizas del Santonense en la sierra de la Cuerda de la Manga, en el ángulo SE de la Hoja, cuya potencia visible es de 10-15 m.

Esta unidad, sólo observable en ese punto, presenta unas características litológicas que difieren de la del resto del Cretácico. Está formado por calcarenitas, arcillas arenosas y calizas.

Por su posición estratigráfica parece corresponder a facies regresivas del Cretácico superior, donde se pone ya de manifiesto una influencia continental. La edad de estos materiales sería la de Campaniense-Maastrichtiense en base a los criterios expuestos.

2.2. TERCIARIO. CONSIDERACIONES GENERALES

Aparece ampliamente representado por materiales que abarcan desde el Aquitaniense hasta el Plioceno.

Una primera división en relación con la Tectónica permite diferenciar claramente dos tipos de depósitos (JEREZ MIR 1980).

- Depósitos preorogénicos y/o sinorogénicos.
- Depósitos postorogénicos.

Los materiales pre o sinorogénicos en general son marinos, formados por calizas bioclásticas (biocalcarenitas) y margas. Por debajo de estas facies marinas suele existir una formación detrítica de origen continental. JEREZ MIR (1980) habla en la Hoja de Elche de la Sierra de depósitos marinos pre y sin-orogénicos (Burdigaliense y Langhiense) y post-orogénicos (Serravalliense). Dado que en la zona de Hellín y al norte, los materiales miocenos Serravallienses están con frecuencia cabalgados por el Jurásico, tal división no se corresponde con la establecida por dicho autor por lo que para evitar confusionismos se prescinde de la utilización de tal sistemática.

Respecto a las dataciones y las edades asignadas a las distintas unidades, se han realizado en base a una serie de criterios tales como:

a) Depósitos marinos.

- 1) Utilización y datación en base a la escala construida y utilizada por CALVO (1978) y CALVO et al. (1978) así como por comparación con las agrupaciones faunísticas citadas por USERA et al. (1979).

b) Depósitos continentales.

- 1) Presencia de facies continentales más modernas del Mioceno superior, claramente discordantes por encima de los depósitos marinos bien datados del Serravalliense (Muela de Peñarrubia).
- 2) Correlación de estos depósitos continentales con los yacimientos de micromamíferos de zonas próximas (serie de Hijar I y Cenajo I) CALVO et al. (1978).

No obstante, la problemática planteada actualmente sobre la utilización de las escalas bioestratigráficas marinas y continentales impide una perfecta correlación y situación en el tiempo de ambos depósitos lo que obliga muchas veces a desplazar forzosamente la escala cronoestratigráfica de materiales de igual edad.

A continuación se adjunta el Cuadro 4 empleado para las correlaciones de depósitos continentales y marinos en relación con los yacimientos de micromamíferos y las zonas de BLOW y MEIN, elaborada por CALVO et al. (1979). En él se puede apreciar la existencia de un relativo desacuerdo en las dataciones de las facies marinas, que se han realizado en el Prebético. Este desfase repercute en la datación de las fases orogénicas, que se ven desplazadas en el tiempo motivando confusiónismo a la hora de su consideración y utilización.

En la Hoja de Hellín aparecen representadas dos formaciones marinas, claramente discordantes entre sí, de edad Burdigaliense-Langhiense y Serravalliense-Tortonense inferior respectivamente.

Los materiales continentales más modernos, quizá en parte isocronos con los últimos depósitos marinos parecen tener una edad que fluctuaría desde el Vallesiense hasta el Plioceno en base a la datación de los yacimientos de micromamíferos de zonas próximas y que figuran en la escala que se adjunta.

2.2.1. Mioceno

2.2.1.1. Areniscas cuarcíticas y arcillas rojas en ocasiones con yesos (Tsa^{Ba-Ba}₁₁₋₁₂)

Se trata de unidad desarrollada sobre los materiales cretácicos en las proximidades de Albatana (donde se localizan los afloramientos más septentrionales) y bajo depósitos marinos Burdigalienses-Langhienses más al oeste en las cercanías de la fuente el Hueso y Casas de Vilches. No tienen continuidad cartográfica. Se trata de un conjunto litológico heterogéneo

Correlación entre los depósitos marinos y continentales en el Mioceno Superior (según Calvo et al 1979)

MARINO	ZONAS DE BLOW	ZONAS DE MEIN	Yacimientos correlacionados	Yacimientos Prebético Externo	München (1975) Edad. Mamife	Edades Absolutas
ZANCLIENSE	N. 18				?	5 m.a.
MESINIENSE		M.N. 13	LA ALBERCA LIBRILLA KHENDEK	CENAJÓ I		6
— ? —	N. 17				TUROLIENSE	7
						8
TORTONIENSE		M.N. 12	CREVILLENTE SIDI SALEM			9
	N. 16	M.N. 11				10
		M.N. 10	KASTELLIOS	HIJAR I		
					VALLESIENSE	11
	N. 15	M.N. 9				12
SERRA- VALLIENSE						

CUADRO 4

formado por arcillas rojas y/o arenas cuarcíticas con yesos, incluso a veces conglomerados cuarcíticos (Casas de Vilches).

Tiene un carácter marcadamente discontinuo, tanto en espesor como en distribución de facies. En las cercanías de Minateda (Hoja de Isso) los niveles inferiores presentan una bien marcada disminución de tamaño de grano en la vertical, reduciéndose en espesor hacia el norte (Casas de Vilches) al tiempo que el conglomerado se hace más heterogéneo en la composición (cuarcítico y calcáreo). El espesor máximo observado en ese punto es de 3 ó 4 m.

Por correlación con los trabajos de JEREZ MIR (1973 y 1980) y con la Hoja de Isso, donde esta unidad está mejor representada, estos depósitos parecen tener una edad Aquitaniense-Burdigaliense ya que este autor en la Hoja de Elche de la Sierra cita en discordancia, sobre los depósitos marino-lagunares del Chattienense y bajo las calizas con algas del Aquitaniense-Burdigaliense, una formación de conglomerados cuarcíticos, arenas y areniscas rojas en edad Aquitaniense inferior (s.l.) que sería el equivalente de los materiales descritos en este epígrafe, aunque en la zona de Hellín y por falta de datos bioestratigráficos fiables queda indeterminada incluyéndola de forma poco precisa en el Burdigaliense. También se plantea la hipótesis por similitud de facies, de una posible edad Albiense, explicándose la presencia de yesos de origen diagenético.

2.2.1.2. *Biocalcarenitas* (Tc_{12-11}^{Ba2-Bb})

Sobre la unidad anterior se desarrolla una serie calcáreo-bioclástica de origen marino bastante homogénea, rica en *Algas rodofíceas*, *Briozoos*, *Pelecípodos*, restos de *Equínidos* y *Foraminíferos* bentónicos.

Es de aspecto masivo y carácter molásico. La base suele estar constituida por un episodio detrítico normalmente de espesor muy reducido (1 ó 2 m.) formado por una brecha de materiales mesozoicos con matriz calcárea y abundantes fragmentos de *Lamelibranchios*. Los niveles superiores de esta formación son también calizo-bioclástico, aunque con mayor diversidad de componentes fósiles.

Presentan estructuras tipo estratificación cruzada a gran escala, bioturbación, etc. El espesor no sobrepasa en la Hoja los 45 m. aunque en Minateda (Hoja de Isso) puede llegar a los 100 m.

En la serie levantada en Casas de Vilches, se ha encontrado la siguiente fauna: *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Globorotalia* gr. *mayeri*, *Globorotalia*, aff *scitula*, *Orbulina universa*, *Ammonia*, *Cibicides*, *Planulina*, *Lithothamnium*, *Asterigina*, *Elphidium* además de *Miliólidos*, *Equinodermos* y *Briozoos*.

El medio de sedimentación parece corresponder a ambientes litorales (playas, barras) no observándose a lo largo de la serie sedimentos de zonas más profundas.

La edad atribuida a estos depósitos es la de Burdigaliense superior-Langhiense, encontrándose todo el conjunto plegado y afectado por una fase de deformación importante.

2.2.1.3. Conglomerado poligénico, areniscas y arcillas naranjas (Tcg₁₁^{Ba1-Bb2})

Esta formación continental, aparece muchas veces por debajo de los depósitos marinos. Litológicamente está formada por una serie detrítica de conglomerado poligénico de cemento calcáreo, con cantos de caliza, cuarzo, areniscas o dolomías en proporción variable según el punto de observación y área a estudiar.

A menudo presenta cambios laterales a facies arenosas y arcillas arenorijizas, con frecuentes cicatrices de erosión, llegando a nivel de cuerpo sedimentario a incluir cantos a veces de tamaño bloque, con morfología de angulosa a subangulosa, asociándose todo el conjunto a relieves mesozoicos y obedeciendo a un modelo de sedimentación tipo alluvial-fan, fluvial y/o fluvio lacustre. Todo el conjunto constituiría un primer relleno de esta área a finales de Langhiense.

Generalmente los afloramientos son escasos, siendo el espesor muy irregular fluctuando desde 1,5 m. en algunos puntos hasta casi los 100 m. (Casas de Pozo Cano o en cerros Colorados).

