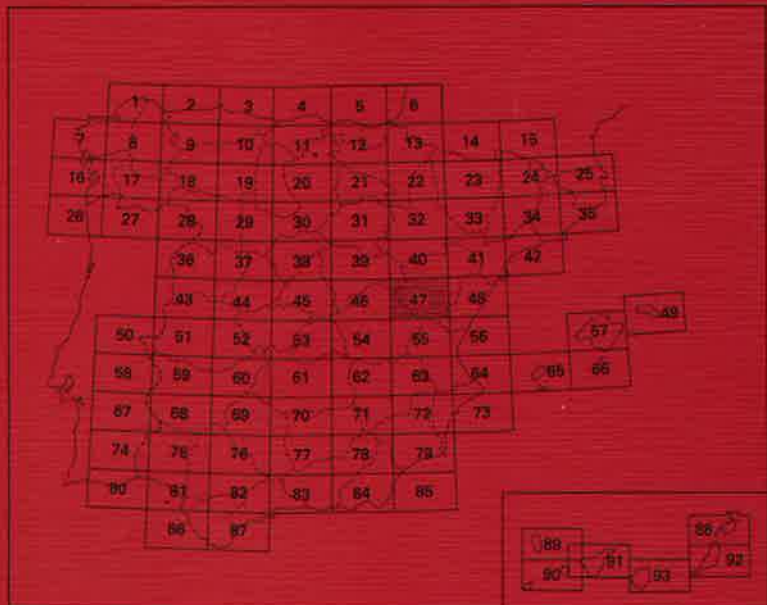


# MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

**E. 1:200.000**

## TERUEL

**Primera edición**



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

# MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

# TERUEL

Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

22147

Servicio de Publicaciones - Ministerio de Industria y Energía - Doctor Fleming, 7 - 28036 Madrid

FOTOCOMPOSICION: CARMAGRAF, S.A. - Sambara, 40 - 28027 Madrid  
IMPRIME: GRAFIBER

Depósito Legal: M-40411-1985

### COMPañIA GENERAL DE SONDEOS, S.A.

Para la realización de esta hoja y memoria se han utilizado los datos de las cartografías y memorias de las Hojas E: 1:50.000 (2.ª Serie) MAGNA, convenientemente revisadas y adaptadas a la escala del presente trabajo. Asimismo se han aportado los trabajos de carácter sedimentológico, tectónico y de Laboratorio realizados durante los años 1982 y 1983 por los especialistas que figuran a continuación.

- A. Hernández (C.G.S.): Coordinación. Cartografía y memoria.
- A. Godoy (C.G.S.): Cartografía.
- M. Alvaro y J.I. Ramírez: Tectónica y Memoria.
- M. C. Leal (C.G.S.): Micropaleontología y Memoria.
- M. Aguilar (C.G.S.): Petrografía de rocas ígneas y sedimentarias y Memoria.
- P. Anadón (I. Jaime Almera. — C.S.I.C.) Terciario (Sedimentología Cartografía y Memoria).
- E. Moissenet (Univ. de París): Aportación de datos cronoestratigráficos y cartográficos del Terciario.
- A. Meléndez (Univ. de Zaragoza): Sedimentología del Cretácico superior y Memoria.
- J.J. Gómez (ESSO): Sedimentología de carbonatos (Muschelkalk, Lias y Dogger) y Memoria.
- J.M. Martín (Univ. de Granada): Sedimentología de carbonatos Malm) y Memoria.
- J.C. García (Univ. de Oviedo): Sedimentología de detríticos y carbonatos (Buntsandstein y Cretácico inferior) y Memoria.
- C. Aramburu: Medida de Paleocorrientes.
- F. Orti (Univ. de Barcelona): Sedimentología del Keuper y Memoria.
- N. Solé: (Determinación palinológica).
- C.G.S.: Laboratorios.
- V. Gabaldón: Dirección y Supervisión.



## INDICE

0.	INTRODUCCION .....	13
1.	ESTRATIGRAFIA .....	15
1.1.	PALEOZOICO .....	15
1.1.1.	Ordovícico .....	16
1.1.1.1.	<i>Cuarcitas y pizarras (0<sub>1</sub>). Ordovícico inferior</i> .....	16
1.1.1.2.	<i>Pizarras y cuarcitas 0<sub>2</sub>. Ordovícico medio - superior</i> .....	16
1.1.1.2.1.	<i>Pizarras y cuarcitas. Llanvirniense-Llandeiloense</i> .....	17
1.1.1.2.2.	<i>Cuarcitas y pizarras. Llandeiloense-Caradociense</i> .....	19
1.1.1.2.3.	<i>Pizarras, areniscas, margas y calizas. Caradociense-Ashgilliense-Llandoveryense</i> .....	19
1.1.2.	Silúrico (S) .....	20
1.1.2.1.	<i>Cuarcitas y niveles de pizarras. Llandoveryense</i> .....	20
1.1.2.2.	<i>Pizarras negras. Llandoveryense-Wenlockiense</i> .....	21
1.1.2.3.	<i>Cuarcitas, areniscas rojas y pizarras Ludlowiense</i> .....	21
1.2.	ROCAS VOLCANICAS PERMICAS (V) .....	22

1.3. PERMO - TRIASICO.....	22
1.3.1. Conglomerados, areniscas y lutitas (TB). Facies Buntsandstein.....	22
1.3.1.1. Litofacies de brechas.....	24
1.3.1.2. Litofacies de conglomerados.....	24
1.3.1.3. Litofacies de areniscas.....	27
1.3.1.4. Litofacies heterolíticas.....	30
1.3.2. Dolomías (Tm). Facies Muschelkalk.....	31
1.3.2.1. Tramo inferior del Muschelkalk.....	32
1.3.2.2. Tramo medio del Muschelkalk.....	36
1.3.2.3. Tramo superior del Muschelkalk.....	38
1.3.3. Arcillas y yesos (Tk). Facies Keuper.....	43
1.3.3.1. Fm. Arcillas y yesos de Jarafuel (K1)....	43
1.3.3.2. Fm. Areniscas de Manuel (K2).....	45
1.3.3.3. Fm. Arcillas de Cofrentes (K3).....	45
1.3.3.4. Fm. Arcillas yesíferas de Quesa (K4)....	45
1.3.4. Rocas volcánicas triásicas (W). Ofitas.....	47
1.4. TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO.....	47
1.4.1. Fm. Dolomías tableadas de Imón. Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña. Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas. Fm. Margas grises de Cerro del Pez. Fm. Calizas bioclásticas de Barahona (J <sub>1</sub> ). Rethiense-Toarciense inferior.....	49
1.4.1.1. Fm. Dolomías tableadas de Imón.....	49
1.4.1.2. Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña.....	51
1.4.1.3. Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas.....	53
1.4.1.4. Fm. Margas grises de Cerro del Pez....	56
1.4.1.5. Fm. Calizas bioclásticas de Barahona...	58
1.4.2. Fm Alternancia de margas y calizas de Turmiel (J <sub>2</sub> ). Toarciense.....	59
1.4.3. Fm. Carbonatada de Chelva. Mb. Calizas nodulosas de Casinos. Capas de oolitos ferruginosos de Arroyofrío y Mb. de Calizas con Esponjas de Yatova (J <sub>3</sub> ). Toarciense superior - Oxfordiense superior.....	61
1.4.3.1. Mb. Calizas nodulosas de Casinos.....	63
1.4.3.2. Fm. Carbonatada de Chelva, parte media.....	64
1.4.3.2.1. Grupo de facies micríticas..	64
1.4.3.2.2. Grupo de facies oolítico-dolomíticas.....	68

1.4.3.3.	Capa de Obolitos ferruginosos de Arroyofrío.....	71
1.4.3.4.	Mb. de Calizas con Esponjas de Yatova.....	72
1.4.4.	Dolomías, margas y calizas ( $J_{1,3}$ ). Rethiense - Oxfordiense superior.....	73
1.4.5.	Fm. Margas de Sot de Chera. Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla. Fm. Margas de Frias. ( $J_4$ ). Oxfordiense superior - Kimmeridgiense inferior.....	73
1.4.5.1.	Fm. Margas de Sot de Chera.....	73
1.4.5.2.	Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla. Fm. Margas de Frias.....	74
1.4.6.	Fm. Calizas con Oncolitos de Higuieruelas ( $J_6$ ). Kimmeridgiense medio - Portlandiense p.p.?.	76
1.4.7.	Margas y calizas oncolíticas ( $J_{4-5}$ ). Oxfordiense superior - Portlandiense p.p.?.	80
1.4.8.	Fm. Calizas, areniscas y arcillas de Villar del Arzobispo ( $J_{6p}$ ). Kimmeridgiense superior - Portlandiense (Localmente Neocomiense).....	80
1.5.	CRETACICO.....	81
1.5.1.	Cretácico inferior.....	81
1.5.1.1.	Cuenca de Mora de Rubielos.....	83
1.5.1.1.1.	Fm. Areniscas de Mora de Rubielos ( $C_{1w}$ ). Valanginiense.	83
1.5.1.1.2.	Fm. Areniscas de Camarillas ( $C_{1-2}W$ ). Hauteriviense - Barremiense inferior.....	86
1.5.1.1.3.	Fm. Calizas y margas de Ares del Maestre. Fm. Arcillas de Morella ( $C_{2-3}$ ). Barremiense - Bedouliense basal.....	88
1.5.1.1.4.	Fm. Calizas y margas de Chert. Fm. Margas de Forcall. Fm. Calizas de Villarroya de los Pinares ( $C_{3,4}$ ). Bedouliense inferior - Clansayesiense.....	92
1.5.1.1.5.	Fm Calizas de Benasal ( $C_4$ ). Clansayesiense - Albiense inferior.....	100
1.5.1.1.6.	Areniscas, arcillas y calizas ( $C_{1w}-C_4$ ). Valanginiense - Albiense inferior.....	101
1.5.1.1.7.	Calizas, arcillas y areniscas ( $C_{2-4}$ ). Barremiense - Albiense inferior.....	102

1.5.1.2.	<i>Surco Ibérico suroccidental</i> .....	102
1.5.1.2.1.	Fm. Arenas y arcillas de El Collado. Fm. Calizas de la Huerquina ( $C_1w-C_4a$ ). Hauteriviense - Barremiense.....	102
1.5.1.2.2.	Margas, calizas, arcillas y arenas ( $J_3-C_4$ ). Oxfordiense - Barremiense.....	104
1.5.1.3.	<i>Fm. Arenas de Utrillas (<math>C_5u</math>). Albiense - Cenomaniense inferior</i> .....	104
1.5.2.	<b>Cretácico superior</b> .....	106
1.5.2.1.	<i>Dolomías, margas y calizas (<math>C_6</math>). Cenomaniense - Turoniense</i> .....	106
1.5.2.1.1.	Fm. Margas de Chera.....	108
1.5.2.1.2.	Fm. Dolomías de Alatoz.....	108
1.5.2.1.3.	Fm. Dolomías tableadas de Villa de Vés.....	111
1.5.2.1.4.	Fm. Calizas y margas de Casa Medina.....	113
1.5.2.1.5.	Fm. Arenas, arcillas y calizas de Sta. María de las Hoyas.....	113
1.5.2.1.6.	Fm. Calizas dolomíticas de Nuévalos.....	114
1.5.2.1.7.	Fm. Calizas nodulosas de Monterde.....	116
1.5.2.1.8.	Fm. Calizas y margas de Mosqueruela.....	116
1.5.2.2	<i>Arenas, arcillas, calizas y dolomías (<math>C_5u-C_6</math>). Albiense - Turoniense</i> .....	120
1.5.2.3	<i>Dolomías y calizas (<math>C_7</math>). Turoniense - Coniaciense basal</i> .....	120
1.5.2.3.1.	Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada.....	120
1.5.2.3.2.	Fm. Calizas bioclásticas de Jaraba.....	122
1.5.2.3.3.	Fm. Dolomías del Barranco de los Degollados.....	122
1.5.2.4.	<i>Dolomías, calizas y margas (<math>C_6-c</math>). Cenomaniense - Coniaciense basal</i> .....	123
1.5.2.5.	<i>Brechas, calizas y arcillas (B). Coniaciense - Maestrichtiense</i> .....	123
1.5.2.5.1.	Fm. Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera...	123
1.5.2.5.2.	Fm. Calizas de Hontoria del Pinar.....	125



1.5.2.5.3.	Fm. Brechas dolomíticas de Cuenca.....	125
1.5.2.5.4.	Fm. Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra.....	126
1.5.2.5.5.	Fm. Calizas de los Organos de Montoro.....	127
1.5.2.5.6.	Fm. Margas y calizas de la Cañadilla.....	127
1.6.	<b>TERCIARIO</b> .....	128
1.6.1.	<b>Paleógeno - Mioceno basal</b> .....	128
1.6.1.1.	<i>Cretácico superior-Paleógeno</i> .....	129
1.6.1.1.1.	Fm. Calizas de Fortanete. Calizas, margas y arcillas versicolores (N <sub>1</sub> ). Maastrichtiense Paleoceno?.....	129
1.6.1.1.2.	Arcillas rojas, areniscas, conglomerados y calizas (N <sub>1,3</sub> ). Maastrichtiense - Paleoceno - Eoceno?.....	129
1.6.1.2.	<i>Paleógeno - Mioceno basal de Sierra Palomera y facies afines de otras áreas...</i>	130
1.6.1.2.1.	Conglomerados y lutitas amarillentos (N <sub>3</sub> ). Eoceno superior	131
1.6.1.2.2.	Calizas, margas, lutitas, conglomerados y areniscas (N <sub>3</sub> -O <sub>1</sub> ). Eoceno superior - Oligoceno inferior.....	132
1.6.1.2.3.	Calizas, dolomías y margas (O <sub>1,2</sub> ). Conglomerados, areniscas y lutitas rojizas (O <sub>1,2</sub> ). Oligoceno medio superior...	132
1.6.1.2.4.	Conglomerados, areniscas y lutitas rojizas (M <sub>1,ar</sub> ). Oligoceno terminal - Mioceno basal (Ageniense).....	133
1.6.1.2.5.	Calizas, lutitas y margas (M <sub>1,c</sub> ). Ageniense.....	133
1.6.1.3.	<i>Paleógeno-Mioceno basal de Alustante-Piqueras (N<sub>3</sub>-O<sub>1</sub>) y (M<sub>1</sub>)</i> .....	134
1.6.1.4.	<i>Paleógeno indiferenciado (N<sub>1</sub>-O<sub>2</sub>)</i> .....	135
1.6.2.	<b>Neógeno de Fosas y Depresiones</b> .....	135
1.6.2.1.	<i>Depresión de Sarrión - Cubeta del Mijares</i>	136

1.6.2.1.1.	Conglomerados, calizas travertínicas, lutitas y areniscas (M <sub>1-3</sub> ). Mioceno inferior-medio? .....	136
1.6.2.1.2.	Cuenca de Rubielos de Mora .....	137
1.6.2.1.3.	Conglomerados, areniscas y lutitas rojas con intercalaciones de calizas travertínicas (M <sub>4</sub> -Pl <sub>2</sub> ). Turolense - Villanyense .....	140
1.6.2.2.	<i>Fosa de Teruel</i> .....	141
1.6.2.2.1.	Facies detríticas .....	142
1.6.2.2.2.	Facies carbonatadas .....	147
1.6.2.2.3.	Facies evaporíticas .....	150
1.6.2.3.	<i>Formaciones culminantes finí-pliocenas de la fosa de Teruel y Depresión de Sarrión</i> .....	152
1.6.2.3.1.	Gravas, arenas y limos (Pl <sub>2</sub> Q). Villanyense .....	152
1.7.	CUATERNARIO .....	154
1.7.1.	<b>Arenas, gravas y limos. Aluviales y terrazas (Qr). Pleistoceno - Holoceno</b> .....	154
1.7.2.	<b>Conglomerados y arcillas con cantos. Glacis (Qg). Pleistoceno - Holoceno</b> .....	154
1.7.3.	<b>Cuaternario indiferenciado (Q). Pleistoceno - Holoceno</b> .....	154
1.7.4.	<b>Brechas con matriz limo-arcillosa. Coluviales (Qc). Holoceno</b> .....	154
2.	TECTONICA .....	155
2.1.	MARCO GEOTECTONICO REGIONAL .....	155
2.2.	DOMINIOS ESTRUCTURALES .....	157
2.2.1.	El dominio de Albarracín .....	158
2.2.2.	La franja de Tragacete-Zafrilla .....	158
2.2.3.	El dominio de Beamund-Cañete .....	159
2.2.4.	Las cubetas transversales de Cañete .....	159
2.2.5.	El dominio del Macizo de Gudar .....	160
2.2.6.	Dominio de Javalambre-El Espadán .....	160
2.2.7.	Fosas de Teruel-Alfambra y del Jiloca .....	161
2.2.8.	Cuenca Terciaria de Mora-Sarrión .....	161
2.3.	ESTRUCTURAS COMPRESIVAS .....	161
2.4.	ESTRUCTURAS DISTENSIVAS .....	164



3. HISTORIA GEOLOGICA.....	167
4. GEOLOGIA ECONOMICA.....	177
4.1. MINERIA Y CANTERAS.....	177
4.2. HIDROGEOLOGIA.....	178
5. BIBLIOGRAFIA .....	181

## INTRODUCCION

La Hoja de Teruel está situada en la mitad sur de la Cordillera Ibérica, estando ocupada la mayor parte de su superficie por la Rama Castellana y la Fosa de Teruel y únicamente en su tercio nororiental está representada la Rama Aragonesa. Comprende parte de las provincias de Teruel, Cuenca, Guadalajara, Castellón de la Plana y Valencia.

La Cordillera Ibérica se extiende desde las provincias de Burgos y Logroño, por el Norte, hasta las de Valencia y Cuenca, por el Sur, con una dirección aproximada NO-SE. Sus límites son por el N la cuenca terciaria del Ebro, por el S la plataforma manchega y las Cordilleras Béticas y por el O las cuencas terciarias del Tajo y Duero y la Sierra de Guadarrama.

Esta Cordillera está constituida por un zócalo formado por materiales del Precámbrico y Paleozoico deformados durante la orogenia hercínica, sobre el que se depositan discordantemente materiales del Pérmico, Mesozoico y Terciario, afectados por los movimientos de la orogenia alpina, según la dirección general NO-SE (Directriz Ibérica), con vergencias al SO en la parte occidental (Rama Castellana) y hacia el NE en la oriental (Rama Aragonesa). De orden menor son las estructuras de dirección NE-SO (Directriz Guadarrama) y NNE-SSO.

La evolución tectónica y sedimentaria de la Cordillera a partir del Pérmico, se ajusta al modelo propuesto por ALVARO, *et al* (1978), según los cuales correspondería a un Aulacógeno posteriormente comprimido y deformado durante las fases Alpinas (IGME, 1980).

## 1. ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Teruel afloran materiales que van desde el Paleozoico hacia el Cuaternario, con predominio de los correspondientes al Jurásico, Cretácico y Terciario.

### 1.1. PALEOZOICO

La bibliografía sobre el Paleozoico de la región es abundante. Los primeros se deben a TRICALINOS (1928) y LOTZE (1929), RIBA (1959) hace un estudio detallado del Paleozoico de los macizos del Nevero, Sierra del Tremedal y Sierra Carbonera. Más tarde, TRUNIT (1967), completa la estratigrafía del Ordovícico-Silúrico de la Sierra del Tremedal. Otros trabajos que conviene destacar son los de SACHER (1965), que estudian la zona de Molina de Aragón, y HARTLEB (1967) y VILLENA (1971, 1980), en Sierra Menera y Arangoncillo. Desde el punto de vista sedimentológico WIEGAND (1966) analiza los materiales del Ordovícico de esta región.

Los afloramientos de mayor interés se encuentran en la mitad occidental de la Hoja en Sierra Menera, Sierra del Tremedal, Sierra de Albarracín (Sierra Carbonera y Collado de la Plata) y Sierra de Valdemeca. En el resto de la Hoja no aflora salvo un pequeño afloramiento de pizarras del Silúrico en Sierra del Espadán (esquina SE de la Hoja).

VIALLARD (1973) supone que todos estos afloramientos forman parte de un gran anticlinorio alpino de forma arqueada, que se extendería desde el N de Tragacete hasta las proximidades de Chelva.

### 1.1.1. Ordovícico

#### 1.1.1.1. Cuarcitas y pizarras ( $O_1$ ). Ordovícico inferior.

Estos materiales afloran en Sierra Menera, Sierra Carbonera y Collado de la Plata.

Se distinguen dos tramos litológicos. El inferior que aflora y de forma incompleta solamente en Sierra Carbonera, está constituido por pizarras y grauwackas alternando con bancos de cuarcita con **Scolithus**. No se han encontrado pruebas paleontológicas para su datación, y se les atribuye al Tremadociense por encontrarse situadas debajo de la Cuarcita Armoricana.

El tramo superior corresponde a la Fm. Cuarcita Armoniac. Está formada por cuarcitas masivas que alternan con algunos bancos de pizarras detríticas. La potencia aproximada es de 250 m. Hacia el Sur la potencia de esta Unidad disminuye, debido al acúñamiento en este sentido de las barras de cuarcita. Regionalmente, se reconocen tres tramos, el inferior representado por cuarcitas blanquecinas, el medio formado por pizarras y areniscas con estrechos bancos cuarcíticos y el superior constituido por cuarcitas en bancos potentes.

En conjunto corresponden a facies de ortocuarcitas con estratificaciones cruzadas de megarrípples. La potencia de las capas oscila entre 0,5 y 1 m con escasa continuidad lateral. Se encuentran con frecuencia **Cruzianas** y **Scolithus**, más abundantes hacia el techo de la Unidad.

Sugieren un ambiente de energía elevada cuya sedimentación podría atribuirse en principio a la acción de olas y mareas. Sin embargo, no se han reconocido estructuras de playa ni tampoco se tiene evidencia del flujo bipolar mareal, por lo que no parece que las corrientes mareales sean importantes en la sedimentación de estas areniscas. Por el contrario, la constante orientación de las láminas hacia el SO indican que los procesos dominantes se deben a corrientes semipermanentes.

Las ortocuarcitas están constituídas casi exclusivamente por granos de cuarzo de tamaño arena media, subredondeados, cementados por cuarzo en crecimientos secundarios, con moscovita, circón, turmalina y rutilo como accesorios. Localmente presentan cemento peculiar ferruginoso, anterior a los revestimientos secundarios de cuarzo.

La edad de esta Unidad superior es Arenigiense.

#### 1.1.1.2. Pizarras y cuarcitas ( $O_2$ ). Ordovícico medio - superior

Los materiales de esta edad están ampliamente representados en Sierra Menera, Sierra del Tremedal, Sierra Carbonera y Collado de la Plata.

Han sido estudiados por diversos autores que han utilizado denominaciones distintas a los tramos en que se subdivide esta Unidad. Con el objeto de poder tener una visión rápida de estas diferenciaciones, se ha representado en la fig. 1 un cuadro que simplifica y agrupa los nombres comúnmente utilizados.

Los tramos que se diferencian en esta Unidad se describen a continuación:



#### 1.1.1.2.1. Pizarras y cuarcitas. Llanvirniense - Llandeiloense

En esta Unidad se distinguen a su vez tres tramos. El inferior está constituido por pizarras y por bancos de poca potencia de areniscas de grano fino, de aspecto esquistoso, con fauna Graptolites. El tramo medio lo forman unas areniscas de grano fino micáceas de colores grises y verdes con intercalaciones de limolitas, con fauna de Trilobites y niveles lumaquéllicos de Braquiópodos. El tramo superior está formado por pizarras arcillosas negruzcas. La separación entre tramos queda marcada por sendos horizontes con oolitos ferruginosos. La potencia total de la Unidad es de 240 m aproximadamente, siendo de destacar que el tramo inferior sufre un cambio de facies hacia el SE, haciéndose más arenoso a la vez que aumenta de potencia.

En la Serretilla, RIBA (1959) cita la siguiente fauna: **Didymograptus bifidus** HALL, **D. stabilis** ELLEWOOD y **D. munchisoni** BECK, que caracterizan el Llanvirniense (biozona 6 y 7 de ELLES), según PHILIPPOT y RIBA (1952).

En Sierra Carbonera, en la base del segundo tercio de la unidad existen fósiles de la biozona con **Glyptograptus teretiusculus** (Llandeilo inferior), **Neseretus** (**Neseretus**) **tristani** cf. **tristani** (BRONGNIART), **Placoparia** (**Coplaparia**) **ourneminei** (ROUAULT), **Ectillaenus** sp., **Colpocoryphe** cf. **rouauli** HENRI, **Ctenobolbina ribeiriana** (JONES), **Eorhipidomella musculosa** (MELOU), **Heterorthis** **morgatensis** (MELOU), **Calix** sp.

En el tercio superior de la secuencia pizarrosa se encuentran en Sierra Carbonera nuevos horizontes con Braquiópodos. Se ha clasificado: **Aegiromena mariana** DROT, **Heterorthis** **morgatensis** (MELOU), **Apollonorthis** cf. **bussacensis** (MELOU), **Ctenobolbina ribeiriana** (JONES), y Crinoides indet.

Desde el punto de vista sedimentológico estos materiales suelen formar ritmos de espesores comprendidos entre 1 y 100 cm. Generalmente el término arenoso es masivo en la base, pasando hacia arriba a laminación paralela y cruzada de pequeños **ripples**; localmente presentan deformación hidroplástica de la laminación. La base de los bancos pueden presentar marcas de corriente y de impacto, y en el techo y en el interior pueden verse pista orgánicas y trazas de escape de organismos.

Esta Unidad se interpreta como depósitos de plataforma dominada por mareas, aunque la bipolaridad no ha sido demostrada, con etapas de predominio de acción de las tormentas.

Los niveles estudiados de cuarcitas corresponden a limolitas compuestas por granos de cuarzo (60-80%), feldespato potásico y plagioclasas muy alterados, formando una epimatriz de sericita-clorita con OxFe (se reconocen ocasionalmente hasta el 10% de cada feldespato parcialmente alterados), con biotita cloritizada y ferruginizada. Turmalina y circón como minerales accesorios. En muestras con poca matriz reproduce interpenetración de los granos por presión-solución.

Se aprecia orientación subparalela de micas y granos de cuarzo, lo que confiere el carácter de una incipiente esquistosidad de flujo.

Los niveles de pizarras detríticas son esquistos biotíticos con textura grano-blástica y composición similar a las cuarcitas.

Las pizarras negras están compuestas por un agregado de sericita, grafito y cuarzo, con clorita, OxFe, moscovita, turmalina y circón, accesorios.

			VILLENA (S. Menesa)	SACHER-TRURNIT (S. Tremendal)	RIBA	ESCUELA DE WÜRZBURG - ( Rama Aragonesa)	
O R D O V I C I O	SILURICO	SUP.	WENLOCKIENSE	Pizarras de Checa		Pizarras de Graptolites	Fm. Bâdenas (miembro inf.)
		INF.	LLANDOVERIENSE	Cuarcitas de los Puertos	Valent-Quarzit	Cuarcitas del Valentiense	Cuarcita de Orea
	SUPERIOR	ASHGILLIENSE	Calizas del Cabezo	Calizas de Cistoideos		Alternancia sup- Pizarras de Orea	
			Capas de Bronchales	AIT. del Caradoc			
		CARADOCIENSE	Cuarcitas de Colmenarejos	Cuarcitas del Tremendal	Cuarcitas de la Serretilla	Cuarcitas del caradoc	
			LLANDEILOIENSE				
		MEDIO	LLANVIRNIENSE	Grauwackas de la Venta	Pizarras del Llandeilo	Capas de Calymene	Alternancia inf.

Fig. 1. Cuadro de equivalencias de las unidades litológicas del Ordovícico medio superior y Silúrico.



#### 1.1.1.2.2. Cuarcitas y pizarras. Llandeiloense - Caradociense

Está constituida por bancos potentes de cuarcitas blanquecinas, alternando con pizarras arcillosas verdosas con artejos de Crinoides y pizarras fósiles negruzcas. RIBA cita 150 m de potencia de esta Unidad en Sierra Carbonera, y señala que los límites superior e inferior son diácronos pasado lateralmente a los niveles pizarrosos de las unidades situadas por encima y por debajo respectivamente.

En la Sierra del Tremedal TRUNIT cita 60 m para esta Unidad.

En el Collado de la Plata se han clasificado: *Svobodaina armoricana* MELOU, *Harknessellidae* gen. et. sp. indet; *Dysplanus (Zetillaenus) ibericus* HAMMANN; *Synocladia lluecae* MELENDEZ; *Polypora camarensis* MELENDEZ; *Reticulograptus* sp., *Callograptus (pseudocallograptus)* sp., *Holopea* sp. Esta asociación pertenece al Caradociense medio-superior (Biozona con *Didymograptus clingani*).

Las capas tienen morfología lenticular y suelen presentar, cuando la recristalización no impide verlo, estratificación cruzada debida a **megaripples**, es frecuente la bioturbación así como los trazos verticales de *Scolithus*. Las direcciones de corriente son bastante constantes hacia el Suroeste.

Estos materiales se depositaron en una plataforma somera y representan barras litorales en sentido amplio.

Se diferencia la «Cuarcita de Colmenarejo», que son niveles de areniscas ortocuarcíticas formadas por granos de cuarzo (70-75%) subredondeados, cementados por cuarzo en crecimientos secundarios, del resto de formaciones cuarcíticas, que están constituidas por limolitas y areniscas finas con granos de cuarzo (45-65%), feld.k (15-25%) irregularmente alterados, micas abundantes (5-10%), que son moscovita y biotita ferruginizada, y matriz de clorita más o menos ferruginosa, con desarrollo local e irregular (preferentemente según el microbandeado) de cemento silíceo o de  $\text{OxFe}$ . Circón, turmalina y rutilo como minerales accesorios.

#### 1.1.1.2.3. Pizarras, areniscas, margas y calizas. Caradociense - Ashgillien - Llandoveryense

Regionalmente se distinguen en esta Unidad dos miembros. El inferior de composición pelítica y el superior carbonatado.