En ocasiones también se observan un conglomerado de carácter poligénico con matriz bioclástica, que constituye a veces la base de las formaciones marinas suprayacentes. El espesor muy reducido es de 5 a 10 m. encontrándose estos depósitos asociados a relieves mesozoicos, costeros como acantilados rocosos, cordones litorales, playas, etc. A techo pasa gradualmente a las facies calcáreo bioclásticas de la unidad siguiente, como se observa claramente en los alrededores de Albatana, Cordovilla, etc.

2.2.1.4. Biocalcarenitas (TC₁₂₋₁₁^{Bb-Bc})

Con frecuencia, bien sobre la unidad anterior o directamente sobre los materiales más antiguos, existe una segunda formación marina de carácter calizo-bioclástico semejante en facies a la primera.

La secuencia general aparece integrada por un tramo inferior de calizas bioclásticas de espesor muy reducido que lateralmente suele pasar a margas más o menos arenosas con abundante fauna. De nuevo encima se desarrolla del todo una unidad bioclástica de características similares a los tramos basales y con proporción variable de terrígenos y gruesos, fragmentos de *Briozoos*, *Algas rodofíceas*, *Equínidos*, *Pelecípodos*, *Foraminíferos* bentónicos y ocasionalmente *Gasterópodos*, *Serpulidos* y *Banalidos*.

En la columna levantada en la Muela de Peñarrubia al oeste de Hellín se ha observado la siguiente sucesión biodetrítica sobre los niveles margosos:

- 2,70 m. de calcarenitas y calizas bioclásticas con algún nivel de conglomerado fino de cantos cuarcíticos.
- 19,8 m. conglomerados en la base que pasan a areniscas calizas con bioclastos con estratificación de muy bajo ángulo a techo.
- 33 m. de calizas bioclásticas arenosas que gradualmente pasan a calcirruditas formadas fundamentalmente por fragmentos de *Briozoos*. Estratificación cruzada de surco a gran escala.
- 40 m. aproximadamente de conglomerados cuarcíticos con matriz calcáreo bioclástica y base erosiva, *Briozoos* y *Algas* con estratificación cruzada.

La fauna aunque abundante es poco característica; además de la citada anteriormente se encuentran entre otros *Cibicides*, *Globigerinoides* aff. *ruben*, *Bacanus*, *Lenticulina*, *Melobesia*, *Orbulina*, *Nonion*, *Sigmolina*, *Amphistegina lessoni*, *Uvigerina*.

En las proximidades del cerro del Tomillo se ha observado una sucesión similar formada por calcirruditas y areniscas calcáreas que además de contener la mayoría de los géneros anteriormente citados se encuentra: *Orbitolina saturalis*, *Globigerinoides trilobus*, *Globorotalia* aff. *pseudomiocénica*, *Amphistegina lessoni* y *Ammonia* aff. *becarii* entre otros.

Por la fauna encontrada, aunque no muy característica y la correlación con otras zonas (JEREZ MIR, L. 1973 y 1980; CALVO 1978), la edad para este conjunto biodetrítico es de Serravalliense y Tortoniense basal, para los tramos más superiores en determinadas zonas.

Desde el punto de vista sedimentario corresponden estos materiales a depósitos playeros y barras de dunas hidráulicas en plataformas someras. El hecho de encontrar facies detríticas por encima de los episodios margosos indica un carácter regresivo dentro de la sedimentación marina del Neogeno en esta zona del Prebético externo.

Resulta interesante destacar las características paleomorfológicas del sustrato que condicionaron una sedimentación somera, sometida a la acción del oleaje y corrientes, con una marcada subsidencia que permitiese un espesor tan considerable. Este puede ser variable fluctuando desde la decena de metros hasta los 200 m. en las zonas con mayor desarrollo.

Como anteriormente se expuso en otro epígrafe, estos materiales con pliegues aparentemente suaves se ven afectados por una tectónica de cabalgamientos y fallas inversas, que al igual que la otra unidad denuncian una fase de deformación dentro del contexto geológico.

2.2.1.5. *Margas blancas y margas con yesos* (Tm_{12}^{B2} , Tmy_{11}^{B2})

En los alrededores de Hellín y ocupando los niveles basales del Mioceno medio marino, aparecen unas margas blancas con desarrollo vertical muy irregular, que contienen foraminíferos planctónicos que permiten sean datadas. Son observables en la Muela de Peñarubia, Sierra y sus alrededores.

Se trata de detalle de margas blanco-verdosas más o menos arenosas que pueden presentar en la base niveles calco-bioclásticos. Son compactas, con fractura concoide, en ocasiones bolar, observándose a veces laminación paralela. Hacia techo se aprecia un mayor contenido en carbonatos, intercalándose niveles bioclásticos que marcan la transición a las biocalcarenitas. Otras veces este tránsito no es gradual, sino que se realiza de forma más brusca.

Ocasionalmente se presentan con contenido salino (yesos) bastante alto, como se puede observar en la carretera de Mora de Santa Quiteria en dirección a Albatana.

En general libran bastante fauna, entre otros, se puede citar: *Globigerina* aff. *bulloides*, *Globorotalia* aff. *scitula*, *Globorotalia* aff. *obesa*, *Orbulina saturalis*, *Globigerinoides* aff. *trilobus*, *Globoquadrina* sp. y *Orbulina univversa*.

En las cercanías de Mora de Santa Quiteria en las margas arenosas con yesos se han identificado: *Globorotalia miocénica*, *Globorotalia obesa*, *Neogloboquadrina acostaensis*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides ruber*, *Stilostomeria honis*, *Siphonodosaria hispida*, *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides abliquus*, *Gyroidina laevigata*, *Planulina apiminensis* y *Bolivinoidea miocenius*.

Todo esto hace suponer para las margas una edad Serravallense, aunque se podría pensar que llegarán hasta el Tortoniense inferior si nos remitimos a (FOURCADE 1970) quien cita *Globorotalia menordii*. De todos modos y como esta especie no ha sido encontrada, en base a una serie de criterios y correlación con algunos trabajos (CALVO 1978) y (USERA et al. 1979), existe una inclinación a pensar en una edad Serravallense para estos depósitos.

El espesor de las margas es muy variable. Oscila entre los 60 m. (Muela de Peñarubia) y casi los 200 m. al norte fuera de la Hoja (sondeo de Corral Rubio), encontrándose su sedimentación íntimamente ligada a los surcos estructurales más acusados. Más al sur (Isso) esta formación se desarrolla ampliamente tanto en la vertical como en la horizontal llegando a datarse el techo como Tortoniense inferior en la cuenca de Calasparra.

2.2.2. Mioceno superior-Plioceno

En clara discordancia sobre los depósitos neógenos marinos se desarrolla una serie de formaciones continentales de origen fluvial, fluvio-lacustre y lacustre.

Estos depósitos de forma general se encuentran rellenando fosas tectónicas y depresiones formadas como consecuencia de una etapa distensiva finitortoniense y que por correlación con otras cuencas mejor caracterizadas al sur (Cenajo) y al oeste (Hijar) (CALVO et al. 1978) permiten ser datados como Vallesiense-Turolense sin descartar la posibilidad de una continuidad sedimentaria durante una buena parte del Plioceno y quizás del Cuaternario.

El tipo de materiales es muy variado (arcillas, conglomerados, margas, calizas, etc.) y obedece a procesos genéticos distintos. No obstante y desde el punto de vista litológico han sido agrupados en las siguientes unidades:

2.2.2.1. Calizas con gasterópodos (Tc_{12}^{Bc})

Sus afloramientos se encuentran restringidos al cuadrante nor-occidental de la Hoja. Se trata de calizas blancas, arcillosas microcristalinas, oquerosas, duras y bien estratificadas. Contienen *Gasterópodos* tipo *Bithinia*, *Hydrobia* *Limmaca* además de *Ostrácodos*, *Cianofíceas* (*Melosiras*) y *Clorocíceas*.

Los afloramientos, muy localizados, parecen corresponder a una primera etapa lacustre en pequeñas cuencas aisladas, que posteriormente sufren una importante llegada de terrígenos probablemente relacionada con una reactivación del relieve en toda la zona.

2.2.2.2. Conglomerado poligénico y arcillas rojas con intercalaciones calcáreas ($Tc9_{c12-2}^{Bc1-B}$)

Unidad detrítica que se superpone claramente a la anterior, es desde el punto de vista litológico una compleja formación heterogénea de color rojo, constituida fundamentalmente por arcillas rojas, conglomerado poligénico, arenas, arenas arcillosas y ocasionalmente algún nivel aislado de calizas.

Los estudios de muestras realizadas han proporcionado abundante fauna marina del Mioceno, procedente sin duda del desmantelamiento de zonas próximas formadas por estos materiales. También es muy frecuente la presencia de gravas y arenas cuarcíticas tipo facies "Utrillas", dado que, muchas veces el área madre corresponde a materiales del Cretácico inferior una removilización del mismo puede dar lugar al confusiónismo entre los materiales del Cretácico y éstos del Mioceno; por lo que no se debe descartar la posibilidad de que algunos de los afloramientos incluidos en esta unidad puedan ser Albiense s.l.

El medio de sedimentación parece obedecer a depósitos fluvio-lacustres detríticos con deposiciones carbonatadas en zonas muy aisladas.

En los alrededores de Hellín las facies son semejantes, si bien hay que destacar que parece existir un tránsito gradual de N a S desde los depósitos más groseros a los finos (arenas y arcillas). Aunque no existen afloramientos a las afueras de Hellín, se presume por cartografía que estos depósitos podrían constituir facies de borde, canalizadas, o zonas de aporte de cuencas terciarias de Isso con posibilidad de establecer una correlación en el tiempo entre estos materiales y los de la cuenca de Isso.