TRUNIT en la Sierra del Tremedal distingue el tramo inferior que comienza en la base por una alternancia de areniscas, grauwackas y pizarras con algún banco de cuarcitas, pasando a techo a unas pizarras negras. La potencia de esta unidad (320 m) disminuye hacia el NO, siendo en la Sierra de Aragoncillo de 30 m (SACHER). El tramo superior «calizas de Cistoideos» está constituido por un nivel de calizas pardas, cristalinas, sobre unas margas con Briozoos. Este último tramo no forma un nivel continuo, en Sierra Carbonera es de unos 9 m y en Sierra Menara donde alcanza la máxima potencia es de 150 m.

Las facies lutíticas presentan todos los pasos entre las limolitas, pizarras grauwackicas y pizarras arcillosas. Estas últimas suelen ser de color oscuro, y presentan laminación paralela y pequeños niveles de arena fina y limo. Las pizarras

grauwáckicas son de color verdoso y contienen también delgadas láminas arenosas.

Presentan en su parte inferior estratificación **linsen** y **ripples** de oscilación, así como estructuras sigmoidales en relevo lateral en los términos más arenosos. Estos materiales se sedimentaron en una plataforma somera dominada por las mareas. Probablemente representan depósitos de tipo **mud-flat**.

Las facies carbonatadas son biomicritas formadas por restos de Crinoides y Briozoos en una matriz micrítica recristalizada y a veces ferruginizada. El nivel de margas de Briozoos, corresponde realmente a pizarras sericíticas con limo de cuarzo y acumulaciones de Briozoos que forman lenticulas paralelas a la estratificación.

En este sector de la Ibérica constituyen un episodio carbonatado bastante generalizado. Sus variaciones de espesor y la discontinuidad de los afloramientos pueden explicarse por la existencia de una disconformidad o ligera discordancia en la base de la unidad pizarrosa suprayacente que en numerosos puntos de la región, contiene clastos de la caliza y fósiles resedimentados, estando la caliza afectada por fenómenos de paleokarstificación. CARLS *et al* (1982).

Estos materiales carbonatados deben representar episodios de construcción arrecifal dentro de una plataforma somera, lo que contribuye además a explicar su falta de continuidad lateral en algunas zonas.

En la Sierra Carbonera se han encontrado y clasificado los siguientes equinodermos pertenecientes a las calizas de Cistoideos: **Cyclocharax cf. pancicrenellatus** LE MENN, **Aonodiscus cf. spinosus** LE MENN, **Caryocrinites sp.**

En el tramo inferior pelítico se cita la siguiente fauna: **Dalmantina (Dalmantina) acuta** HAMMAN, **Onnia? cf. grenieri** (BERGERON), **Displanus (Zetillaenus?) ibericus** HAMMAN, **Orthograptus sp.** (Grupo Truncatus), **Callograptus sp.** **Polypora cf. camarensis** MELENDEZ, que nos indican una edad Caradociense medio-superior.

### 1.1.2. Silúrico (S)

EL Silúrico de esta región, como el Ordovícico medio y superior, ha sido subdividido en la cartografía existente en distintos tramos, con distintas denominaciones, según los diversos autores. En la fig. 1 están representadas las equivalencias entre ellos.

#### 1.1.2.1. Cuarcitas y niveles de pizarras. Llandoveryense

Se trata de cuarcitas blancas muy puras estratificadas en capas de orden decimétrico a métrico que contienen intercalaciones de areniscas grises. Al microscopio se revelan como ortocuarcitas bastante puras formadas por granos de cuarzo bien clasificados sin apenas matriz y con cemento de cuarzo en crecimientos secundarios.

La potencia, variable según las zonas, es del orden de los 100 m.

Las capas son lenticulares y presentan estratificación cruzada de gran escala, predominantemente de tipo tabular, con **ripples** a techo. Es frecuente la icno-



fauna, dominando los **Skolithus**. Normalmente se disponen, sobre todo a techo de la unidad, en secuencias estratocrecientes.

Son areniscas ortocuarcíticas y ortocuarcitas formadas por granos de cuarzo, tamaño fino a medio, subredondeados, con moscovita desde accesoria al 10%, matriz poropeculiar de sericita (5-10%) y desarrollo irregular de cemento de cuarzo en crecimientos secundarios. Orientación paralela de los granos sedimentarios y circón, turmalina, rutilo y OxFe como accesorios.

Se interpretan como barras litorales (en sentido amplio), en una plataforma probablemente somera.

La edad Llandoveryense de la Unidad queda definida por la de infra y suprayacentes.

#### 1.1.2.2. *Pizarras negras. Llandoveryense - Wenlockiense*

Aflora con cierta extensión en Sierra Carbonera y en el Macizo del Tremedal. Otros afloramientos, de menor entidad y separados del resto de la serie paleozoica, son el de la Sierra de Valdemeca y el de la Sierra de Espadán situados respectivamente en las esquinas SO y SE de la Hoja.

Se trata de pizarras negras hojosas, aluminosas, piritíferas, con alguna intercalación de areniscas cuarcíticas; contienen nódulos de hasta 50 cm de diámetro con núcleo piritífero llamados vulgarmente «cabezas de moro». Se han encontrado restos de *Orthis* y *Orthoceras*. La potencia en Sierra Carbonera, según RIBA, es de 150 m.

PHILIPPOT y RIBA (1952) citan el el Barranco de San Marcos (NO de Sierra Carbonera): *Monograptus proteus* BARR., *M. aff. tenuis* PORTL., *M. turriculatus* BARR., *M. communis* LAPW, *M. sedwicki* PORTL., *Retiolites obesus* LAPW y *Petalograptus palmeus* BARR., que caracterizan las biozonas 19 a 23 ELLES, es decir al Llandoveryense.

La Formación corresponde a depósitos sedimentados en condiciones de muy baja energía, por debajo del nivel de base del oleaje, sin corrientes importantes, en medio reductor euxínico, y muy cargados de materia orgánica.

#### 1.1.2.3. *Cuarcitas, areniscas rojas y pizarras. Ludlowiense*

Esta Unidad constituye los niveles más altos de la serie paleozoica en este sector de la Cordillera Ibérica. Aflora en el sector occidental del Macizo del Nevero.

Está constituida por cuarcitas y areniscas rojas, con intercalaciones de pizarras detríticas micáceas. Los niveles cuarcíticos y areniscosos tienen una potencia de 20 a 60 cm, mientras que las pizarras forman lajas centimétricas.

La potencia total es del orden de los 100 m.

Las cuarcitas corresponden a ortocuarcitas de grano fino a medio, de granos subangulosos-subredondeados de cuarzo, con escasa matriz sericítica (10%) y cemento de cuarzo en crecimientos secundarios, y contactos de presión-solución. Textura de microestratificación paralela marcada por orientación de granos, micas y lechos finos de acumulación de minerales pesados (circón, tumalina, rutilo). Las areniscas rojas son similares en composición y textura a las cuarcitas,

pero en lugar de cemento silíceo, presentan un cemento poropelicular de  $\text{OxFe}$ . En algunas muestras se han observado restos fósiles silíceos y/o ferruginosos no identificados.

## 1.2. ROCAS VOLCANICAS PERMICAS (V)

Existen varios afloramientos de estas rocas en la Sierra del Tremedal, que dan origen a suaves elevaciones del terreno o a «pitones» cuando aparecen entre sedimentos pizarrosos. Al Oeste de Noguera, Hoja de Tragacete, atraviesan materiales silúricos y son rocas con textura porfídica holocristalinas formadas por fenocristales: de cuarzo corroídos; plagioclasas peritíticas con alteración a sericita y minerales de arcilla; biotitas cloritizadas y ferruginizadas; anfíbol totalmente sustituido por carbonatos con bordes de clorita; y una pasta microcristalina de feldespatos potásico, algo alterado a minerales arcillosos, y sílice. Las texturas son más cristalinas en el centro del pitón, pasando a rocas más porfídicas con orientaciones fluidales, en los bordes. Son Riolitas.

Rocas similares a éstas pero con alto grado de alteración (sericitización y silificación) se encuentran en afloramientos de la Hoja de Checa (Bronchales y Orea), en forma de pitones, coladas y niveles piroclásticos, situados discordantemente sobre términos paleozoicos y bajo los materiales del Bunt.

En los alrededores de Torres de Albarracín afloran rocas con textura porfídica hipocristalina a vítrea, con fenocristales de cuarzo corroídos, máficos transformados en carbonatos y óxidos de hierro, plagioclasas reabsorbidas a sílice y pasta de sílice-plagioclasa. Se clasifican como Dacitas.

Por su composición y localización estratigráfica, estas emisiones riolíticas son correlacionables con las de las Fms. Ermita y Montesorro extendidas en las cercanas Hojas de Odón y Paniza, y en otras localidades de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

En resumen, los acontecimientos volcánicos localizados en terrenos pretriásicos en el dominio de la Hoja de Teruel, son de carácter ácido (Riolitas y Dacitas), y deben corresponder a un volcanismo producido a favor de fracturas tardihercínicas.

## 1.3. PERMO-TRIASICO

### 1.3.1. Conglomerados, areniscas y lutitas (TB). Facies Buntsandstein

Dada la extensa bibliografía existente sobre los materiales del Pérmico y Triásico (en litofacies Buntsandstein) de esta Hoja y alrededores, nos limitaremos solamente a citar los más significativos, ya sean de carácter general abarcando dicha área o bien aquellos más concretos que quedan incluidos dentro de la misma o en sus proximidades inmediatas.

RIBA (1959) fue uno de los pioneros en el estudio de esta zona. Posteriormente, HINKELBEIN (1969) dedicó su atención al Triásico y Jurásico de los alrededores de Albarracín. BOULOQUARD y VIALARD (1971) identifican el Pérmico superior en base a una asociación de polen localizada cerca de la carretera



de Landete a Henarejos, dentro de una serie que hasta entonces se había considerado como triásica. Con posterioridad, VIALARD (1973) en su tesis doctoral incide de nuevo sobre el tema aportando más datos, y GABALDON *et al* (1973) realizan un estudio petrogenético del Carbonífero, Pérmico y Triásico del NW de Molina de Aragón.

Más recientemente, y coincidiendo con el I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Triásico y Pérmico de España, celebrado en Tarragona, se presentaron diversas comunicaciones que afectaban a esta Hoja o a sus alrededores. Entre ellas cabe destacar las siguientes: GARRIDO y VILLENA (1977) aportan datos generales sobre la paleogeografía y evolución del Triás en la Península, a los que acompañan mapas de litofacies y de isopacas, así como su separación en megasecuencias o unidades tectosedimentarias. VIRGILI (1977) y VIRGILI *et al* (1977) exponen igualmente sus ideas sobre la paleogeografía general, cronoestratigrafía y evolución sedimentaria del Pérmico y Triásico en la Península, refiriéndose también al problema del límite entre ambos. GARCIA PALACIOS *et al* (1977) estudian la petrografía y mineralogía del Triás en un área muy próxima a la Hoja, situada al NW de la misma. MARFIL *et al* (1977) a su vez se refieren a los procesos diagenéticos de las areniscas de facies Buntsandstein de la Cordillera Ibérica. LUCAS *et al* (1977) establecen una comparación entre la cuenca de la rama castellana de la Cordillera Ibérica con otras similares del occidente de Europa y N de Africa. Por otro lado, RAMOS (1979) y SOPEÑA (1979) realizan un estudio exhaustivo del Pérmico y Triásico de la región de Molina de Aragón y del NW de la provincia de Guadalajara, respectivamente.

Finalmente, entre las publicaciones más recientes sobre este tema destacan las de CAPOTE *et al* (1982) sobre la evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la rama castellana de la Cordillera Ibérica, que incluye incluso una pequeña porción del ángulo NW de la Hoja de Tuerel. El estudio del Pérmico y Triás de las Hojas de Liria y Valencia, situadas inmediatamente al S y SE de la anterior, se debe a DIAZ (em prensa). RAMOS y SOPEÑA (1983) estudian la sedimentología de los conglomerados del Pérmico superior y Triásico. Por último, cabe citar a ARCHE y LOPEZ (1983) que describen la sedimentología del Buntsandstein de la Cordillera inmediatamente al S de la Hoja.

Desde el punto de vista litológico esta unidad está constituida por sedimentos terrígenos de granulometría muy variable, desde conglomerados silíceos y brechas hasta lutitas, pasando por todos los términos intermedios de limonitas y areniscas; considerado el conjunto de toda la Hoja, estas últimas son las más dominantes. Muy localmente se ha observado algún encostramiento carbonatado incluido en lutitas.

Respecto a la coloración, dominan las tonalidades rosadas y rojizas de mayor o menor intensidad, aunque existen con cierta frecuencia términos areniscos blancuzcos decolorados, ya sea uniformemente en intervalos gruesos, bien en forma de pequeños parches irregulares o en bandas delgadas alternantes con otras rojizas que coinciden a veces con láminas de estratificación cruzada. En escasa proporción, pueden aparecer también algunos términos areniscos beige o amarillentos asociables con frecuencia a costras ferruginosas, especialmente cerca del tránsito a la facies Muschelkalk.

Los mejores afloramientos de facies Bunt dentro de la Hoja son los siguientes:

tes: en el área septentrional, los de Chequilla (al NW), Rambla de Almohaja (cerca de la localidad de dicho nombre) y Peña Parda (al SE de Alfambra); en la franja central, los de Torres de Albarracín, E de Saldón (SE de Albarracín); Cerro Vallejo (al W de Bezas) y Arroyo Pedregoso (N de Beaumud); finalmente en el área meridional merecen ser mencionados el del Sierra de Cañete, en la misma carretera general a Cuenca, que representa una prolongación del conocido afloramiento de Boniches y el de la Loma del Paso Malo (al SW de Montán, ya en la provincia de Castellón y cerca del ángulo SE de la Hoja).

#### 1.3.1.1. *Litofacies de brechas*

Están formadas por clastos angulosos a muy angulosos de matriz areniscosa a microconglomerática, y de composición variable, pero dominando los de naturaleza silícea (cuarcita, arenisca, cuarzo, pizarra).

Aparecen sólo localmente en los términos inferiores de algunas series (ej: Torres de Albarracín, Sierra de Cañete, etc.) formando cuerpos discontinuos de base canalizada e irregular que se apoyan discordantemente al menos en este caso, sobre materiales paleozoicos del Ordovícico y Silúrico, los actuales constituyen a su vez el área madre de tales depósitos.

Los clastos están en general mal clasificados y constituyen orto o paraconglomerados, en la mayoría de los casos sin estructura interna aparente, aunque localmente pueden presentar estratificación cruzada a escala media o granoselección normal e inversa.

Estos tramos brechoides, constituyen a menudo los términos basales de ciclos positivos que van cargándose progresivamente en arena, pasando hacia arriba en primer lugar a areniscas con laminación paralela y alineación de partición y seguidamente a areniscas con laminación cruzada de **ripples** de corriente a pequeña escala; el ciclo termina en la parte superior, con lutitas rojizas bioturbadas que presentan a menudo niveles delgados limolíticos, como intercalaciones (fig. 2a), y grietas de desecación esporádicas.

Las brechas, junto con el resto de litologías más finas asociadas (lutitas, limolitas y areniscas), presentan en la cartografía una disposición sumamente irregular a modo de relleno de pequeñas cárcavas o paleovalles. Todos estos términos, de edad probablemente pérmica (Thuringiense) según DOUBINGER (en TEMIÑO, 1982), aparecen a su vez cubiertos en disconformidad por los materiales triásicos suprayacentes.