2.2.2.3. Calizas y margas grises (Tc_{c12-2}^{Bc2-B})

Al pie de la sierra de Navajuelos en el paraje conocido por "Balneario de la Pestosa", así como en la carretera a Pozohondo en las cercanías del Rincón del Moro se observa la presencia de margas grises y calizas tableadas, de más de 20 m. visibles de espesor.

Las margas poseen un contenido variable en arena, así como restos fósiles resedimentados del Mioceno marino. En la zona de Balneario estas margas en profundidad pueden contener pequeñas cantidades de azufre, cuya presencia no se ha detectado en superficie.

Estas facies carbonatadas presentan abundantes *Cianofíceas*, *Clorofíceas*, *Characeas*, *Lamelibranquios*, *Ostrácodos* y *Gasterópodos* (*Bithinia*).

2.2.2.4. Conglomerados, areniscas, limos, margas y yesos (Ts_{c12-2}^{Bc1} , Tm_{c12-2}^{B1-B} y Ty_{c12-2}^{B1-B})

Este conjunto heterogéneo se extiende en la mitad occidental de la Hoja. Corresponde a otra cuenca terciaria, aislada de la anterior, con características litológicas peculiares y diferentes que llegan a extenderse por la vecina Hoja de Ontur.

De visu, los conglomerados son de naturaleza poligénica y aparecen asociados generalmente a zonas con relieve y en áreas próximas a los bordes de cuenca. Los limos y margas son las que imprimen características al conjunto dando un aspecto gris blanquecino muy típico que morfológicamente constituyen zonas llanas con topografía suave y escasez de afloramientos.

El estudio de muestras al igual, que en el epígrafe anterior pone en evidencia un alto contenido en fauna marina generalmente con signos claros de resedimentación.

Lateralmente y hacia el este existe un claro aumento en el contenido en finos y carbonatos, por lo que las margas (Tm_{c12-2}^{B1-B}) son las que definen y caracterizan todo el conjunto. Ocasionalmente y siempre de forma aislada puede contener yesos así como algún nivel de areniscas y/o conglomerados.

Hacia el norte y en las cercanías de Hellín se aprecia un predominio de facies margosas con yesos (Ty_{c12-2}^{B1-B}), con progresivo aumento de éstos, de tal modo que las margas pueden llegar incluso a desaparecer, como es el caso de los Morrones de Albatana donde sólo afloran las sales.

De tal observación de la cartografía, así como de las facies se deduce que estos depósitos corresponden a episodios lacustres con influencia fluvial donde las características del sustrato y los movimientos halocinéticos del Keuper condicionaron claramente el tipo de depósitos, como ocurre en las margas con alto contenido en sales, que aparecen siempre relacionados en la cartografía con el sustrato salino triásico.

2.2.2.5. *Margas con intercalaciones de pequeños niveles calcáreos (Tm_{c12}^{Bc2})*

Al sur de la Hoja, en la carretera de Hellín a Isso y próximo a un afloramiento diapírico del Keuper se observa unos niveles margosos algo arenosos con alguna intercalación de calizas.

Hacia el sur esta unidad (Hoja de Isso) se desarrolla ampliamente presentando a techo niveles de diatomitas. La presencia de restos fósiles en la unidad y dentro de las diatomitas, permiten datar estos niveles como Turolienses (CALVO et al. 1978).

2.2.2.6. *Calizas arcillosas, tobas y travertinos (Tc_2^B)*

En la formación neógena más moderna, probablemente de edad Plioceno e incluso Villafranquiense.

Ha sido estudiada por GARCIA DEL CURA et al. (1977). Está formada por calizas tobáceas y calizas micritas ocasionalmente con yesos y esporádicos lentejones de arenas y microconglomerados.

Toda esta unidad, más compleja en detalle de lo que en principio parece, aflora de forma continuada desde las proximidades de Tobarra y Cordovilla hasta la Venta del Vidrio. De su formación cartográfica se deduce que se trata de un antiguo y complejo sistema fluvio-lacustre (s.l.) con sedimentación carbonatada y en parte terrígena. Estos depósitos de tipo palustre se debieron depositar en un medio muy somero, con frecuentes emersiones que dan lugar a procesos edáficos y en condiciones climáticas áridas que

provocan incluso la formación de yesos. Los aportes fluviales se ponen de manifiesto en el aumento de terrígenos. La actividad tectónica de la zona influye de tal forma que puede llegar a individualizar zonas dando lugar al establecimiento de áreas pantanosas e incluso lagunas (GARCIA DEL CURA et al. 1977).

Hacia el este y en Santiago de Mora se observan estos depósitos por debajo de los conglomerados y areniscas rojas del Plio-Cuaternario por lo que es fácil pensar en una edad Plioceno para la unidad carbonatada al menos en esa zona.

2.2.2.7. Conglomerados y areniscas rojas ($Tcg_2^B - Q_1$)

Se trata de una formación detrítica, grosera formada por conglomerados poligénicos cementados por carbonatos, areniscas y eventualmente limos y arcillas. Todo el conjunto presenta un aspecto muy característico rojizo de fácil identificación.

Aparecen discordantes sobre el resto de los materiales y con espesor muy irregular. Constituyen depósitos de relleno de zonas deprimidas como se observa claramente de su representación cartográfica.

La génesis obedece a un tipo de sedimentación inicialmente fluvial que evolucionaría a abanicos aluviales, localizándose en zonas próximas a fuertes relieves. La edad atribuida tradicionalmente a estos depósitos es la de Plioceno probablemente superior-Villafranquiense.

2.3. CUATERNARIO

Ampliamente representado en la Hoja se han agrupado atendiendo a su génesis. Se distinguen:

2.3.1. Coluvión antiguo ($Q_{1,2}C$)

En las proximidades de Sierra o en la falda nor-occidental de cerro Apeadero (sierra de Huerta) existen unos depósitos colgados, con relieve definido y espesor irregular que obedecen a procesos de coluviamiento muy antiguos.

Se trata de brechas calcáreas de cantos generalmente jurásicos, muy angulosos fuertemente cementados, cuyo centil puede sobrepasar los 50 cm. Su disposición y características litológicas responden sin duda alguna a procesos de erosión y desmantelamiento y un posterior transporte por gravedad.

2.3.2. Holoceno

2.3.2.1. Mantos de arroyada difusa, abanicos aluviales, conos de deyección y playas (Q_2Ma-Ab, Q_2Cd, Q_2Pl)

Se incluyen en este punto, una serie de formaciones modernas, todas ellas de origen fluvial y que tienen gran representación en toda la Hoja.

Se sitúan en el entorno de las alineaciones montañosas (sierras), tan frecuentes en toda la Hoja. Este piedemonte en sentido geográfico es muy característico y está formado por conglomerados de cantos en su mayor parte subredondeados, generalmente calcáreos, obedeciendo su composición a los materiales que constituyen el área madre.

En determinadas áreas existe un gran desarrollo de este tipo de depósitos que tienen tendencia convergente hacia las zonas más deprimidas. Su coalescencia da lugar a la formación en determinadas áreas de una geometría definida formada por elementos finos arcillo-limosos que constituyen lo que se denomina depósitos de playas.

Una observación en detalle de todo el conjunto en zonas donde está bien desarrollado, permite observar cambios laterales en el tipo de deposición. Así, en zonas donde los abanicos aluviales y/o conos de deyección están perfectamente definidos, lateralmente se observan materiales procedentes de procesos de arroyada difusa, resultando muchas veces difícil establecer unos límites geométricos dada la complejidad y diversidad de modelos de deposición que aparecen combinados.

Todos estos depósitos generalmente suelen aparecer con una costra carbonatada superficial que enmascara e imprime un carácter muy peculiar al conjunto.

2.3.2.2. *Cubetas de decalcificación (Q_2Cu)*

Al norte de la Hoja, al pie de la sierra de Conejeros, se observan unas arcillas ocreas que rellenan pequeñas depresiones de origen cárstico (dolinas). Estas arcillas aparentemente presentan un alto contenido en carbonatos y aparecen íntimamente ligadas a procesos edáficos externos de decalcificación de las calizas infrayacentes.

2.3.2.3. *Depósitos de pie de talud coluvial (Q_2C)*

Aparecen con frecuencia enmascarando el sustrato y tienen poco desarrollado tanto superficial como vertical. Generalmente suelen ser arcillas con cantos en proporción variable, encostrados superficialmente. Se localizan al pie de los relieves entre la zona donde se inicia la pendiente y el piedemonte.

2.3.2.4. *Aluvial, limos de inundación y terrazas (Q_2Al , Q_2Li , Q_2T)*

Aunque actualmente es escasa y efímera la red fluvial, se encuentran depósitos de origen aluvial correspondientes a una red más importante que la ahora existente. La rambla del Rincón del Moro, de los Navajuelos y de Sierra, así como el arroyo de Vilches constituyen actualmente la red hidrográfica de la Hoja.

Desde el punto de vista litológico están formados estos depósitos por arcillas y arenas con variable proporción de cantos, según zonas. La rambla del Moro presenta un gran desarrollo de los depósitos aluviales, con gravas cuarcíticas y arcillas, de formaciones que adquieren grandes espesores.