Las características de los materiales representados en la fig. 2a, representan una disminución progresiva de la energía del flujo y concuerdan en muchos aspectos con los descritos habitualmente en la bibliografía aluvial como depósitos canalizados de corrientes efímeras generales durante avenidas esporádicas (**streamflood ephemeral deposits**), por lo que se interpretan aquí como tales.

#### 1.3.1.2. *Litofacies de conglomerados*

Aparece bien representada en la mitad o tercio inferior, según los casos, de las series de facies Bunt estudiadas de la mitad occidental de la Hoja, aproxima-



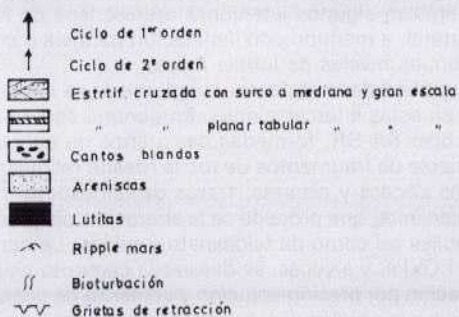
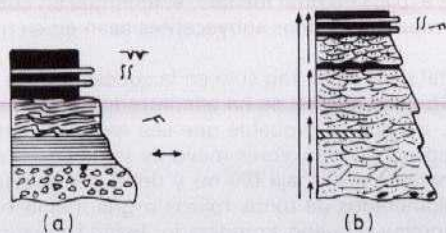


Fig. 2.—Secuencias tipo de las litofacies de brechas y de areniscas de la F. Buntsandstein.

damente a partir del meridiano de Teruel hacia el W. No obstante, existen algunas excepciones a esta norma, como en la sucesión de Arroyo Pedregoso (N de Beamud) en donde su ausencia se debe probablemente a estar ésta incompleta en su parte inferior.

Otro caso aparentemente anómalo lo presentan las series de Torres de Albaracin y de Saldón, en las que el intervalo conglomerático se dispone en la parte media; este hecho se explica en gran medida, si tenemos en cuenta que probablemente los tramos rojizos más finos subyacentes sean en su mayoría de edad pérmica.

En la mitad oriental de la Hoja, tan sólo en la sucesión de la Loma del Paso Malo, en el ángulo SE de la misma, se ha encontrado un nivel conglomerático de 10 m de espesor, aunque es probable que sea también pérmico.

Respecto a los espesores, los valores mayores se alcanzan en la parte baja de las series de Rambla de Almohaja (90 m) y del S de Cañete (85 m).

Se trata de conglomerados de tonos rojizos o gris metálico y de calibrado variable aunque predomina el bueno a moderado. Están formados esencialmente por clastos silíceos, redondeados a subredondeados principalmente de cuarcita, aunque en proporciones muy pequeñas pueden aparecer algunos de composición diversa: de cuarzo, lutíticos intraformacionales, de pizarras, etc. Esporádicamente se intercalan algunos letenjes areniscosos de hasta varios metros de extensión lateral, a menudo con laminación paralela o cruzada así como delgados y discontinuos niveles de lutitas rojizas.

El estudio petrográfico de la litofacies conglomerática se ha realizado sobre muestras tomadas en estas intercalaciones. En general son areniscas de grano medio, de morfoscopia SA-SR, formadas por granos de cuarzo (50-60%) con una proporción variable de fragmentos de rocas (desde reliquias al 25%) alteradas, microcristalinas silíceas y pizarras, trazas de feldespato muy alterados, y matriz de serricita-caolinita, que procede de la alteración diagenética de los fragmentos de rocas lábiles así como de feldespato y micas. La matriz está ocasionalmente teñida por  $\text{OxFe}$ , y a veces, se desarrolla cemento pelicular ferruginoso así como silicificación por presión-solución y cemento de cuarzo en crecimientos secundarios. Como minerales accesorios, circón, turmalina y rutilo. Se trata, por tanto de litarenitas, cuyo espectro composicional es variable a tenor del grado de matrización de los fragmentos de rocas alterables durante la diagénesis.

La descripción anterior corresponde a las intercalaciones de los conglomerados desarrollados hacia la base de la facies Buntsandstein. En los conglomerados situados hacia la parte media de la serie, las areniscas intercaladas son muy similares a las descritas, aunque parece deducirse una mayor importancia de los procesos de cementación silícea con sustitución parcial de la matriz diagenética.

Los clastos, que disminuyen progresivamente de tamaño en dirección E, aparecen a menudo envueltos en una fina película hematítica que les da un aspecto rojizo característico. Presentan además, con frecuencia, cuarzoes de presión-disolución decolorados, así como señales de impacto producidas durante el transporte.

La matriz entre los clastos es areniscosa y habitualmente de grano medio a grueso, aunque puede existir también una proporción menor de material microconglomerático o lutítico rojizo. La arenisca intersticial oscila en cuanto a composición entre cuarzarenita o arcosa y **wacke** cuarzarenítica o arcósica, a me-



nudo con impregnaciones de óxidos de hierro; como minerales accesorios, puede incluir: biotita, moscovita, circón, turmalina, rutilo, granate, estauroilita, apatito y opacos.

La estructura interna de esta unidad conglomerática es a veces difícil de observar, dado el carácter grueso y relativamente homogéneo de sus clastos. No obstante, se aprecian a menudo secuencias positivas amalgamadas y con base canalizada plana o cóncava, que hacia la parte superior se enriquecen progresivamente en arena hasta pasar en algunos casos a una verdadera arenisca. Son frecuentes también la estratificación cruzada en surco a gran escala, así como la planar tabular de las mismas dimensiones; de esta última se conservan magníficos ejemplos en la serie de Rambla de Almohaja, en donde constituye **sets** de hasta más de dos metros de espesor. En la base ampliamente erosiva de algunas de estas secuencias granodecrecientes y truncadas, existen además sobreimpuestas, otras mucho más pequeñas (**scours**) de orientación variable en corto espacio y forma irregular. Muy esporádicamente se observan también niveles de cantos blandos, imbricación de clastos, **flute-marks** y **current crescents**; estos dos últimos asociados a intercalaciones areniscosas muy delgadas y discontinuas.

En otros casos, el conglomerado presenta un aspecto masivo, sin ordenamiento interno aparente. Al igual que ocurre en las facies areniscosas que se describirán más adelante, esta litofacies presenta una cierta ordenación en secuencias de diferente magnitud: unas mayores a escala decamétrica y otras menores de orden métrico.

Los conglomerados con estratificación horizontal e imbricación local serían el resultado de la migración aguas abajo de barras longitudinales dentro de sistemas **braided** y se formarían durante etapas de alta energía (avenidas); se aprecia en ellas tanto acreción longitudinal como oblicua.

Los intervalos con estratificación cruzada plana-tabular a gran escala, constituirían en cambio barras transversales o linguoides que se han originado durante periodos de menor energía que las anteriores.

Finalmente, aquéllos que se caracterizan por tener estratificación cruzada en surco de gran tamaño, representan el relleno de canales efímeros menores que terminan colmatándose con arena a medida que disminuye la energía de la corriente en los mismos.

Las variaciones en el espesor del conglomerado de unas series a otras, se interpreta en parte como el relleno de una paleorreliieve que ha sido fosilizado por aquél.

El conjunto se depositaría en la parte media de un sistema de abanicos aluviales, a menudo coalescentes o sobreimpuestos, cuyos ápices se situarían fuera de la Hoja, hacia el N y el W. Parte de ellos podrían representar también el relleno de paleovalles entre umbrales locales situados dentro de la cuenca.

#### 1.3.1.3. *Litofacies de areniscas.*

Esta litofacies, la más extendida dentro del Bunt de la Hoja, está prácticamente representada en todas las secciones: Sierra de Cañete (225 m superiores), Rambla de Almohaja (tramo intermedio de 110 m de espesor), Chequilla (tramo intermedio de 50 m), Torres de Albarracín (intervalos areniscosos supra e infrayacen-

tes al conglomerado central de la serie), Saldón (75 m superiores), Loma del Paso Malo (100 m superiores) y Arroyo Pedregoso en Beamud (los 115 m inferiores visibles).

Se trata de areniscas (arcosas, cuarzarenitas y subarcosas) de tamaño de grano muy variable: muy gruesas a muy finas pasando por todos los términos intermedios, de coloración también diversa, como se indicó anteriormente, aunque son dominantes las variedades rojizas y rosadas sobre las incoloras. En algunos casos pueden presentar cantos cuarcíticos dispersos, o formando niveles de escasa continuidad lateral.

Cuando esta litofacies se sitúa en la parte media de la serie del Buntsandstein y por encima del tramo conglomerático, se trata de areniscas de grano medio a grueso, compuestas por granos subangulosos de cuarzo (40-50%), fragmentos de rocas (cuarcitas, pizarras, silíceas microcristalinas) con distinto grado de alteración diagenética o "matrización" y en proporción reconocible de 10-20%, feldespatos también muy alterados (5-10%), y matriz poral caolínica junto a agregados intersticiales y en granos (epimatriz) de sericita. Se observa moscovita y biotita ferruginizada (hasta el 10% en algún caso). La matriz está impregnada por  $\text{OxFe}$  que puede formar cemento local poropelicular, y en algún nivel se desarrolló cemento silíceo en crecimientos secundarios bien definidos. Como minerales accesorios, circón, turmalina rutilo. Son rocas que se clasifican entre litarenitas-litarcosas.

Prácticamente idénticas petrográficamente son las areniscas de esta litofacies situada en el tramo inferior del Bunt, por debajo de los conglomerados.

Cuando la litofacies de areniscas se desarrolla a techo de la serie Bunt, las areniscas son muy similares en composición a los anteriores, aunque localmente hay un aumento en la proporción de feldespato potásico, y presencia de cemento muy restringido de carbonatos. Serían litarcosas.

Esta Unidad litológica está formada casi en su totalidad por ciclos positivos (de segundo orden y escala métrica), en buena parte incompletos superior o inferiormente debido a la amalgamación y de espesores comprendidos por lo común entre 1 y 10 m, siendo los más habituales de 3 a 6 m; éstos a su vez, suelen estar agrupados en otros del mismo carácter pero de mayor envergadura (de primer orden y escala decamétrica).

Dentro de los ciclos de segundo orden, existe una disminución hacia la parte alta, tanto del tamaño de grano como de los espesores de las capas y de los **sets** de estratificación cruzada, que pasan sucesivamente de grande a mediana y a pequeña escala.

Por otro lado, a medida que nos desplazamos dentro de la Hoja hacia el S y SE, en los ciclos de segundo orden, pierden importancia los términos inferiores a expensas de los superiores.

Cuando estas secuencias no están excesivamente truncadas por la base erosiva del siguiente evento, conservan en su parte alta algunas intercalaciones delgadas de limolitas y lutitas bioturbadas; las primeras presentan laminación paralela o cruzada de bajo ángulo, o bien en surco a pequeña escala debida a **ripples** de corriente de crestas ondulantes o linguoides.

Respecto a la estratificación cruzada de mediana y gran escala, es en su mayoría de tipo surco con **sets** que suelen oscilar entre los 10 cm y los 1,60 m de espesor. Tan sólo se observan esporádicamente algunos **sets** aislados de tipo



planar-tabular de hasta más de un metro de potencia y notable extensión lateral, intercalados en la parte inferior o media de dichos ciclos de segundo orden.

Existen igualmente algunos intervalos con laminación paralela del régimen de flujo superior que suelen mostrar a menudo alineación de partición (**parting lineation**). Ciertos términos areniscosos pueden contener además aisladamente otros tipos de estructuras de corriente como: pequeños **scours**, **crescent cast**, **flute-marks**, así como superficies de reactivación, en ocasiones con geometría sigmoidal.

A veces se observan también niveles delgados y lenticulares de lutitas situados a techo de ciclos positivos incompletos y truncados incluso a la altura de su parte media; se caracterizan por sus tonalidades a menudo rojizas así como por su contacto neto con las capas de arenisca situadas inmediatamente por debajo. Estos niveles representarían los restos no erosionados de depósitos de abandono brusco de canal. Un esquema general de los ciclos observados se indica en la fig. 2b.

En lo que se refiere a paleocorrientes dentro de esta litofacies areniscosa, se ha realizado una serie de medidas a lo largo de la Hoja que ha permitido obtener las siguientes conclusiones:

La dirección de los aportes fue mayoritariamente hacia el SE, aunque existen localmente componentes tanto en dirección E (parte del término areniscoso de Cañete) como hacia el S (Chequilla, Peña Parda). En general, parece deducirse un cierto grado de mezcla o superposición de paleocorrientes con dos entradas principales de sedimentos, una desde el N, que domina ligeramente en la parte más septentrional de la Hoja, y otra desde el W o WNW con mayor influencia en la mitad meridional de la misma.

La dispersión de las paleocorrientes es, no obstante, relativamente escasa, tanto a lo largo de una misma sección como en el conjunto de ellas y sin direcciones opuestas de tipo bipolar, lo que pone de manifiesto, por un lado, la baja sinuosidad de los cauces aluviales, y por otro, la gran escasez de barras que crezcan formando ángulos altos con respecto a los ejes de los canales, así como la ausencia de retoque por otro tipo de corrientes.

Tan sólo muy cerca del techo de algunos de los intervalos areniscosos situados inmediatamente por debajo de las facies carbonatadas del Muschelkalk, o de los limos y arcillas de la facies Röt, se observa la existencia de ciertos retoques o alteraciones en el modelo general de dispersión de aportes. Este hecho representa el preludio de un cambio en el ambiente deposicional como consecuencia de la disminución de la sedimentación terrígena y el paso gradual a facies dolomítico-evaporíticas, a menudo de tipo **sebkha**.

Una de las características más singulares del modelo de depósito, es el gran predominio de **cosets** de estratificación cruzada en surco a mediana y gran escala que, representan la migración unidireccional aguas abajo de **megaripples** o dunas tridimensionales con crestas sinuosas y/o alunadas.

Estas particularidades, junto con la relativa escasez de **sets** aislados de tipo planar tabular (**sand-waves**, **cross-channel bars**, etc.), nos conducen a un modelo deposicional que, considerado globalmente, no recuerda a ninguno de los descritos en sedimentos actuales, si se exceptúan algunas de las facies que estudian CANT (1978) y CANT y WALKER (1978) en el río South Saskatchewan de Canadá, concretamente las de gradación de canal.

Igualmente, son más bien escasos en series antiguas, o al menos poco conocidos hasta el momento, los ejemplos similares al que nos ocupa.

#### 1.3.1.4. *Litofacies heterolíticas*

Se incluyen dentro de este término todo tipo de alternancias de litologías diferentes, siempre y cuando que una de ellas no represente un porcentaje excesivamente mayoritario (más del 90%) con respecto a las demás; en caso contrario, se incluiría dentro del apartado de la litología dominante correspondiente.

Considerada globalmente a escala de la Hoja, esta litofacies es predominante en los afloramientos de la mitad oriental de la misma (series de Peña Parda y de la Loma del Paso Malo), mientras que es minoritaria, aunque puede llegar a representar un tercio del total, en los de la mitad occidental. De todos modos, está siempre presente en todas las sucesiones estudiadas, aunque en proporción y posición estratigráfica diferentes.

Algunas de estas litofacies heterolíticas, como por ejemplo las que forman parte de los ciclos positivos de la serie de Peña Parda, constituyen en realidad un paso gradual hacia zonas más distales, de las secuencias similares citadas anteriormente para los términos areniscosos. La diferencia esencial estriba en que aquí dichos ciclos están más desarrollados superiormente con la consiguiente aparición hacia el techo de limolitas y lutitas rojizas; por el contrario, su parte inferior queda reducida tanto en espesor como en tamaño de grano.

El resultado final representa de abajo a arriba una pérdida progresiva de la competencia de las corrientes, a la vez que los términos canalizados se van independizando entre sí, siendo por tanto escasos los fenómenos de amalgamación que eran tan frecuentes en las litofacies dominantemente areniscosas.

Los datos de paleocorrientes siguen, sin embargo, presentando una baja dispersión, lo que confirma una disposición similar en cauces **braided** de baja sinuosidad, aunque en este caso más dispersos y situados aguas abajo de la llanura aluvial arenosa que poco a poco va dejando de serlo a medida que progresan los términos lutíticos.

Con respecto a otro tipo de litofacies heterolítica como la que aparece en relación con términos brechoides (parte baja de la serie de Torres de Albarra-cín), ya se hecho referencia a ella en el capítulo de litofacies de brechas, por lo que no se insistirá de nuevo sobre el tema.

Las alternancias de areniscas con laminación paralela y de lutitas y limolitas rojizas, como las que aparecen en el tercio inferior de la serie de Saldón, pertenecen probablemente al Pérmico y deben de representar depósitos aluviales de corrientes efímeras generados durante períodos de fuertes avenidas. Asociados a estos niveles, se encuentran a veces horizontes de caliches poco desarrollados.

Finalmente, existe otra litofacies mixta formada por intercalaciones de areniscas en capas muy delgadas y de lutitas rojizas, verdosas y grises, con algunas capas finas carbonatadas. Entre las estructuras asociadas aparecen con frecuencia: moldes de cristales de halita, costras ferruginosas, bioturbación, estratificación cruzada a pequeña escala de **ripples**, algunos restos vegetales, grietas de desecación, etc. Estas características recuerdan en muchos aspectos a las facies Röt, y uno de los ejemplos más típicos dentro de la Hoja, lo constituye la



parte superior de la serie de Chequilla inmediatamente por debajo de los tramos dolomíticos del Muschelkalk. Estas facies representan las zonas más distales o laterales o las entradas principales de sedimentos en la cuenca, así como un paso gradual a los episodios lacustres y de llanura mareal con etapas de **sebkha**, características del Muschelkalk.

En los cortes en que esta litofacies heterolítica se desarrolla en la parte más alta de la serie, las areniscas son de grano medio, formadas por granos de cuarzo (60-80%) subangulosos-subredondeados, escasos fragmentos de rocas, feldespato potásico más o menos alterado (10-15%), escasa matriz sericitica, proporción variable poco apreciable de matriz poral caolínica (10-20%) más o menos impregnada por  $\text{OxFe}$ . Hacia el techo, la matriz es sustituida parcial o totalmente por un cemento de carbonatos (dolomita, o calcita poikilotópicas). Los minerales accesorios son circón, turmalina y rutilo. Estas rocas se clasifican como arcosas-subarcosas.

Similares características petrográficas presentan las areniscas de las facies heterolíticas cuando éstas se desarrollan en la mayor parte de la serie del Buntsandstein, y pequeñas diferencias pueden ser las expresadas por la presencia, aquí, de mayor proporción de epimatriz sericitica y desarrollo local de cemento silíceo en crecimientos secundarios, en la parte media inferior de la serie, pues en la media-superior las areniscas son prácticamente idénticas a aquéllas e incluso más ricas en feldespato potásico (30%).

No hay tampoco diferencias apreciables en composición y textura de las areniscas de esta facies cuando ocupa la parte inferior de la serie del Buntsandstein. Localmente se aprecia cimentación por dolomita ferrosa y/o óxidos de hierro.

### 1.3.2. Dolomías (Tm). Facies Muschelkalk

El Muschelkalk de esta Hoja está constituido por tres tramos: un tramo inferior dolomítico, un tramo medio heterolítico, compuesto por sedimentos clásticos finos, a veces con evaporitas y/o carbonatos, y otro tramo superior dolomítico con intercalaciones de margas, sobre el cual se dispone el Keuper. El tramo dolomítico inferior es lateralmente discontinuo, mientras que el tramo dolomítico superior se encuentra representado a lo largo de toda la Hoja.

En esta región, el Muschelkalk ha sido tratado generalmente como una unidad más durante la realización de los diferentes estudios regionales o incorporado en estudios más o menos específicos desarrollados a lo largo de una amplia extensión geográfica (GARRIDO-MEGÍAS y VILLENA MORALES, 1977). Algunos estudios centrados en el Muschelkalk tratan principalmente de sus aspectos petrológicos (PEÑA, 1972), diagenéticos o bioestratigráficos (HINKELBEIN, 1969) y se localizan principalmente en el área de la Sierra de Albarracín.

La existencia de tres tramos en el Muschelkalk en determinadas áreas ha sido reconocido por numerosos autores (RIBA, 1959; HINKELBEIN, 1969; MELENDEZ HEVIA, 1971; BOULOUARD y VIALARD, 1981; CAPOTE et al, 1982). En otras zonas, sin embargo, se encuentra únicamente el tramo dolomítico superior, debido al acunamiento de la unidad carbonatada inferior. Este esquema no parece a veces tan evidente, debido a las complicaciones tectónicas que puede

presentar el Muschelkalk al estar su tramo superior intercalado entre dos tramos arcillosos, y con frecuencia evaporíticos, lo cual condiciona que en numerosas ocasiones éste se encuentre despegado, adoptando en muchos casos posiciones anómalas e incluso repeticiones de toda o parte de la unidad. Por el contrario, y como norma casi general, el tramo dolomítico inferior se comporta tectónicamente solidario con el Buntsandstein, al que suele permanecer unido. Como consecuencia de todo ello existen algunos afloramientos que pueden aún prestarse a controversia en cuanto a la existencia o no de los tres tramos mencionados. Los resultados que se presentan en esta memoria están basados en el estudio de 16 secciones de detalle, cuya situación y extensión geográfica pueden verse en la fig. 3, así como en los datos regionales existentes. No obstante, la extrema escasez de afloramientos en el ángulo Noreste hace que la información sobre esta área resulte deficiente.

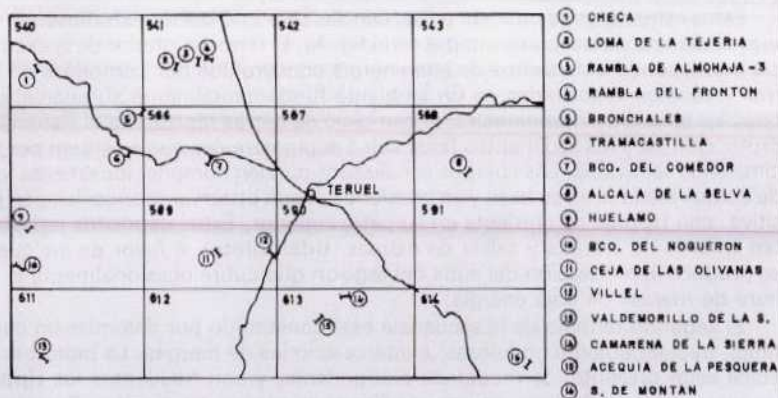
#### 1.3.2.1. *Tramo inferior del Muschelkalk*

Está constituido principalmente por dolomías grises que pueden contener, generalmente en baja proporción, intercalaciones de margas, margocalizas, calizas, calizas dolomíticas, dolomías margosas y arcillas y ocasionalmente ritmitas dolomíticas de recristalización (facies de dolomías «cebra» o dolomía «franciscana»). Las margas, en ocasiones algo limosas y normalmente de color gris, pueden constituir alternancias con términos dolomíticos. También se encuentran niveles de dolomías limo-arenosas y areniscas con cemento dolomítico que pueden intercalarse en tramos margosos, así como brechas dolomíticas, en ocasiones de cantos planos (**flat pebble breccias**), o niveles de cantos blandos de limolitas o arcillas verdes y rojas. El estilo de estratificación del conjunto es bastante variable, desde capas finas a bancos masivos. No obstante predominan los términos estratificados en capas finas de espesor centimétrico que en ocasiones presentan un aspecto noduloso o lajoso.

El contenido faunístico de esta Unidad suele ser bastante escaso. HINKELBEIN (1969) cita la presencia de varias especies de pelecípodos, gasterópodos e icnofósiles pertenecientes a los géneros *Lingula*, *Gervilleia*, *Myophoriopsis*, *Pleuromya*, *Rhizocorallium*, etc., que al parecer no aportan precisiones acerca de su edad.

Entre las estructuras sedimentarias se encuentran cuerpos generados bajo condiciones de alta energía tales como canales, que pueden contener en su base **lags** de cantos blandos y granoselección positiva, así como barras y dunas que pueden conservar su estructura interna constituida por laminación cruzada de gran escala, cuando ésta no ha sido destruida por bioturbación o recristalización. Asimismo se encuentran **ripples** de oleaje y **ripples** de corriente conservando laminación cruzada de pequeña escala, estructuras **flaser**, **rills** bioclásticos, laminaciones de algas, láminas rotas, porosidad fenestral, brechas de cantos planos, porosidad móldica de sales, pliegues enterolíticos, estructuras **chicken-wire** y **tepees**. En ocasiones, pueden encontrarse brechas de colapso rellenando **paleokarst**. Los cantos de estas brechas en los cuales se pueden observar laminación de algas y porosidad móldica de sales, pueden llegar a tener más de 4 cm de diámetro (sección de la Rambla del Frontón). La bioturbación en diferentes grados, de moderada a abundante, suele ser frecuente y a





ESTENSION ESTRATIGRAFICA DE LAS SECCIONES ESTUDIADAS

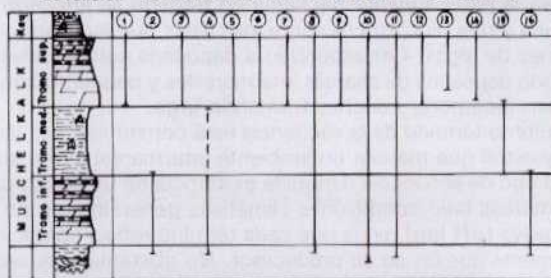


Fig. 3. — Mapa de situación y diagrama con la extensión estratigráfica de las secciones estudiadas.

veces se encuentran costras ferruginosas, más o menos desarrolladas, en la superficie de los estratos.

Estas estructuras se ordenan en secuencias de somerización (**shallowing upward**) del tipo de las representadas en la fig. 4a. El término inferior de la secuencia corresponde a depósitos de alta energía constituidos por complejos de barras y canales depositados en un ambiente fundamentalmente submareal con posibles episodios intermareales. El complejo de barras representa el sistema de protección para los sedimentos finos sub a supramareales que se sitúan por encima en la secuencia. Los cuerpos canalizados pueden contener localmente **lags** de cantos blandos en su base y en ocasiones puede observar granoselección positiva, con **ripples** de corriente en su parte superior. Estos depósitos representan canales de entrada y salida de mareas (**tidal inlets**), a favor de los cuales se produce la renovación del agua del **lagoon** que cubre ocasionalmente la llanura de mareas de baja energía.

El segundo término de la secuencia está constituido por dolomías en capas finas, frecuentemente nodulosas, e intercalaciones de margas. La bioturbación suele estar presente, de moderada a abundante, y son frecuentes los **ripples** de oleaje, encontrándose estructuras **flaser** en menor proporción. Corresponden a depósitos de **lagoon** somero con eventual retoque de mareas. Situado normalmente en la parte superior del segundo término se encuentran algunos niveles con fauna y **rills** bioclásticos sobre los cuales pueden disponerse niveles con laminaciones de algas. Corresponden a depósitos submareales a intermareales, incluyendo depósitos de charcas intermareales y pequeños canales de drenaje que pueden incorporar conchas formando **lags**.

El tercer y último término de la secuencia está constituido por láminas rotas y porosidad fenestral que marcan un ambiente intermareal alto a supramareal. En conjunto, el tipo de secuencia denota la existencia de un medio deposicional de llanura de mareas bajo condiciones climáticas generalmente no áridas con tendencia regresiva (**off lap**), en la que cada término refleja condiciones de depósito más someras que las de su predecesor. No obstante esta secuencia virtual, que puede encontrarse más o menos completa, puede verse modificada local y eventualmente por la aparición de condiciones hipersalinas y por la presencia de pequeños intervalos transgresivos.

La presencia de condiciones hipersalinas viene marcado por la aparición en los términos supramareales de estructuras "**chicken wire**", pliegues enterolíticos, porosidad móldica de sales y estructuras "**tepees**" (Fig. 4b), que **corresponden a unidades depositadas en un ambiente evaporítico de tipo sebkha**. La presencia de pequeños ciclos transgresivos viene marcada por la presencia ocasional de secuencias de tipo "**thickening and coarsening upward**" (fig. 4c) en las que sobre tramos con porosidad móldica de sales se disponen términos con **ripples** de oleaje y sobre ellos estructuras canalizadas de alta energía, correspondientes al cinturón de barras y canales o deltas asociados.

Las intercalaciones de dolomías arenosas en la parte inferior del tramo, son microdolomías con desigual proporción de elementos terrígenos (cuarzo, feldespatos, fragmentados de cuarcitas), similares y en proporción relativa análoga a la observada en las areniscas más altas de la facies Buntsandstein del corte correspondiente.



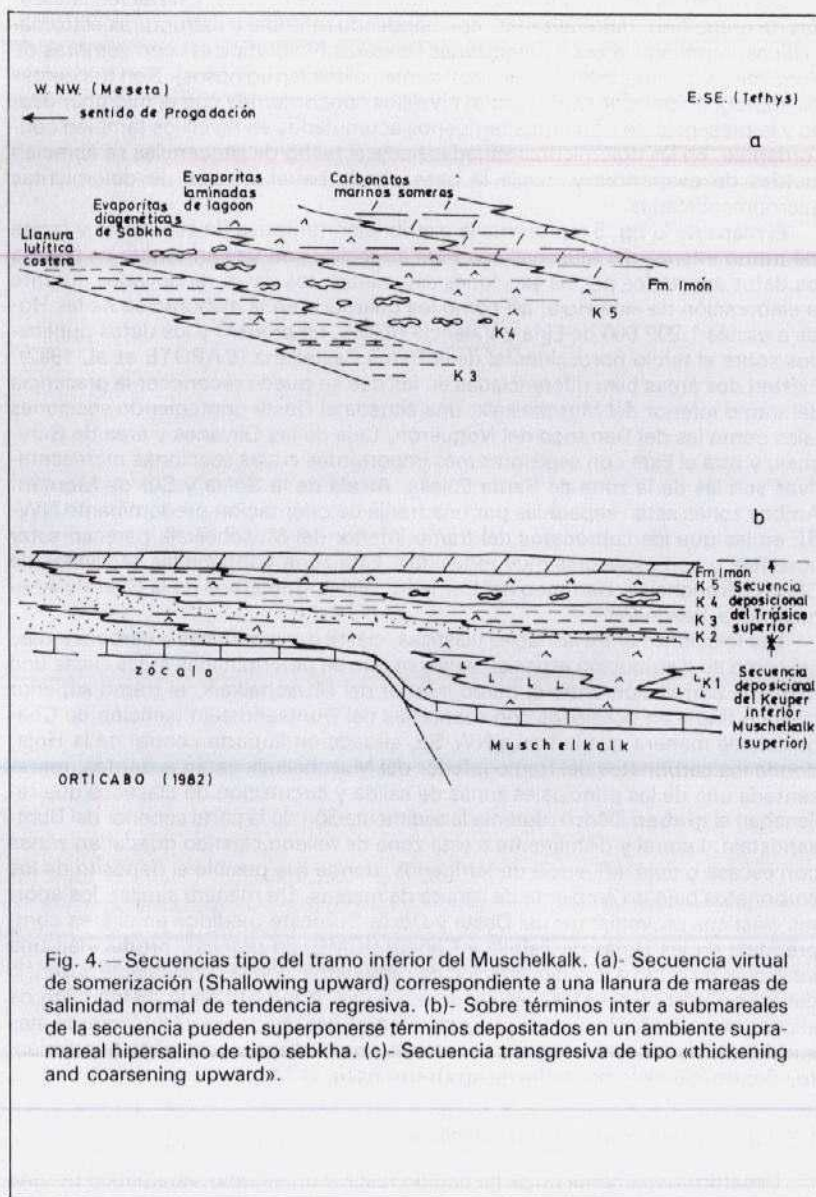


Fig. 4. — Secuencias tipo del tramo inferior del Muschelkalk. (a)- Secuencia virtual de somerización (Shallowing upward) correspondiente a una llanura de mareas de salinidad normal de tendencia regresiva. (b)- Sobre términos inter a submareales de la secuencia pueden superponerse términos depositados en un ambiente supramareal hipersalino de tipo sebkha. (c)- Secuencia transgresiva de tipo «thickening and coarsening upward».