En el arroyo de Vilches se detecta la presencia de depósitos también groseros, arenas y arcillas cuya morfología hace asociar estos depósitos a terrazas.

En las cercanías de la Venta del Vidrio y Casas de Fuentes García se denuncia la presencia de limos salinos que obedecen y parecen estar asociados a procesos de inundación de una antigua red fluvial de carácter divagante y poco definida que procedente de la zona de Cordovilla y en dirección al sur encuentra una barrera morfológica que le impide su circulación, quedando retenida a modo de embalse natural hasta que encuentra una débil salida a ambos lados de la sierra de La Cueva.

Resulta interesante destacar la presencia de sales asociadas a los depósitos aluviales entre la zona de Tobarra-Cordovilla, cuya génesis, aún no esclarecida, parece estar ligada a la composición litológica del sustrato, de variable contenido en sales.

2.3.2.5. *Aluvial-Coluvial (Q₂Al-C)*

Se encuadran en este epígrafe una serie de materiales cuya génesis obedece a la acción combinada de los dos procesos que los definen: Generalmente están formados por arcillas con cantos y costras carbonatadas discontinuas.

2.3.2.6. *Costras carbonatadas (Q₂K)*

Es constante la presencia en la región, de costras carbonatadas asociadas a casi todos los depósitos cuaternarios. Su origen sin duda edáfico bajo condiciones climáticas especiales (clima árido) condiciona la variabilidad de espesor tanto en la vertical como en la horizontal en el desarrollo de las mismas.

2.3.2.7. *Eluvial (Q₂E)*

Se engloban en este concepto, aquellas zonas donde ha tenido lugar la formación de suelos no por procesos pedogenéticos sino por alteración in situ. Generalmente están formados por arcillas y limos con contenido variable en materia orgánica. También pueden contener sales según sea la naturaleza del sustrato.

2.3.2.8. *Dunas (Q₂D)*

Al pie de sierra Huerta y de Navajuelos, aparecen unas arenas cuya morfología y características hacen pensar en un origen eólico. Litológicamente son arenas muy finas bien clasificadas y sueltas. Aunque no de gran desarrollo superficial, resulta interesante destacar el aspecto morfológico y origen deposicional de estos materiales, poco frecuentes en esta zona.

3. TECTONICA

3.1. CARACTERISTICAS GENERALES

La Hoja de Hellín se caracteriza por una complejidad tectónica que a grandes rasgos viene definida por una serie de direcciones estructurales que interfieren con otras ortogonales a ella.

Para una mejor comprensión de esta problemática es necesario situar la zona dentro del contexto estructural general. Como ya se ha citado, la Hoja se encuentra enmarcada en la zona externa de las cordilleras Béticas y más meridional de la cordillera Ibérica. Forma parte del llamado arco estructural Cazorla-Hellín correspondiendo a las estribaciones más orientales de éste. Concretamente, es en esta Hoja donde las direcciones NW-SE de dicho arco, cambian bruscamente hacia el NE-SW y NNE-SSW mientras que más al sur, en la Hoja de Isso, este cambio se realiza mediante una inflexión aparentemente gradual en las direcciones estructurales de la cobertera mesozoica, hasta adoptar las nuevas directrices.

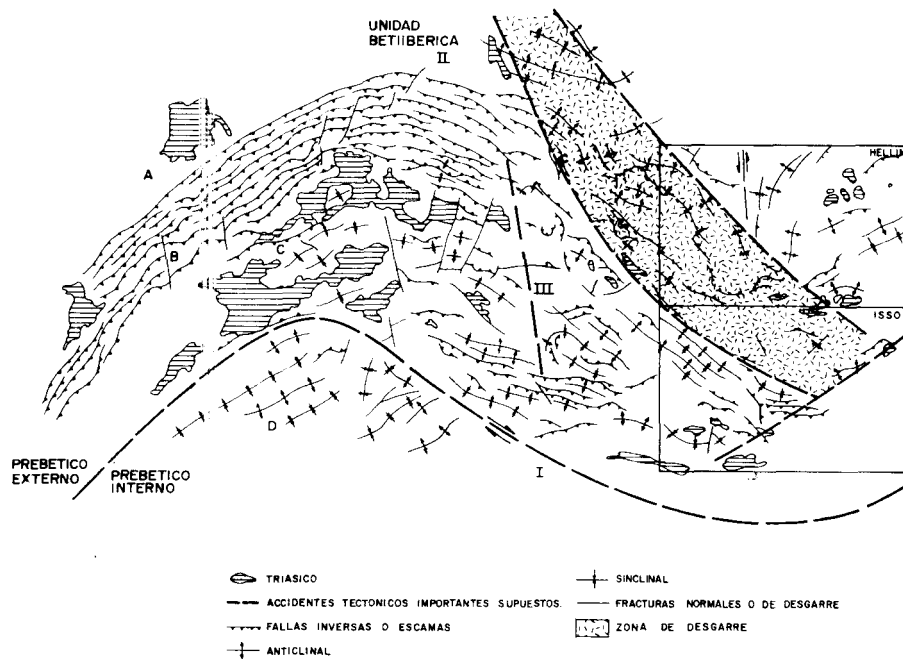
Este cambio brusco está justificado por la presencia de una importante falla de desgarre en el zócalo, dextrógira que condiciona en principio el cambio direccional y más en detalle las vergencias de los pliegues. Existe pues una relación íntima entre el basamento rígido y fracturado y una cobertera que se ve afectada tanto por los movimientos del zócalo como por los efectos halocinéticos del Keuper, que a su vez actúa como elemento principal de despegue.

Los efectos del zócalo se traducen en una serie de pliegues y cabalgamientos que acortan la cobertera según la componente horizontal.

De las observaciones realizadas a partir de la cartografía así como de los trabajos realizados por distintos autores en zonas próximas (RODRIGUEZ ESTRELLA; JEREZ MIR, L.; ALVARO et al., etc), se denuncia una dirección general NW-SE para el accidente de zócalo. La situación exacta de tal discontinuidad resulta difícil de prefijar. Hay autores que la desplazan hacia el W y lo representan como una traza con indicación de movimiento. Es fácil comprender que esta falla no tiene una clara componente geométrica sino que se trata de una franja fuertemente tectonizada de varios kilómetros (esquema 5) de ancho que se traduce en cobertera en otra zona de iguales dimensiones o incluso de mayor rango. Más concretamente repercute en superficie y dentro de la Hoja en el cuadrante SW de la misma, exactamente en el dominio estructural situado a la derecha de la carretera Hellín-Pozohondo cuyas características se detallarán más adelante.

Los movimientos halocinéticos del Keuper aparecen íntimamente ligados a la historia tectónica de la región, complicando la geometría de la deformación. Esto se pone claramente de manifiesto en varios puntos de la Hoja, observándose fenómenos diapíricos en la mitad oriental de la misma, según direcciones SW y ligados probablemente a importantes accidentes de la cobertera.

ARCO ESTRUCTURAL ALCARAZ - HELLIN



Modificado del Estudio Hidrogeológico, Cazorla-Hellin-Yecla y Tesis doctoral de Jerez Mir (1973)

FIGURA N.º 5

3.2. DOMINIOS ESTRUCTURALES

Para un estudio más detallado de la geometría de las deformaciones es conveniente la división de la zona en una serie de sectores o dominios bien caracterizados y que permiten ser englobados dentro de un contexto estructural determinado.

Estos dominios o sectores son los siguientes:

- Sector del Madroño-Albatana.
- Sector oriental de Hellín (sierra del Pino).
- Sector del Talave-sierra de Peñarubia.

3.2.1. Sector del Madroño-Albatana

Caracterizado por pliegues de dirección ENE-WSW, vergentes hacia el NW. Dentro de este dominio se diferencian claramente dos zonas separadas entre sí por una alineación diapírica.

- Zona del Madroño
- Zona de Albatana

El subsector del Madroño está formado por pliegues de doble plano axial, claramente vergentes al norte de tal forma que la serie en algunas zonas se encuentra invertida. En general la cobertera mesozoica tiene muy poca potencia aflorando materiales fundamentalmente jurásicos que llegan a cobijar sus propias unidades o a los depósitos neógenos marinos.

El poco espesor de la cobertera y la proximidad del Keuper imprime un carácter geométrico muy definido que unido a la halocinesis del Triás complican la estructura general de la zona.

La región de Albatana, separada de la zona anterior por una alineación diapírica (Santiago de Mora-Morrone de Albatana) presenta una geometría de plegamiento condicionada por una cobertera más potente, por lo que los pliegues son más suaves y los efectos de halocinésis no se ponen de manifiesto en superficie. Fracturas y pliegues de dirección NE-SW marcan un escalonamiento de la cobertera hacia el sur a medida que ésta va aumentando en espesor.

Hacia la parte central de la Hoja todo el conjunto se soterra bajo los depósitos continentales. De la observación cartográfica parece deducirse una fractura de dirección NW-SE que iría desde Tobarra a la sierra de la Cueva y que hundiría todo este gran bloque, condicionando los afloramientos jurásicos observables más al oeste que por sus características estructurales quedan incluidas en el dominio que a continuación se describe.

3.2.2. Sector oriental de Hellín (sierra del Pino)

Comprende una zona en forma de triángulo cuyos vértices lo constituyen las poblaciones de Sierra, Hellín y la sierra de la Cueva. Al sur de este dominio queda limitado por un importante afloramiento diapírico que se extiende a la vecina Hoja de Isso.