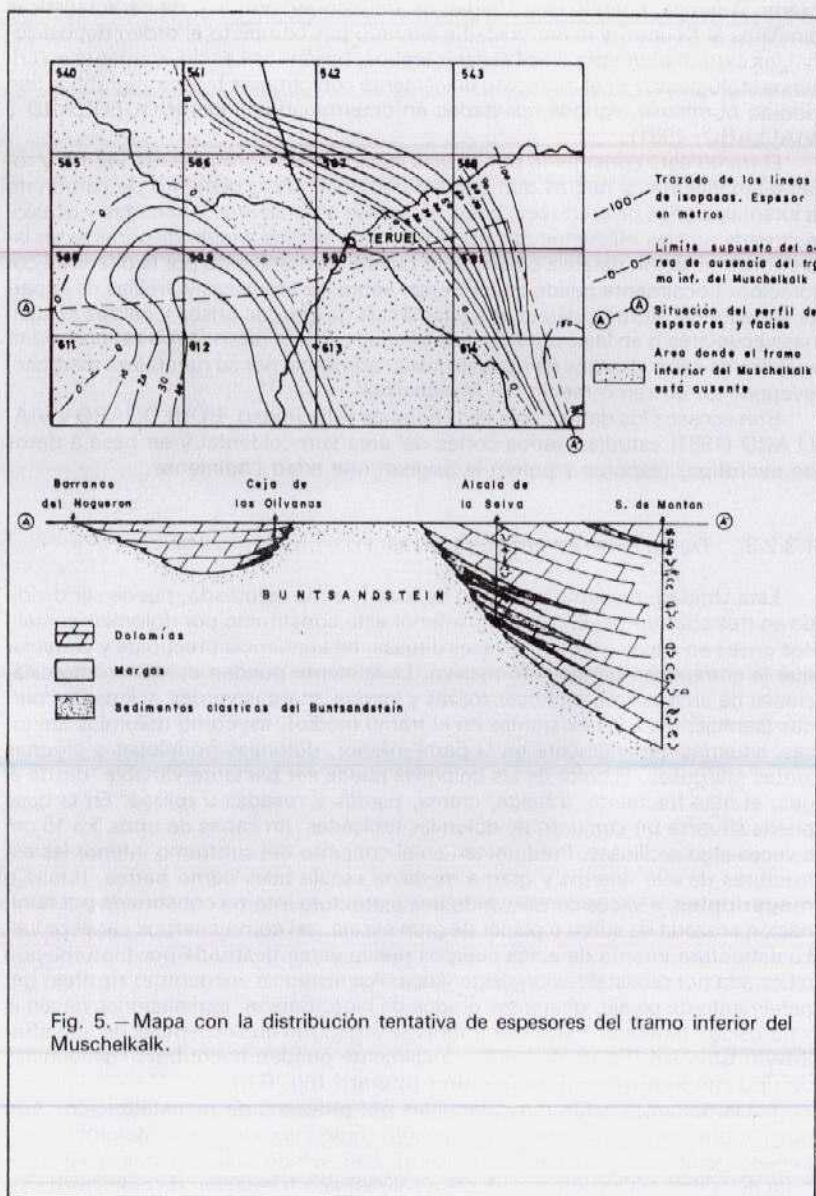
Las dolomías son dolomicritas con estructuras laminares, calizas recristalizadas de grano fino, dolomitizadas, con bandeado referible a estructuras estromatolíticas; también calizas dolomitizadas (texturas hipidióticas) con sombras de aloquímicos (oolitos, intraclastos, localmente oolitos ferruginosos). Son frecuentes las impregnaciones de  $OxFe$ , según nivelillos concordantes con el microbandeado y la presencia de elementos terrígenos acumulados en nivelillos también concordantes. En las dolomicritas situadas hacia el techo de secuencias se aprecian moldes de evaporitas y, hacia la base puede haber niveles de dolomicritas microbrechificadas.

El mapa de la fig. 5 representa la distribución tentativa de espesores y facies del tramo inferior del Muschelkalk. Para su realización se han tenido en cuenta los datos aportados por las secciones estudiadas, los datos recopilados durante la elaboración de esta Hoja, así como los utilizados en la elaboración de las Hojas a escala 1:200.000 de Liria y Valencia (IGME, en prensa) y los datos publicados sobre el tercio noroccidental de la Rama Castellana (CAPOTE *et al.*, 1982). Existen dos áreas bien diferenciadas en las que se puede reconocer la presencia del tramo inferior del Muschelkalk, una situada al Oeste conteniendo secciones tales como las del Barranco del Noguerón, Ceja de las Olivanas y área de Boniches; y otra al Este con espesores más importantes cuyas secciones representativas son las de la zona de Santa Eulalia, Alcalá de la Selva y Sur de Montán. Ambas zonas están separadas por una franja de orientación predominante NW-SE en las que los carbonatos del tramo inferior del Muschelkalk parecen estar ausentes o con espesores muy reducidos. Esta zona contiene las secciones de Checa, Bronchales, Barranco del Comedor, Villel, Camarena de la Sierra y Acequia de la Pesquera.

Las relaciones entre las facies clásticas, clástico-evaporíticas y carbonatadas, así como su distribución espacial, sugieren que en determinadas áreas existe una marcada correlación entre el tramo inferior del Muschelkalk, el tramo superior clástico fino y en ocasiones con evaporitas del Buntsandstein (sección de Chequilla), de manera que la franja NW-SE, situada en la parte central de la Hoja, donde los carbonatos del tramo inferior del Muschelkalk están ausentes, representaría una de las principales zonas de salida y circulación de clásticos que rellenaban el **graben** ibérico, durante la sedimentación de la parte superior del Buntsandstein. Lateral y distalmente a esta zona de relleno clástico quedarían zonas con escasa o nula influencia de terrígenos, donde fue posible el depósito de los carbonatos bajo un ambiente de llanura de mareas. De manera similar, los aportes clásticos provenientes del Oeste y Oeste-Suroeste medidos en el área comprendida en las Hojas de Zafrilla y Cañete (IGME, en prensa), producirían una inhibición respecto a la sedimentación de carbonatos, con la consiguiente ausencia del tramo inferior del Muschelkalk en esa zona. A la vista de la distribución de espesores es evidente que la parte este del área estudiada era notablemente más subsidente durante este tiempo, denotando una tendencia general de hundimiento, dentro del sistema de **horst-grabens** hacia el Mediterráneo.

#### 1.3.2.2. *Tramo medio del Muschelkalk*

Desafortunadamente no se ha podido realizar un estudio sistemático de esta Unidad debido a que en la mayor parte de los casos ésta se encuentra muy cu-





bierta. Además, cuando esta Unidad es arcilloso-evaporítica, de características similares al Keuper, y la tectónica ha alterado por completo el orden deposicional, es extremadamente difícil separar ambos, basándose exclusivamente en criterios litológicos. Por el momento únicamente con criterios bioestratigráficos han podido obtenerse algunos resultados en determinadas áreas (BOULOUARD y VIALARD, 1981).

El tramo está constituido por arcillas versicolores, normalmente verdes y rojas a amarillentas y negras que pueden contener sales, cemento de carbonato e intercalaciones de areniscas, limos, dolomías amarillentas laminadas y ocasionalmente niveles milimétricos carbonosos. Las arcillas suelen disponerse en lajas con laminación paralela o bandeado puesto de manifiesto por la diferente coloración. Localmente puede encontrarse, sobre las areniscas y arcillas de la parte superior del Buntsandstein una alternancia de margas grises y calizas cristalinas vacuolares o en lajas conteniendo pliegues enterolíticos, **tepees**, porosidad móldica de sales y cantos de margas grises, asimilable por su naturaleza margoso-evaporítica, al tramo medio del Muschelkalk.

Son escasos los datos cerca de la edad de esta unidad. BOULOUARD y VIALARD (1981) estudian varios cortes del área suroccidental y en base a datos de microflora (esporas y polen) le asignan una edad Ladinense.

#### 1.3.2.3. *Tramo superior del Muschelkalk*

Esta Unidad, presente a lo largo de toda la zona estudiada, puede ser dividida en tres subtramos. El subtramo inferior está constituido por dolomías cristalinas grises en capas gruesas, a veces difusas, de apariencia brechoide y carniolar que le comunican un aspecto masivo. Localmente pueden contener intercalaciones de arcillas limo-arenosas rojizas y verdes, margas verdes, y limolitas pardas (semejantes a las existentes en el tramo medio), así como dolomías arenosas, situadas generalmente en la parte inferior, dolomías nodulosas y algunas juntas margosas. El color de las dolomías puede ser bastante variable, desde el gris, el más frecuente, a beige, crema, pardas y rosadas a rojizas. En la base puede situarse un conjunto de dolomías tableadas, en capas de unos 5 a 15 cm a veces algo arcillosas. Predominan en el conjunto del subtramo inferior las estructuras de alta energía y gran a mediana escala tales como barras, dunas o **megaripples**, a veces conservando una estructura interna constituida por laminación cruzada de surco o planar de gran escala, así como cuerpos canalizados. La estructura interna de estos cuerpos puede verse destruida por bioturbación o borrada por recristalización diagenética. Asimismo se encuentran **ripples**, generalmente de oleaje, diferentes grados de bioturbación, laminaciones de algas y porosidad fenestral. Estas estructuras se organizan en secuencias de tipo **shallowin upward** (fig. 6.a), aunque localmente pueden encontrarse secuencias de tipo **thickening and coarsening upward** (fig. 6.b).

Estas dolomías están muy afectadas por procesos de recristalización. Aún cuando pueden considerarse originalmente como microdolomías (dolomitización penecontemporánea a la sedimentación), han sufrido una recristalización (distinta de la dolomitización que afecta a calizas) con formación de cristales de tamaño fino a medio (40-100 micras que forman un mosaico denso (ausencia de



porosidad intercrystalina frecuente en calizas dolomitizadas) subidiomorfo, dejando reliquias de fósiles (placas de Crinoides, Lamelibranquios, Foraminíferos?, y Gasterópodos) conservando, marcados por distinto tamaño de la recristalización, texturas de bandeados referibles a estromatolitos. En algunos casos se aprecian **pelets** con disposición de laminación corriente, intraclastos, fósiles y pisolitos algales. Se observan en este conjunto procesos de disolución y posterior cementación en parches de calcita por aguas meteóricas/vadasas.

El subtramo medio está compuesto por dolomías grises en capas finas, normalmente de 2 a 10 cm de espesor, que con frecuencia presentan los planos de estratificación ondulados, comunicándole un marcado aspecto noduloso (estratificación **wavy**). Con frecuencia pueden tener juntas margosas o dolomías margosas intercaladas y localmente se encuentran algunos tramos de dolomías mal estratificadas que pueden tener aspecto brechoide. El color de las dolomías puede variar hasta tonos gris oscuro, beige, amarillentos y rojizos. En el área de Huélamo esta unidad contiene niveles con nódulos de sílex. Predominan las estructuras de pequeña escala, tales como **ripples** de oleaje, y la bioturbación suele estar casi siempre presente aunque con diferentes grados de intensidad. En menor proporción se encuentran estructuras **lensen** y **flaser** laminación de algas y estructuras de alta energía tales como barras, dunas o **megaripples** y canales. Todas estas estructuras se ordenan en secuencias de somerización (**shallowing upward**) como queda referido en la fig. 6.c, aunque se ha indicado, predomina claramente en el conjunto el término de **ripples** de oleaje y la bioturbación.

En este subtramo, predominan las microdolomías con estructura bandeada de origen estromatolítico, pudiendo englobar restos de Crinoides y Lamelibranquios. Cuando están recristalizadas son similares a las descritas en el conjunto anterior. Localmente se aprecian procesos de disolución/cementación por calcita en relación con aguas vadasas.

El subtramo superior está constituido por una alternancia irregular de dolomías y margas con intercalaciones de calizas dolomíticas calizas y dolomías margosas, brechas de cantos planos, brechas de cantos blandos y ocasionalmente limolitas verdes y rojas. Las dolomías suelen ser de color grises a beige, ocre y amarillentos, disponiéndose normalmente en capas finas tableadas, a veces nodulosas y laminadas, aunque localmente se pueden intercalar dolomías en capas gruesas, en ocasiones vacuolares, con aspecto carniolar. La coloración de las margas suele ser gris, aunque también son frecuentes los tonos ocre, verde, azulados, crema y negro. En este tramo predominan las estructuras de baja energía tales como laminaciones de algas, láminas rotas, **rills** bioclásticos, **ripples** de oleaje, y estructura **flaser**, encontrándose en menor proporción estructuras de mayor energía tales como canales y barras. También son frecuentes las estructuras derivadas de la presencia de sales tales como pliegues enterolíticos, porosidad móldica de sales y **tepees**. Localmente pueden encontrarse marcas de disolución debidas a **paleokarst**. Estas estructuras se ordenan en secuencias de somerización como las mostradas en la fig. 6d.

Los intervalos intercalados entre margas son generalmente de microdolomías con abundantes restos de Moluscos y Foraminíferos. Pueden estar más o menos recristalizadas, con parches de calcita que en algún caso forman un relleno gravitatorio mostrando su origen vadoso. Ocasionalmente, se aprecian lamina-

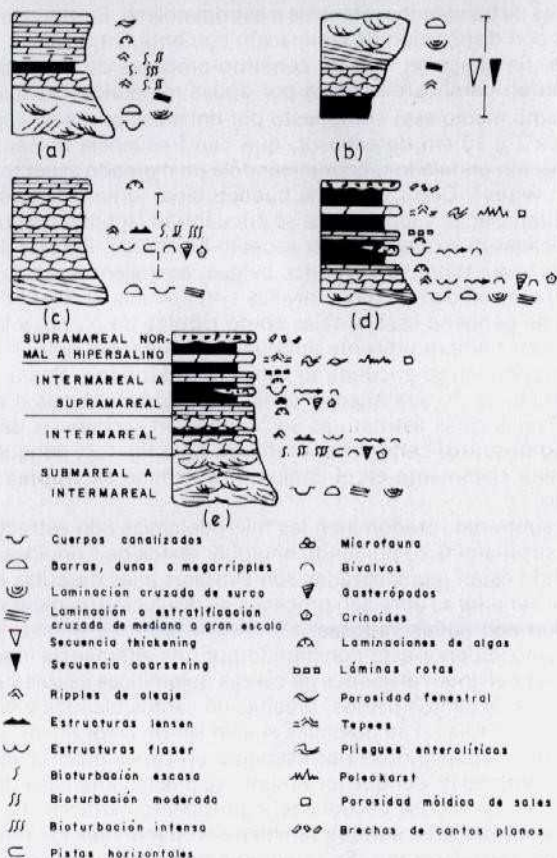


Fig. 6. —Secuencias tipo del tramo superior del Muschelkalk. (a)- Secuencia virtual de somerización (**shallowing upward**), correspondiente al subtramo inferior. (b)- Secuencia de tipo **thickening and coarsening upward**, correspondiente al subtramo inferior. (c)- Secuencia virtual de somerización del subtramo medio. (d)- Secuencia virtual de somerización del subtramo inferior. (e)- Secuencia tipo virtual de somerización del tramo superior del Muschelkalk.



ciones rotas. También microdolomías con moldes de sales y otras con láminas rotas de oolitos-pisolitos algáceos, alargados, que pueden incluir sulfatos. Hacia el borde SE de la Hoja, en este subtramo, predominan niveles de biomicruditas y biomicritas con abundantes bioclastos de bordes ferruginizados (Equinodermos, Moluscos, Ostrácodos) y peletoides.

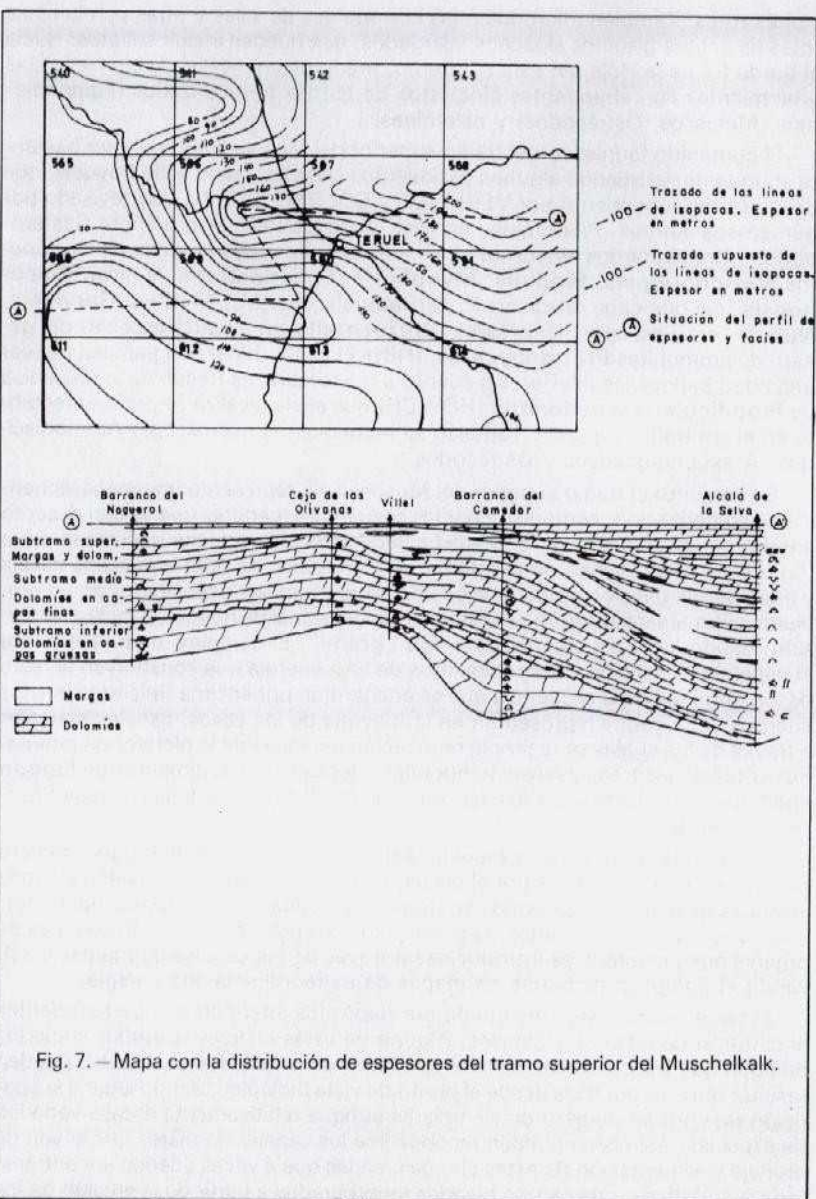
El contenido faunístico del tramo superior del Muschelkalk suele ser bastante abundante, existiendo algunos yacimientos clásicos, como el de Royuela, que desde su descubrimiento por VERNEIUL y COLOM (1853) ha sido revisado por numerosos autores. Predominan en esta fauna los Pelecípedos sobre Gasterópodos y Braquiópodos, encontrándose, entre otros, varias especies de los géneros **Myophoriopsis**, **Modiola**, **Myophoria**, **Enantiostreon**, **Velata**, **Placunopsis** (del que cabe destacar: **P. teruelensis** WURM), **Mytilus**, **Gervilleia**, **Nucula**, etc., así como icnofósiles (**Rhizocorallium**) y varias especies del género de ammonites **Protrachyceras**, (HINKELBEIN, 1969) que parecen marcar una edad Ladiniense inferior. En cuanto a microfauna es frecuente la presencia de **Fronicularia woodwardy** (HOWCH) que suele localizarse preferentemente en el subtramo superior. También se reconocen al microscopio Ammodiscidos, Ataxophragmídeos y Ostrácodos.

En conjunto el tramo superior del Muschelkalk representa una megasecuencia de somerización, compuesta por las secuencias menores que se han descrito anteriormente (fig. 6 a, b, c, y d). La secuencia virtual viene expresada en la (fig. 6e), y consta en su parte inferior de estructuras de gran a mediana escala y alta energía tales como complejos de barras y canales depositados en un ambiente submareal con algún posible retoque ocasional de mareas, e incluso emergencia, dando lugar a secuencias de tipo "grany". El complejo de barras ejerce el papel de protección a los sedimentos de baja energía que constituyen el resto de los términos de la secuencia que se encuentran por encima, mientras que los cuerpos canalizados representan en la mayoría de los casos, canales mareales a través de los cuales se realiza la renovación de aguas de la plataforma interna. Por condiciones transgresivas temporales y locales. Los sedimentos de lagoon pueden verse cubiertos por los depósitos de canal o por sus deltas mareales asociados (fig. 6b).

El segundo término de la secuencia representa depósitos de lagoon somero de baja energía, marcados por el oleaje, en los que pueden observarse algunos retoques de marea. Organismos bentónicos autóctonos y especialmente bioturbación suelen estar presentes, encontrándose de manera ocasional, conchas de organismos planctónicos introducidas a través de los canales de mareas o salvando el complejo de barras en etapas de extraordinaria alta energía.

El tercer tramo está constituido por depósitos intermareales pertenecientes al cinturón de charcas y canales. Alguna de estas charcas (ponds), cubiertas de agua que puede oscilar entre la salinidad normal a la hipersalinidad, pueden resultar muy productivas desde el punto de vista biológico, dando lugar a la aparición de un gran número de ejemplares aunque relativamente escasa variedad de especies. Asimismo pueden reconocerse los canales de marea que sirven de drenaje y alimentación de estas charcas, en los que a veces pueden encontrarse lags bioclásticos o de cantos blandos incorporados a partir de la erosión de los fangos margosos. En los espacios entre charcas se encuentran laminaciones de





algas (estructuras estromatolíticas) que ocasionalmente y debido a una exposición subárea prolongada pueden dar lugar a láminas rotas.

El cuarto y último tramo de la secuencia representa depósitos supramareales que pueden haberse generado bajo un ambiente hipersalino de tipo *sebkha* dando lugar a estructuras tales como *tepees*, pliegues enterolíticos y porosidad móldica de sales de varios tipos, o bien bajo un ambiente de salinidad normal, dando lugar a porosidad fenestral. Menos frecuentemente, y de forma local, pueden encontrarse algunas superficies karstificadas. Asociados normalmente a los depósitos supramareales a intermareales altos, se encuentran niveles de brechas de cantos planos interpretables como capas de tormenta que pueden encontrarse sin discriminación, en cualquier posición respecto al orden secuencial.

Paleológicamente el tramo superior del Muschelkalk es extensivo respecto al tramo inferior. Existe un área de mínimos espesores relativos (fig. 7), de orientación sensiblemente NO-SE, que cruza a la Hoja de Checa hasta el área de Manzanera.

### 1.3.3. Arcillas y yesos. (Tk). Facies Keuper

El Triásico superior de la Hoja de Teruel está constituido por las unidades litoestratigráficas señaladas por ORTI (1974) en el Keuper del levante español (fig. 8), a excepción de la unidad superior (Fm. Yesos de Ayora), que no aflora en la zona que nos ocupa. El hecho más destacable es la existencia en la zona central de la Hoja de dos series evaporíticas claramente diferenciadas (unidades K1 y K4), interrumpidas por una serie detrítica intermedia (unidades K2 y K3), que a pesar de estar menos desarrollada que en el sector valenciano, presente localmente canales de hasta 9 m de potencia.

Un hecho importante es la existencia de una zona en la parte noroccidental en la que el Keuper es muy reducido y pierde progresivamente las capas yesíferas, quedándose limitado a una unidad inferior gris y otra superior roja. Ambas unidades deben corresponder, a primera a la serie evaporítica inferior, unidad (K1), y la segunda al conjunto de las series detrítica intermedia y serie evaporítica superior (unidades K2, K3 y K4). Dicha zona se aprecia en la hoja E: 1:50.000 de Checa, por lo que nos referimos a ella como el «Alto de Checa». RIBA (1959) hizo referencia a un umbral durante el Keuper situado en la zona de Torres-Chequilla. Asimismo, el carácter yesífero del Keuper está poco desarrollado, tanto en el borde occidental de la Hoja como en el oriental.

La potencia del conjunto es muy variable, por lo dicho anteriormente, oscilando entre 20 m en el extremo NO y unos 230 m en el sector central.

#### 1.3.3.1. Fm. Arcillas y yesos de Jarafuel. (K1).

La serie evaporítica inferior del Keuper (K1) se distingue de la superior por el tono gris y amarillento de la primera, frente al rojizo de la segunda. Es también la que probablemente contenía originalmente la sal que ha dado lugar a las manifestaciones salinas que intercalan o alternan capas de yeso, siendo más secundarios los niveles carbonatados y las areniscas de *climbing ripples*. Las ar-

U N I D A D E S						Series	Secuencias deposicionales
CRONOS- TRATIGRA- FICAS		LITOESTRATIGRAFICAS (informales)					
TRIASICO SUPERIOR	NONIENSE N			GRUPO RENALES Fm. Imón		Carbonatada terminal	del TRIASICO SUPERIOR (evaporítico- carbonatado)
	KARNIENSE K	Superior	Fm. Yesos de Ayora (K 5) Fm. Arcillas yesíferas de Quesa (K 4)		Evaporítica superior		
			Fm. Arcillas de Colrentes (K 3) Fm. Areniscas de Manuel (K 2)		Detritica intermedia		
		K	Inferior	Fm. Arcillas y Yesos de Jaramuel (K 1)		Evaporítica inferior	
	MUSCHEL KALK					del Muschelkalk (superior)-Keuper inferior (carbonatado- evaporítico)	

(Orti Cabo, 1962)

Fig. 8.—Unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales del Triásico superior del sector Valenciano (modificado de ORTI CABO, 1974, figs. 2 y 11).



cillas, en general de alto contenido en Mg, son de tonalidades propias de ambiente reductor, aunque esporádicamente intercalan colores rojizos. Los yesos presentan litofacies laminadas de morfología algal y más raramente nodulares. Teruelistas, cuarzos bipiramidados oscuros, piritas, aragonitos y moldes de cristales cúbicos de sal son hechos diagenéticos tempranos frecuentemente registrables en las capas de yesos y carbonatos.

#### 1.3.3.2. *Fm. Areniscas de Manuel (K2).*

La serie detrítica intermedia constituye un avance de las series de borde de cuenca sobre las evaporitas de posición más central. Se trata de potentes paquetes de areniscas, de hasta 40 metros, compuestos por la superposición de canales de tipo **braided**, que muestran dunas y niveles de **climbing ripples** a techo, con cicatrices basales marcadas por la acumulación de cantos blandos de arcillas.

El episodio de las Areniscas de Manuel podría tener un origen tectosedimentario y marcaría así el inicio del proceso de expansión y de reajuste estructural en la base de la secuencia deposicional del Triásico superior.

#### 1.3.3.3. *Fm. Arcillas de Cofrentes. (K3).*

La recesión posterior del aparato fluvial da paso a un potente depósito de arcillas rojas de llanura de inundación distal, y de marcada influencia marina.

#### 1.3.3.4. *Fm. Arcills yesíferas de Quesa (K4).*

La serie evaporítica superior se inicia con la instalación, sobre las arcills rojas de la unidad K3, de una **sebkha** costera con importante formación de anhidrita diagenética, de zona vadosocapilar. Diferentes minerales autígenicos (cuarzos rojos bipiramidados, aragonitos) acompañan a estas evaporitas de matriz arcillosa rojiza (menos frecuentemente gris. En campo estas evaporitas de sebkha suelen acompañarse típicamente de gran cantidad de venas de yeso fibroso blanco, de origen secundario, que cruzan el depósito en todas direcciones.

La evolución lateral de estas unidades litoestratigráficas se ha esquematizado en las figs. 9 a y b, la primera para el sector occidental, donde se observa el paso de las facies evaporíticas desde la zona próxima a Albarracín a las arcillosas hacia el «alto de Checa»; la segunda para el sector oriental donde se observa la pérdida general del carácter evaporítico de la unidad K1, en favor del carbonatado en dirección al «alto de Castellón-Ateca».

Los datos cronoestratigráficos publicados sobre los materiales en facies Keuper de la zona son escasos, y se limitan a determinaciones palinológicas presentadas por VIALARD (1973) y BOULOUARD et VIALARD (1981).

Por comparación con las series valencianas más típicas del Keuper podrá, en principio, suponerse que dichos materiales tendrían también una edad karniense, (SOLE y ORTÍ 1982).

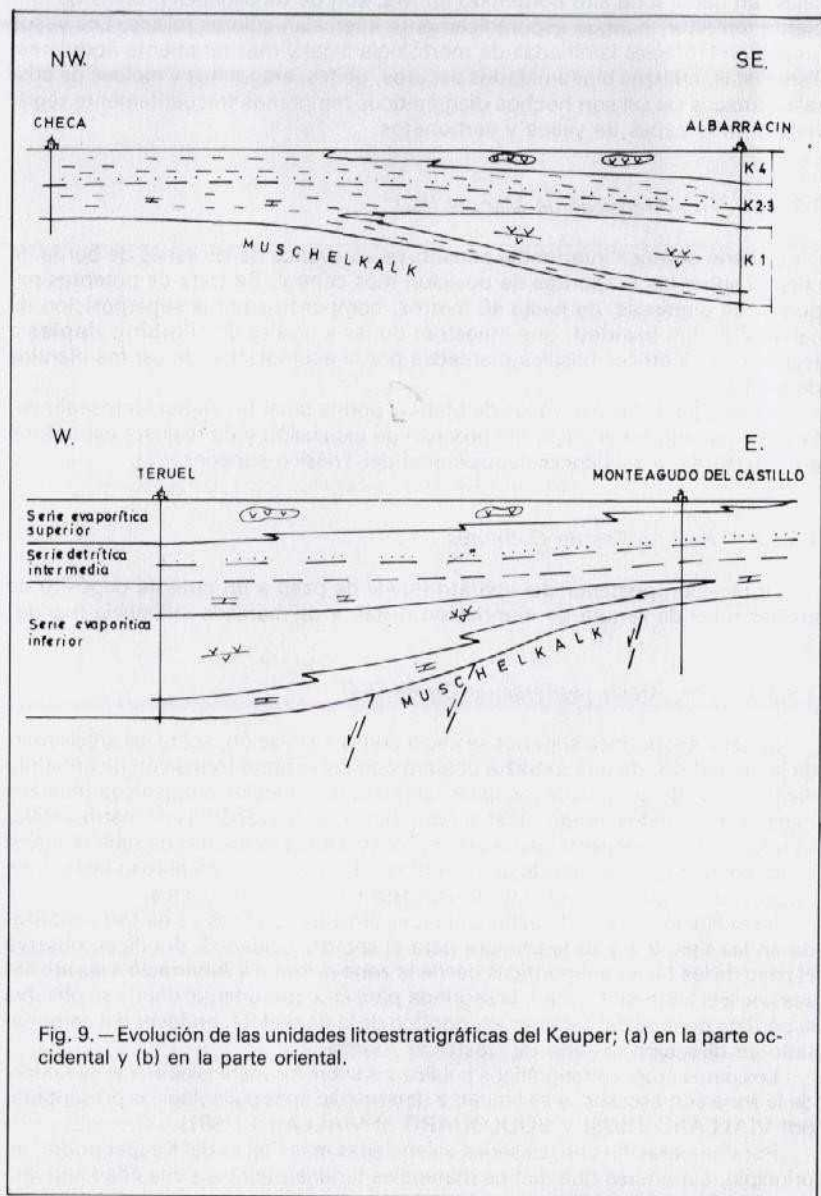


Fig. 9. — Evolución de las unidades litoestratigráficas del Keuper; (a) en la parte occidental y (b) en la parte oriental.

El contenido palinológico de muestras estudiadas en los Cortes de Vilhel y de Checa es el siguiente: **Camerosporites secatus** LESCHIK, **Vallasporites ignacii** LESCHIK, con presencia de **Alisporites** sp., **Triadispora** sp., **Pityosporites** sp. Bialados Indet., **Paracirculina scurilis** SCHEURING, **Paracirculina tenebrosa** SCHEURING, **Paracirculina granifer** (LESCHIK) KLAUS, **Duplicisporites granulatus** (LESCHIK) SCHEURING, **Ovalipollis ovalis** (KRUTZSCH) SCHEURING y **Patinasporites** sp.

La frecuencia de **Camerosporites secatus** y **Vallasporites ignacii** acompañadas del resto de la flora nos indica el Carniense.

#### 1.3.4. Rocas volcánicas triásicas (W). Ofitas.

Únicamente han sido observadas en los afloramientos de Manzanera y Camarena (borde SE de la Hoja), y en el área de Vilhel-Libros (zona central). En general estas manifestaciones se sitúan próximas a la franja ígnea del Palancia (línea ofítica de Altura, ORTÍ et al (1980). Se disponen principalmente en forma de cuerpos groseramente interstratificados con los materiales arcillo-evaporíticos.

Los primeros episodios se localizan en la Hoja de Manzanera en la que aparecen, en los niveles conglomeráticos de la base de la facies Bunt, pequeños macizos de una roca basáltica dura, verdosa, formada por microlitos de plagioclasa, cristales de piroxeno, fenocristales de olivino transformado en iddingsita y minerales filitosos.

El resto de los afloramientos corresponde a las rocas granudas, verdosas, intercaladas entre los sedimentos del Keuper y clasificadas genéricamente como «ofitas».

Como ofitas se describen en la Hoja de Manzanera. Sin embargo, estas rocas estudiadas en la Hoja de Camarena de la Sierra, se clasifican como «ofitas» del tipo olivínico-alcalino. Son rocas con textura diabásica de grano fino y medio, muy alteradas, que revelan una composición de: **máficos**: olivino (transformado en serpentina), piroxenos (alterados a cloritas y/o serpentina y opacos), biotita (transformada en clorita); **minerales leucocráticos**: plagioclasas (albitizadas, sericitizadas, cuarcificadas y, a veces, carbonatadas) e ilmenita, magnetita, esfena y apatito.

La carbonatación y silicificación parece hidrotermal produciéndose al mismo tiempo la alteración de los máficos.

Estas rocas han sido estudiadas con detalle por SANCHEZ CELA (1981) y además de en la Hoja de Camarena se localizan en las de Tenerife y la Puebla de Valverde. También se han descrito en la rama Castellana de la Ibérica, en la provincia de Soria.

#### 1.4. TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO

La presencia de sedimentos jurásicos en esta Hoja es conocida desde finales del siglo XVII, aunque hasta mediados del siglo XIX no aparecen los primeros trabajos. A la mayor parte de los autores les ha llamado particularmente la atención la abundancia en cuanto al contenido faunístico de algunas de las unidades del Jurásico, por lo que la mayor parte de los trabajos tratan de manera especial



		UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS	
TRIASS.	JURASICO INFERIOR		
		<p>Fm. Dolomías tableadas de Imon</p> <p>Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña</p> <p>Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas</p> <p>Fm. Margas grises del Cerro del Pez</p> <p>Fm. Calizas bioclásticas de Bahana</p> <p>Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmel</p>	GRUPO RENALES
JURASICO MEDIO	JURASICO SUPERIOR	<p>Mb. Calizas nodulosas de Casinos</p> <p>Oolitos ferruginosos y/o fosfáticos</p> <p>"parte media" (informal) de la Fm. Carbonatada de Chelva</p> <p>Mb. Calizas con esponjas de Yatoya</p> <p>Capa de oncolitos ferruginosos de Arroyofrio</p> <p>Fm. Margas de Sot de Chera</p> <p>Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla</p> <p>Fm. Calizas con oncolitos de Higuieruelas</p>	GRUPO TURIA
		<p>TOARCEN / M. / BAJOXIENSE - BATH.</p> <p>OXFORDIENSE - KIMMERIDGIENSE</p>	

Fig. 10.—Cuadro con las unidades litoestratigráficas del Jurásico, definidas en la Cordillera Ibérica.

sus aspectos paleontológicos y/o bioestratigráficos. Este tipo de trabajos continúa hasta la actualidad, alcanzándose notables precisiones en cuanto a la biozonación de estos materiales, basada fundamentalmente en el estudio de la fauna de Ammonites (GEYER, 1965; BEHME y GEYER, 1966; HINKELBEIN, 1969; MOUTERDE, 1970, DUBAR et al, 1970; FELGUEROSO y RAMIREZ DEL POZO, 1971; GOY et al, 1973; GEYER et al 1974; BULARD et al, 1974, HINKELBEIN, 1975; ARCHE et al, 1978; GOY et al, 1968; siendo mucho más escasos los trabajos que muestran un mayor interés hacia la vertiente sedimentológica o paleogeográfica (GINER y BARNOLAS, 1979, 1980; GOMEZ y GOY, 1979; CAPOTE et al, 1982).

El Jurásico de la Cordilera Ibérica, constituido fundamentalmente por rocas carbonatadas con algunos tramos margocalizos intercalados, ha sido subdividido en una serie de unidades bioestratigráficas formales (GOY et al, 1976; GOMEZ, 1979; GOMEZ y GOY, 1979), cuya distribución vertical puede verse de una forma gráfica en la fig. 10. Estas mismas unidades, presentes en el área que cubre esta Hoja, serán utilizadas a continuación para describir sus características.

Los datos para el Jurásico inferior que se exponen a continuación están basados en el estudio de 22 secciones de detalle, generalmente parciales, cuya situación y distribución estratigráfica puede verse en la fig. 11. Asimismo, se han tenido en cuenta los datos regionales existentes en la bibliografía. Los datos del Jurásico medio se han obtenido del estudio de 23 secciones de detalle, representadas en la fig. 16.

**1.4.1. Fm. Dolomías tableadas de Imón. Fm. Carniolas de Cortes de Tañua. Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas. Fm. Margas grises de Cerro del Pez. Fm. Calizas bioclásticas de Barahona (J<sub>1</sub>). Rethiense - Toarciense inferior.**

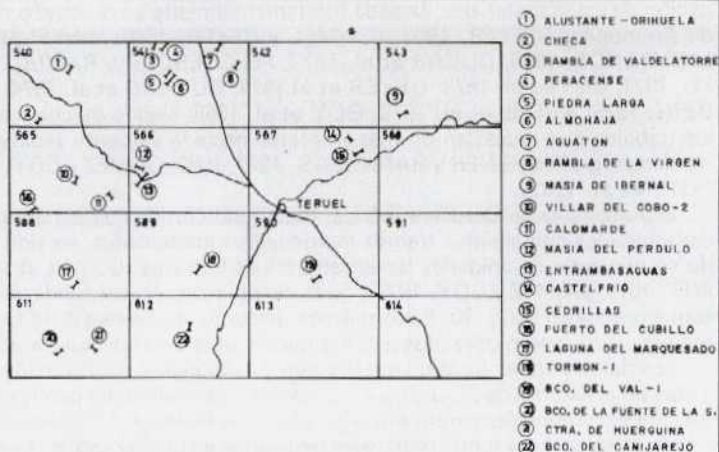
**1.4.1.1. Fm. Dolomías tableadas de Imón.**

Esta Unidad no aflora en gran parte de las ocasiones debido a la frecuente mecanización del contacto entre el Keuper y las unidades carbonatadas que se apoyan sobre él.

Está compuesta por dolomías tableadas grises, en ocasiones vacuolares u oquerosas, dispuestas en capas de 10 a 60 cm, que pueden llegar a superar el metro de espesor. A veces contienen finas intercalaciones de arcillas o dolomías arcillosas y localmente pueden observarse restos de la textura original de algunos niveles, como por ejemplo la presencia de **grainstones** en Laguna del Marquesado. En las escasas secciones en que se ha podido medir, su espesor suele oscilar entre los 35-40 m.

Las muestras estudiadas petrográficamente corresponden a microdolomías que sufren recristalización penecontemporánea al depósito, conservando algunos rasgos estructurales como laminaciones estromatolíticas, con parches de calcita y huecos de disolución (fenestrae), y procesos diagenéticos de calcificación por microkarstificación.

No se ha encontrado fauna en esta Unidad, sólo actividad de Algas Cianofíceas, por lo que su edad permanece incierta. Algunos autores (GOY et al, 1976;



Stratigraphic column diagram showing the distribution of 22 geological sections (numbered 1 to 22) across a grid. The column is divided into layers: Fm. Chelva-Mb. Casa, Fm. Alternancia de margas y Calizas de Türol, Fm. Calizas bioclasticas de Barahona, Fm. Margas grises de Carro del Pex, Fm. Calizas y de lamias tabreadas de Cuevas Labradas, Fm. Carnioles de Cortes de Tajuja, and Fm. Dolomitas totales de San de Imon. The sections are numbered 1 to 22, corresponding to the locations on the map above.

Fig. 11. — Mapa de situación geográfica y sección tipo con la distribución estratigráfica de los cortes de Jurásico inferior (p.p.) estudiados.



GOY y YEBENES, 1977; CAPOTE et al 1982) opinan que podrían pertenecer al Triásico superior.

En cuanto a estructuras sedimentarias, se encuentran cuerpos canalizados y dunas o **megaripples**, en ocasiones conservando su estructura interna (laminación cruzada de surco y planar), así como laminación de **ripples**, bioturbación moderada, laminación de algas, porosidad fenestral y localmente, en la parte superior, pliegues enterolíticos. Estas estructuras se ordenan en secuencias de somerización como la representada en la fig. 12 a. Su depósito se ha llevado a cabo en un ambiente de llanuras de mareas, encontrándose sedimentos sub a intermareales de alta energía, representados por el cinturón de barras y canales; sedimentos submareales de baja energía, correspondientes a depósitos de **lagoon** y depósitos intermareales, constituidos por carbonatos con laminación de algas y sedimentos intermareales altos o supramareales caracterizados por la presencia de porosidad fenestral, depósitos supramareales hipersalinos de tipo **sebkha** y sedimentos posiblemente continentales depositados en charcas supramareales. Esta unidad representa un primer episodio transgresivo sobre la amplia llanura existente tras la sedimentación del Keuper y su posible costra asociada (tramo de transición).

#### 1.4.1.2. *Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña.*

Esta Unidad está compuesta por un conjunto masivo a mal estratificado en bancos gruesos y discontinuos de dolomías cristalinas oquerosas y vacuolares de tonos beige claro a rosado y blanquecinos a grises, y de brechas dolomíticas constituidas por cantos generalmente angulosos de tamaño centimétrico a bloques, correspondientes a diferentes tipos de rocas carbonatadas. En ocasiones, pueden reconocerse restos o fragmentos de capas y a veces algunos de los cantos han sido disueltos, rellenándose el hueco total o parcial con calcita o dolomita espática de crecimiento **drusy** y **blocky**. El espesor total de esta Unidad es difícil de establecer debido a que su base suele disponerse en contacto mecánico con el Keuper. La potencia máxima medida es de 145 m.

Únicamente se han encontrado escasos restos de Pelecípodos, Gasterópodos, Crinoides y Lagénidos como: **Lenticulina sp.**, **Lingulina sp.**, **Nodosaria sp.** contenidos en los cantos de la brecha que constituye esta unidad. Su edad es desconocida y se supone que dentro de ella se encuentra el límite entre el Triásico y el Jurásico.

En algunos de los cantos de la brecha y en algunos fragmentos de capas pueden reconocerse algunas estructuras sedimentarias, tales como laminación de algas, láminas rotas, porosidad fenestral y porosidad móldica de sales; con menor frecuencia se encuentran **ripples** de oleaje, cuerpos canalizados y pliegues enterolíticos. No es posible reconstruir la ordenación secuencial de estas estructuras, aunque originalmente podría tratarse de secuencias de somerización de tipo carbonato-evaporita, originadas en un ambiente de llanura de mareas, con términos submareales de alta energía indicados por la presencia de cantos de **grainstones** oolíticos e intraclásticos, **ripples** de oleaje y depósitos inter a supramareales. La correlación de las secciones aflorantes con las detectadas en los sondeos petrolíferos perforados en las zonas marginales a la Cordillera Ibérica