Este sector está caracterizado por un numeroso conjunto de escamas que afectan a la cobertera jurásica provocando la repetitividad estratigráfica de forma muy constante.

La vergencia hacia el NW aparece claramente definida. Los niveles margosos del Kimmeridgiense actúan, en este caso, un claro comportamiento plástico ya que las cobijaduras se hacen a favor de planos donde las margas sirven de elemento lubricante que facilita el deslizamiento. El origen de estas múltiples discontinuidades está sin duda alguna en el comportamiento diapírico del Keuper al sur de Hellín. Movimientos halocinéticos empujan la cobertera hacia el NW motivando una serie de cabalgamientos con la vergencia antes citada. Las trazas de estos planos de deslizamiento aparecen íntimamente ligadas entre sí, relacionadas con otros de primer orden, actuando el Keuper en profundidad como elemento principal de despegue.

3.2.3. Sector sierra de Huerta-sierra de los Búhos

Ocupa la parte septentrional y noroccidental de la Hoja y a rasgos generales aparece ligada, en cuanto a direcciones estructurales con las directrices procedentes de la parte norte de la zona (región de Pozocañada-Montealegre).

Los pliegues están caracterizados por elementos geométricos muy definidos que presentan direcciones NE-SW. Estas alineaciones experimentan una marcada curvatura en las zonas más meridionales, arqueando que obedece probablemente a la acción del accidente de zócalo (falla dextrógira). Se observa también una clara vergencia hacia el NW muy bien definida, lo que motiva muchas veces pliegues volcados e incluso cabalgamientos. En el ángulo NW existe un cambio brusco de dirección desde la NE-SW hasta la NW-SE. Dicho cambio se produce gradualmente sin ninguna falla visible en cobertera que lo condicione.

Todo el conjunto parece afectado por una fracturación NE-SW que motiva la creación de cubetas y depresiones que son aprovechadas como zonas de relleno por los depósitos continentales.

3.2.4. Sector del Talave-Muela de Peñarrubia

Queda situado a la izquierda de la carretera que une Pozohondo con Hellín. Se incluye en este dominio estructural una zona donde existe una gran complejidad tectónica con pliegues de dirección general NW-SE pero que en detalle presentan direcciones anómalas, con bruscas inflexiones y cabalgamientos muy complejos de vergencias opuestas.

Las direcciones NE-SW del dominio anterior adoptan una disposición submeridiana que se ve complicada con cabalgamientos y pliegues apretados que parecen atenuarse en la zona de la Muela de Peñarrubia. Tal atenuación es sólo aparente ya que en estas alineaciones se desarrolla un complejo sistema de escamas con vergencias al NW y SE que interfieren con otras cobijaduras de dirección NW-SE y traza sinuosa lo que hace pensar en una importante interferencia de lineaciones motivada por la falla de desgarre del zócalo que ante la cobertera mesozoica provoca esta complejidad estructural.

Hacia la zona del Talave la dirección de fracturación obedece a las direcciones generales que caracterizan al dominio con una marcada vergencia SE como se pone de manifiesto en la sierra de los Quebrados y sierra de Peña Losa.

Hacia el sur (Hoja de Isso) todo este gran conjunto se mantiene con las mismas directrices produciéndose un cambio muy gradual de rumbo hasta adoptar direcciones NEE-SSW muy bien definidas.

3.3. EDAD DE LAS DEFORMACIONES

Se denuncian distintas fases causantes de la estructura actual de la región.

Los primeros movimientos registrados y observables en los sedimentos, se producen durante el Jurásico, lo que motiva el comportamiento y la nueva configuración de la plataforma carbonatada. Son en parte precursores de los que tuvieron lugar a finales del Malm que condicionaron por un lado la deposición de facies continentales en zonas al norte y por otro lado la emergencia y consiguiente erosión de esas áreas emergidas. Estos movimientos, atribuidos a la fase neocimérica han sido citados por algunos autores, JEREZ MIR, L. (1971) y ARIAS (1978) en otras áreas limítrofes.

Posteriormente a la sedimentación Aptiense, una serie de movimientos verticales y de gran radio, provocan la elevación de parte de la zona y consiguientemente una erosión de los materiales jurásicos y cretácicos hasta ahora depositados.

Las facies detríticas ("Utrillas") del Albiense constituyen un segundo episodio que pone de manifiesto la existencia de movimientos.

Aparentemente, durante el Cretácico superior parece existir una cierta tranquilidad, sólo interrumpida en el Turoniense aunque no existen argumentos claros que avalen tal hipótesis. Es a finales del Cretácico cuando se inician los movimientos que condicionan la emergencia de la región y aunque se encuentran depósitos paleógenos que puedan corroborar este hecho, existen facies con clara influencia continental a finales del Cretácico que ponen de manifiesto el paso de un régimen marino a otro continental y cuya única justificación está relacionada con movimientos comprobados en zonas próximas del Prebético e incluso de la cordillera Ibérica.

La ausencia de depósitos paleógenos visibles crea una cierta problemática en cuanto a la detección de movimientos durante el Eoceno-Oligoceno. Sin embargo se observan una serie de estructuras que aparecen fosilizadas por depósitos marinos del Mioceno. Este hecho está comprobado al norte y en el Prebético interno, que es donde realmente puede hacerse una datación exacta de los distintos movimientos a lo largo del Terciario (JEREZ MIR, L. 1973-1980).

Los depósitos terciarios más antiguos corresponden al Aquitaniense-Burdigaliense inferior y son correlacionables con los encontrados por el autor antes citado en el Prebético interno, donde materiales del Chattienense-Aquitaniense inferior se encuentran discordantes sobre el Oligoceno superior. Esto demuestra la existencia de unos movimientos bien caracterizados y datados en ese dominio pero de difícil apreciación en esta zona.

**ESQUEMA DE LOS PRINCIPALES LINEAMIENTOS EN LA ZONA
HELLIN - ISSO**

(C. ANTON PACHECO, IGME 1980)

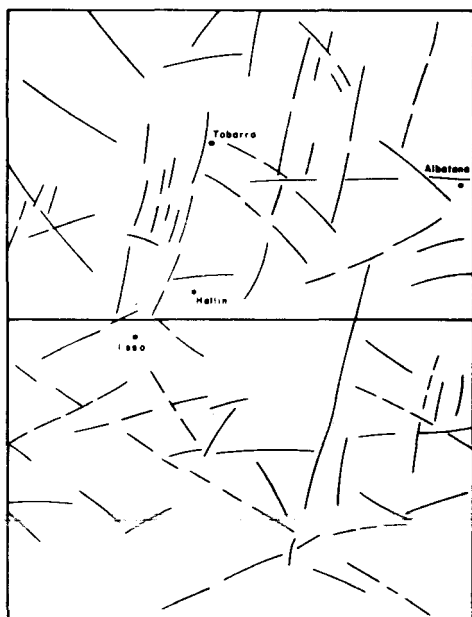


FIGURA N.º 6

Estos movimientos, aunque importantes, son anteriores a los responsables de las estructuras en escamas que definen las características estructurales de la región.

Por encima de los anteriores depósitos se desarrolla una formación marina de edad Burdigaliense superior-Langhiense y que se ve afectada por una fase álgida de deformación que da lugar a una serie de escamas y pliegues vergentes que van a condicionar la estructura y la paleogeografía de la segunda formación marina depositada durante el Serravalliense-Tortonense inferior.

Esta fase intramiocena se detecta claramente en Minateda, a pocos kilómetros de Hellín.

Durante el Serravalliense además de la sedimentación marina que continuará incluso hasta el Tortonense inferior se inician movimientos, bastante importantes que pliegan y fracturan toda la serie. Esta deformación, con distinto grado de intensidad según las zonas es la causante de algunos rasgos generales de las actuales estructuras como ocurre en la Hoja de Montealegre del Castillo donde el Mesozoico, incluso el mismo Terciario se ve cobijado por sus propias unidades o en la Hoja de Hellín donde este hecho queda plasmado según una serie de escamas y estructuras que afectan a los depósitos del Serravalliense.

A finales del Tortonense inferior y coincidiendo con esta última fase compresiva, es cuando tiene lugar el cierre del estrecho Norbético (CALVO et al. 1978) al tiempo que se produce el último deslizamiento gravitacional del manto subbético (JEREZ MIR, L. 1973-1980).

Posteriormente tiene lugar una fase distensiva que condiciona la formación de cuencas continentales lacustres y da lugar a un vulcanismo a favor de estructuras de importante rango. Estos fenómenos comenzaron en el Serravalliense y continuaron hasta el Turolense, momento en que posiblemente tuvo lugar la actividad volcánica.

A finales del Mioceno o principios del Plioceno movimientos de acomodación y reajuste provocan una elevación general y una segunda fase distensiva más atenuada finipliocena-cuaternaria de lugar a la deformación de los depósitos neógenos más recientes.

La suave actividad tectónica durante el Cuaternario denuncia una inestabilidad regional y la continuación de movimientos de reajuste y adaptación, actualmente detectados por la actividad sísmica.

Resulta interesante destacar los movimientos halocinéticos de los materiales triásicos que además de asociados a las distintas manifestaciones orogénicas, debieron de tener un comportamiento autónomo, iniciado probablemente en el Jurásico (Lías) continuando a lo largo del tiempo observándose sus efectos en los depósitos neógenos más recientes e incluso durante el Cuaternario.

4. HISTORIA GEOLOGICA

Establecer la historia geológica evolutiva de la región no resulta sencillo ya que como anteriormente se ha indicado hay planteada una problemática sobre la delimitación de lo que se entiende por Prebético externo y cordillera Ibérica. No obstante, queda reconocida una similitud de facies en ambos dominios, aunque con caracteres propios.

Durante el Triásico medio tiene lugar una sedimentación marina somera que comienza con episodios carbonatados. Aportes terrígenos, probablemente procedentes de la Meseta y ligados a cambios climáticos, parecen depositarse en un medio marino de plataforma interna de poca profundidad. Bajo condiciones de aridez (clima cálido) se generaliza la regresión marina a finales del Triásico dando lugar a formación de depósitos salinos. Posteriormente y aún en el Triásico superior se produce una precipitación de carbonatos en un ambiente marino de poca profundidad, intermareal-supramareal con tendencia a veces a la emersión.

Durante el Jurásico inferior el ambiente es marino con deposición de carbonatos en un régimen de llanura mareal y canales submareales. De todas formas se trataría de un ambiente restringido con comunicaciones con el mar abierto y que según zonas estarían afectadas por ambientes de alta o baja energía llegando incluso a formarse "charcas" que se irían desecando paulatinamente.

Durante el Dogger es difícil establecer las condiciones de sedimentación ya que la dolomitización secundaria impide, observaciones sedimentológicas reconociéndose en algún punto niveles oolíticos que hablarían de zonas con determinada energía. Resulta interesante destacar la subsidencia de la cuenca para esos tiempos, ya que se observa una acumulación de sedimentos únicamente justificada por un marcado y progresivo hundimiento de la cuenca. Más al sur, en la Hoja de Isso se observa la presencia de clastos silíceos empastados en los carbonatos y con estructuras de corriente, indicando un aporte detrítico probablemente de un umbral paleozoico o permo-triásico (JEREZ MIR, L. 1973).

A finales del Dogger parece existir una clara interrupción sedimentaria observable a nivel regional. Esta interrupción es difícil de precisar en qué momento ocurrió. Calizas oolíticas de probable edad Bathoniense que afloran en la Hoja de Hellín, hacen pensar que la discontinuidad sedimentaria debió tener lugar al menos a finales del Dogger, o probablemente, en el Calloviense, en cuyo caso se correlacionaría esta interrupción con el nivel de oolitos ferruginosos del Calloviense existente en la cordillera Ibérica (GOMEZ et al. 1979).

Es a partir de esta interrupción cuando mejor se conoce la evolución de la cuenca jurásica, ya que sufre un cambio en su configuración, que permite una mejor interpretación paleogeográfica. En el Oxfordiense superior, que es cuando se tienen los primeros registros paleontológicos parece producirse una transgresión con deposición de carbonatos, en aguas no muy profundas y una plataforma de poca subsidencia, destacando la gran cantidad de fauna nerítica.

En el Oxfordiense superior tiene lugar un cambio brusco en las condiciones de sedimentación. En un ambiente reductor y restringido se depositan

margas y margo-calizas. Gradualmente y ya durante el Kimmeridgiense inferior se configura la cuenca de sedimentación iniciándose la influencia de la Meseta en la parte más occidental fuera ya de la Hoja. Este umbral comenzó a manifestarse durante el Oxfordiense y se denuncia en el Kimmeridgiense por la presencia y aumento de terrígenos hacia el oeste, hecho citado por la mayoría de los autores que en la región han trabajado (FOURCADE 1970, JEREZ MIR 1973 y ARIAS 1978).

Durante el Kimmeridgiense inferior-medio comienza a marcarse un carácter regresivo, en la sedimentación apreciándose un paso gradual de sedimentos de plataforma interna a depósitos mareales con influencia continental y barras oolíticas (Kimmeridgiense medio). Posteriormente se produce un paso a condiciones restringidas de lagoon, o incluso una emersión de la zona, función del contexto paleogeográfico regional.

Los movimientos neociméricos originan además una elevación general de la zona con la consiguiente formación de umbrales y depresiones que comienzan a rellenarse durante el Barremiense, ya en el Cretácico inferior, existiendo una laguna que se extendería entre el Kimmeridgiense medio hasta el Barremiense inferior. Más al sur en las proximidades del Prebético interno se registran depósitos marinos que cubren el hiato aquí existente.

La sedimentación a principios del Cretácico inferior y más concretamente durante el Barremiense superior tiene un marcado carácter continental que evoluciona a marino restringido (dolomías) en el Aptiense.

Durante el Barremiense superior-Aptiense sólo en la parte septentrional de la Hoja y concretamente a partir del meridiano de Hellín continúa la sedimentación permaneciendo elevado el resto de la zona lo que justifica el poco espesor de sedimentos y el carácter somero de las facies del Aptiense, quedando pues al S y W de la línea Ontur-Tobarra una zona levantada (ARIAS, 1978 y ARIAS et al. 1979). Posteriormente toda la región está emergida hasta el Albiense superior momento en el que de nuevo se inicia la sedimentación marina después de una etapa de claro carácter erosivo.

La sedimentación detrítica del Albiense facies "Utrillas" progresa hacia la zona oriental de la Hoja (ARIAS 1978). Se observa cómo hacia el oeste se van apoyando estos materiales indistintamente sobre el Aptiense, Kimmeridgiense, Oxfordiense superior e incluso Dogger, lo cual lleva a pensar en una erosión postaptiense (ARIAS et al. 1979) y más concretamente intralbiense, lo que supondría una reactivación del área madre, además de una serie de movimientos de gran radio durante el Albiense.

Los depósitos en facies "Utrillas" corresponderían en este área según ELIZAGA (1980) a facies distales de un sistema de abanicos aluviales procedentes de la meseta y desarrollados durante el Albiense superior.

Durante el Cenomaniense se produce una trasgresión en principio con carácter restringido, con formación de barras y lagoon con influencia mareal conectado con el mar abierto. Durante el Turoniense, no registrado paleontológicamente en la Hoja, debió continuar la sedimentación marina. Entonces se produce una interrupción general, reanudándose la sedimentación durante el Coniaciense, continuando una sedimentación carbonatada también de tipo restringido con marcada influencia continental ya durante el Campaniense-Maastrichtiense.

El final del Cretácico quizá principios del Eoceno se caracteriza por una serie de movimientos que motivarán la elevación y emersión de toda esta región, ya que se desconoce la existencia de depósitos paleógenos, o al menos no se han observado restos de ellos.

Antes del Aquitaniense se debió producir una fase de deformación bastante importante que se denuncia al sur de Albatana donde hay registros de depósitos de tal edad, siendo esos movimientos los causantes en parte de las principales estructuras. Establecido un relieve, se inicia una sedimentación marina que no llega a afectar a la zona norte, que permanece emergida formando parte del continente muy cerca de la línea de costa. A finales de Burdigaliense una nueva fase orogénica que pliega y fractura los materiales, discordantes de Minateda, dando origen a la formación de los depósitos continentales en el Langhiense, como consecuencia de una etapa erosiva posterior al plegamiento.

En el Serravalliense se produce una segunda invasión marina, de características paleogeográficas similares a la anterior con morfología de tipo archipiélago pero más transgresiva hacia el norte. Esta invasión se debió producir a favor de zonas tectónicamente definidas, es decir según direcciones estructurales pre-establecidas en los movimientos anteriores, justificándose así la presencia de depósitos más profundos (margas) junto a otros más someros (biocalcarenitas). A finales del Serravalliense, y en el Tortoniense basal impera una clara etapa regresiva (CALVO 1978) como consecuencia del inicio de una nueva fase de compresión de alto rango, que pliega y cabalga a los materiales miocenos. Estos movimientos datan la última etapa de compresión neógena como Serravalliense superior-Tortoniense momento en el cual se produce el cierre del estrecho Nordbético (CALVO et al. 1978). Estas dataciones son correlacionables perfectamente con las realizadas más al oeste en la zona del arco Alcaraz-Hellín en los depósitos marinos del Mioceno y también están de acuerdo con los movimientos detectados en el Prebético, siendo en esta última etapa cuando se produce el deslizamiento gravitatorio del manto subbético (JEREZ MIR et al. 1974).

Como consecuencia de la última etapa orogénica se inicia una sedimentación de tipo fluvio-lacustre en zonas deprimidas continuando la actividad tectónica en toda la región. A finales del Mioceno se produce a nivel regional una etapa distensiva que motiva la formación de graben y depresiones, correlacionándose este fenómeno distensivo con el vulcanismo neógeno del Prebético de edad Turolense-Plioceno.

Posteriormente y ya en el Plioceno superior se instala un régimen continental, fluvial y de abanicos aluviales con actividad hasta el Cuaternario. Nuevos reajustes motivan la elevación de la zona a nivel regional y comienza la instalación de una red fluvial y de una serie de procesos morfogenéticos que se desarrollarán hasta la actualidad.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA

Son muy escasos los recursos dentro de la Hoja existiendo restos de antiguas explotaciones, actualmente abandonadas, en la falda septentrional de la sierra del Madroño y en la parte sur-occidental de la sierra de las Quebradas. Corresponden todas a explotaciones de hierro, en las dolomías del Dogger.

Este mineral se presenta de forma dispersa y su origen es sin duda sedimentario. La poca productividad, su carácter diseminado, así como los difíciles accesos hacen considerar como improductivo este tipo de explotación.

Al pie de la sierra de los Navajuelos en el lugar conocido como "Balneario de la Pestosa" hay indicios de azufre de origen sedimentario asociado a los depósitos margosos del Mioceno superior, con una génesis, probablemente similar al azufre de las minas de Hellín (Hoja de Isso). No obstante y dadas las características geológicas de la zona se prevén pocas reservas para su explotación.

5.2. CANTERAS

Aparecen regularmente distribuidas en la mitad sur de la Hoja, y más concretamente en el triángulo Hellín-Tobarra-Albatana.

Dada la escasez de depósitos fluviales bien caracterizados los áridos naturales no son objeto de intensa explotación aunque puede ser localizado algún punto canterable pero de rango pequeño.

Las mayores explotaciones corresponden sin duda alguna a los áridos de trituración extraídos de calizas jurásicas que son canterables en diversos puntos (sur de Hellín y sierra de los Quebrados). También son explotables con fines cerámicos las arcillas continentales mio-pliocenos y las margas y calizas del Oxfordiense superior-Kimmeridgiense, estas últimas utilizadas como materias primas para cementos.

5.3. HIDROGEOLOGIA

Las características climáticas y la escasa o casi nula escorrentia superficial representa una gran problemática en la demanda de aguas de la región. El aprovechamiento de agua del subsuelo permite el abastecimiento a los municipios así como poner en regadío gran cantidad de hectáreas hasta hoy desaprovechadas por la escasez de recursos hídricos.

Los estudios llevados a cabo por el IGME y el IRYDA en la comarca Cazorla-Hellín-Yecla ha puesto de manifiesto los recursos y reservas hidrogeológicas en toda la región, por lo que se recomienda al lector, para más información, la consulta de dicho trabajo en los organismos oficiales correspondientes.

No obstante, las dolomías del Dogger presentan las mejores características hidrogeológicas como nivel de almacenamiento.

Por último, en las proximidades de la Muela de Peñarrubia, existe una explotación activa de estos recursos hídricos (sondeos del Boquerón) que pone de manifiesto las posibilidades de explotación de forma controlada de los embalses subterráneos.

6. BIBLIOGRAFIA

- ALVARO, M.; G. ARGUESO, J. M., y ELIZAGA, E. (1975). "La estructura del borde prebético de la zona de Alcaraz. (Prov. de Albacete, España)". *Bol. Geol. y Min. de España*. Vol. 86, n.º 5, pp. 467-477.
- ANTON PACHECO, C. Mapa de lineamientos de la Península Ibérica. *IGME*. (in litt).
- ARIAS, C. (1975). "Los materiales cretácicos de Pinilla (Albacete)". *Seminarios de Estratigrafía*. n.º 11, pp. 3-6.
- (1978). "Estratigrafía y paleogeografía del Jurásico superior y Cretácico inferior del nordeste de la provincia de Albacete". *Seminario de Estratigrafía*, serie monográfica n.º 3, 299 pp. Madrid.
- (1975). "El Cretácico de la zona La Higuera-Bonete (Albacete)". *I Coloq. Estrat. y Paleogeog. del Cret. de España*. Ed. Enadimsa. Serie 7, n.º 1, pp. 85-91.
- ARIAS, C., y FOURCADE, E. (1977). "El Aptense marino de Chinchilla de Montearagón". *Rev. Tecniterrae*, n.º 15, pp. 10-15.
- ARIAS, C., y WIEDMANN, J. (1977). "Ammoniten und Alter der Utrillas Schichten (Mittelkreide) in der ostlichen Provinz Albacete, SE. Spanien". *N. Jb. Geol. Pal. Mg. H-1*. pp. 1-14.
- ARIAS, C.; ELIZAGA, E., y VILAS, L. (1979). "Distribución de las facies del Cretácico inferior en el SE de la provincia de Albacete. Sus relaciones". *Cuadernos de Geología Ibérica*. Vol. 5.
- AZEMA, J. (1977). "Etude géologique des zones externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et Murcia". *Tesis Doctoral*. Fac. Sc. París, 393 pp.
- AZEMA, J.; CHAMPETIER, Y.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E., y PAQUET, J. (1971). "Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. Essai de corrélation". *Cuadernos de Geología Ibérica*. Vol. 2, pp. 91-110.
- AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E., y CHAMPETIER, Y. (1975). "Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. Essai de coordination". *1^{er} Coloquio de Estrat. y Paleogeografía del Cretácico de España*.
- BAENA PEREZ, J. (1972). "Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España. E 1:50.000 (24-36). Caravaca". Primera edición, *IGME*.
- BEHEMEL, H. (1970). "Beitrage zur stratigraphie und Paleontologie des Juras von Ustpanien". V. Stratigraphie und Fazies im prabestischen Jura von Albacete und Nord-Murcia". *N. Jb. Geol. Pal. Abh.* 137, 1, pp. 1-102.

- BELLON, H.; BIZON, G.; CALVO, J. P.; ELIZAGA, E.; GAUGANT, J., y LOPEZ, N. (1980). "Le volcan du Cerro Monegrillo (Prov. de Murcia): Age absolu et correlations avec les sediments neogenes du bassin de Hellin (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*. (in litt).
- BLUMENTHAL, M. (1926-1927). "Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Kordilleren von Central und Sudwest-Andalusien. *Ecl. Geol. Helv.* XX, pp. 487-532.
- BOUESQUET, J. C., y MONTENAT, CH (1974). "La neotectonique dans les Cordillères Bétiques orientales (Espagne)". *2^{eme} Reunion anuelle des Sciences de la Terre*. Pont-à-Mousson.
- BRINKMANN, R., y GALWITZ, H. (1973). "El borde externo de las cadenas Béticas en el sureste de España". Vol. V., pp. 167-290. Madrid 1950. (*Inst. "Lucas Mallada" de Inv. Geol.*).
- CALVO, J. P. (1978). "Estudio petrológico y sedimentológico del Terciario marino del sector central de la provincia de Albacete". *Estrat. Geol.* Vol. 34, pp. 407-429.
- CALVO, J. P.; ORDÓÑEZ, S., y USERA, J. (1974). "Estudio del Terciario marino de la Sierra del Muguén. (Provs. de Albacete y Valencia)". *Acta Geol. Hisp.*, t. IX, n.º 5, pp. 174-178.
- CALVO, J. P.; ELIZAGA, E.; LOPEZ, N.; ROBLES, F., y USERA, J. (1978). "El Mioceno superior continental del Prebético externo, evolución del estrecho norbético". *Bol. Geol. y Min.* Vol. 5, pp. 9-32.
- CAMARA, P., y DURANTEZ, O. (1978). Mapa geológico de España escala 1:50.000, Hoja de Lletor. *IGME*.
- CHAMPETIER, Y. (1972). "Le Prebetique et l'Ibérique côtiers dans le Sud de la province de Valence et le Nord de la province d'Alicante (Espagne)". *Tesis Doctoral, Nancy, Sciences de la Terre*. n.º 24, 170 pp.
- DABRIO, C. J. (1972). "Geología del Sector del Alto Segura (zona Prebética)". *Tesis Univ. de Granada*, 338 pp.
- EGELER, C. G., y SIMON, D. J. (1969). "Sur la tectonique de la zone bétique (Cordillères Bétiques) Espagne". *Verhandl. Konned. Akad. Wet., Afd. Nat.* (1) 15, n.º 3, 90 pp.
- ELIZAGA, E. (1980). "Los sedimentos terrígenos del Cretácico medio del sur de la Meseta y norte del Prebético externo. Hipótesis sedimentológica". *Bol. del IGME TXCI-V*. pp. 619-638.
- FALLOT, P. (1943). "El Sistema Cretácico en las Cordilleras Béticas". *Mem. Inst. "Lucas Mallada"*, CSIC, 110 pp.
- (1948). "Les Cordillères Bétiques". *Est. Geol.* n.º 8, pp. 83-172. Madrid.
- FERNANDEZ MARTINEZ, J. (1975). "Sedimentación triásica en el borde de la Meseta". *Tesis Doctoral. Univ. de Granada*.
- FONTBOTE, J. M. (1970). "Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas". *Cuad. Geol. Univ. Granada* 1, pp. 71-78.
- FOURCADE, E. (1964). "Observations sur quelques formations 'Wealdiennes' de la province d'Albacete (Espagne)". *C. R. somm. S. G. F.* fasc. 9, pp. 370-371.
- (1966). "Note preliminaire sur l'évolution de quelques facies du Jurassique supérieur de l'Est de la province d'Albacete (Espagne)". *C. R. somm. S. G. F.* fasc. 5, pp. 182.

- (1967). "A propos de quelques facies non marins du Crétacé inférieur de la region d'Albacete-Almansa (Sud-Est de l'Espagne)". *C. R. somm. S. G. F.* fasc. 5, pp. 200.
- (1967). "Données nouvelles sur le Crétacé inférieur du Nord-Est de la Cordillere Bétique (Espagne)". *Acad. Naz. Lincei rend. Clas. Sc. Fis. Math. e Nat.*, fasc. 6, ser. VIII, vol. XLII, pp. 842-851.
- (1967). "Sur la présence de facies saumâtres dans le Jurassique supérieur de la région d'Almansa-Bonete (Espagne, prov. d'Albacete)". *C. R. somm., S. G. F.*, fasc. 1, p. 15.
- (1970). "Le Jurassique et el Crétacé aux confins des Chaînes bétiques et ibériques (Sud-Est de l'Espagne)". *Thèse Sciences*, Paris, 2 vols., 427 pp.
- (1971). "Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques: les confins du Prebetiques et des Chaînes Ibériques entre le río Mundo et le río Júcar (Stratigraphie, zones a Foraminifères et paleogeographie)". *I Col. Estrat. et Paleogeogr. Jur. España*. Vitoria 1970. *Cuad. Geol. Ibér.* Vol. 2, pp. 157-180.
- (1975). "Le Crétacé dans la partie oriental des zones externes des Cordillères Bétiques. III. Les confins du Prébetique et des Chaînes Ibériques, entre le río Mundo et le río Júcar. (Stratigraphie et Paleogeographie)". *I Col. Estrat. et Paleog. del Cretácico de España*. Ed. Enadimsa. Serie 7, n° 1, pp. 233-244.
- FOURCADE, E.; JEREZ MIR, L.; RODRIGUEZ ESTRELLA, T., y JAFREZO, M. (1972). "El Jurásico terminal y el Cretácico inferior de la Sierra de Muela (prov. de Murcia). Consideraciones sobre las biozonas con foraminíferos del Albense-Aptense del sureste de España". *Rev. Esp. de Microp.* núm. Extra 30 Aniv. E. N. Adaro.
- FOURCADE, E., y JEREZ MIR, L. (1973). "El Cretácico inferior en las intermediaciones de Peñarrubia (zona prebética, prov. de Albacete)". *Rev. Esp. de Microp.* E. N. Adaro. Vol. V, n° 2, pp. 291-299.
- FOURCADE, E.; PENDAS, F., y RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977). "El Jurásico superior y el Cretácico inferior en los alrededores de Yeste (Zona Prebética sudeste de España)". *Rev. Esp. de Microp.* Vol. IX, n° 3, pp. 361-380.
- GARCIA, A.; MAS, J. R.; ARIAS, C.; VILAS, L.; ALONSO, A., y RINCON, R. (1978). "Evolution sedimentaire des facies terrigenes mixtes et carbonatés de l'Albien supérieur-Cenomanien, dans la region de Cuenca-Almansa, Espagne". *Cahiers de micropaleontologie* 4, pp. 11-19.
- GARCIA DEL CURA, M.^a A.; ORDOÑEZ, S., y CALVO SORANDO, J. P. (1977). "Estudio sedimentológico de la Cuenca cuaternaria de Cordovilla". *Instituto de Geografía aplicada CISC*.
- GARCIA HERNANDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, A. C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C., y VERA, J. A. (1980). "Mesozoic palacogeographie evolution of the external zones of the Betic Cordillera". *Geologie en Mijnbouw*. Vol. 59 (2), pp. 155-168.
- GARCIA PALOMERO, F. (1969). "Estudio geológico de la región de Alcadozo (Albacete)". *Cuad. de Geol. Ibér.* Vol. I, pp. 149-189.
- GARCIA RODRIGO, B., y PENDAS, F. (1971). "Consideraciones sobre el Jurásico inferior y medio de Albacete". *Cuad. Geol. Ibér.* Vol. 2, páginas 255-272.

- GOMEZ, J. J., y GOY, A. (1979). "Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica". *Est. Geol.* Vol. 35, pp. 569-598.
- GONZALEZ DONOSO, J. M.; LINARES, A.; LOPEZ GARRIDO, A. C., y VERA, J. A. (1970). "Bosquejo estratigráfico del Jurásico de las Cordilleras Béticas". 1^{er} Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España". (Vitoria). *Cuad. Geol. Iber.* (1971) 2, pp. 55-90.
- GOY, A.; GOMEZ, J. J., y YEBENES, A. (1976). "El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad norte)". I Unidades litoestratigráficas. *Est. Geol.*, t. 32, pp. 391-423.
- HILLEBRANDT, A. VON (1974). "Biostratigrafía del Paleógeno en el sureste de España (provs. de Murcia y Alicante)". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 5, pp. 135-153.
- JEREZ MIR, L. (1971). "Bosquejo estratigráfico y paleogeográfico de la zona Prebética en la región de Iseo-Elche de la Sierra y Moratalla". *Bol. Geol. y Min.*, t. 81-2, pp. 117-131.
- (1971). "Hipótesis sobre las relaciones entre el zócalo y la cobertera en un sector de la zona Prebética (provs. de Albacete y Murcia)". *I Congreso Hispano-Luso-Amer. de Geol. Económica. Sec. de Geol.*, t. 1, Apart. 8-1. 24, pp. 249-264.
- (1973). "Geología de la Zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provs. de Albacete y Murcia). *Tesis Doctoral*, Fac. Ciencias Univ. de Granada, 2 tomos, 750 pp.
- (1975). Mapa Geológico de España E 1:50.000, Hoja de Calasparra. *IGME*.
- JEREZ MIR, F. (1979). "Contribución a una nueva síntesis de las Cordilleras Béticas". *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, t. 90; vol. 4, pp. 503-555.
- (1980). Mapa Geológico de España E 1:50.000, Hoja de Elche de la Sierra. *IGME*.
- JEREZ MIR, L.; GARCIA MONZON, G., y JEREZ MIR, F. (1974). "Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España E 1:50.000, Calasparra". Segunda serie. Primera edición. *IGME*.
- JIMENEZ CISNEROS, D. (1912). "Geología y prehistoria de los alrededores de Fuente Alamo (Albacete). *Trab. Museo Cienc. Nat. Madrid*.
- LINARES GIRELA, L., y RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1975). "El Cretácico del extremo SW de la Ibérica y del borde externo del Prebético (provs. de Albacete y Cuenca). Correlación y síntesis". *I Simps. Cret. Cordillera Ibérica*. Cuenca, pp. 219-240.
- LINARES GIRELLA, L. (1976). "Datos sobre las series Jurásico-Cretácico del Sector Peñas de San Pedro-Chinchilla de Montearagón (prov. de Albacete)". *Bol. Geol. y Min.* T. LXXXVII. Vol. 4, pp. 27-36.
- NAVARRO, A., y SAAVEDRA, J. L. (1966). "Estudio general de un área de la provincia de Albacete (parte sur)". *Notas y Comun. del IGME*. n.º 86, pp. 7-30.
- PENDAS, F. (1971). "Estudio hidrogeológico de la comarca Cazorla-Hellín-Yecla". *Publicaciones del IGME*. (I.N.C.).
- PERCONIG, E., y MARTIN, L. (1971). "Estratigrafía del Cretácico de la zona de Ontur y Yecla (Zona Prebética)". *I Congr. Hispano-Luso-Amer. de Geología Económica*. Madrid-Lisboa, pp. 331-341.
- QUINTERO, I.; ALMELA, A.; GOMEZ, E.; MARTINEZ, C., y MANSI-

- LLA, H. (1977). "El Trías de facies germánica de Alpera". *Cuad. de Geol. Ibérica*. Vol. 4, pp. 447-454.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977). "Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante (Tectónica)". *Bol. IGME*, t. 88, vol. 4, páginas 273-299.
- (1977). "Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante (Estratigrafía)". *Bol. IGME*, t. 88, vol. 3, pp. 183-214.
 - (1977). "Estudio Hidrogeológico del Bajo Segura. Características tectónicas de la zona Prebética". Enadimsa.
 - (1979). "Geología e Hidrogeología del Sector de Alcaraz-Lietor-Yeste (prov. de Albacete)". *Col. Mem. IGME*. T. 97, vol. 1, pp. 13-276.
 - (1979). "Geología e Hidrogeología del Sector de Alcaraz-Lietor-Yeste (prov. de Albacete)". *Col. Mem. IGME*. T. 97, vol. 1, pp. 7-290.
 - Características tectónicas de la zona Prebética". *Seminario de Tectónica global*. Enadimsa. (in litt).
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T., y GRANADOS, L. (1973). "El Cretácico superior de las Hojas de Alcaraz, Lietor y Yeste. Zona Prebética". *I Coloq. de Estrat. y Paleogeogr. del Cret. de España*. Enadimsa. Serie 7, n.º 1, pp. 129-140.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T.; GRANADOS, L.; SAAVEDRA, J., y GONZÁLEZ, A. (1980). "Estudio geológico en el sector de Carche-Salinas. Zona Prebética (provs. de Murcia y Alicante)". *Bol. IGME*, t. 91, n.º 4, pp. 527-548.
- USERA, J.; CALVO, J. P., y MARQUEZ, L. (1979). "Síntesis bioestratigráfica (foraminíferos) del Neógeno marino del Sector central de la provincia de Albacete. España". *Est. Geol.* Vol. 35, pp. 199-204.
- SANCHEZ CELA, V. (1971). "Estudio geológico del Trías del borde Prebético (Linares-Alcaraz)". *Est. Geol.* Vol. XXVII, pp. 213-238.
- SANCHEZ DE LATORRE, L. (1964). "Estudio hidrogeológico de los alrededores de Hellín-Santa Quiteria". *Cuad. Geol. Iber.* n.º 1.

Servicio de Publicaciones – Doctor Fleming, 7 – Madrid-16

Depósito legal: M-39767-1984

Imprenta Manuel Carreras Cortés – Madrid-27

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA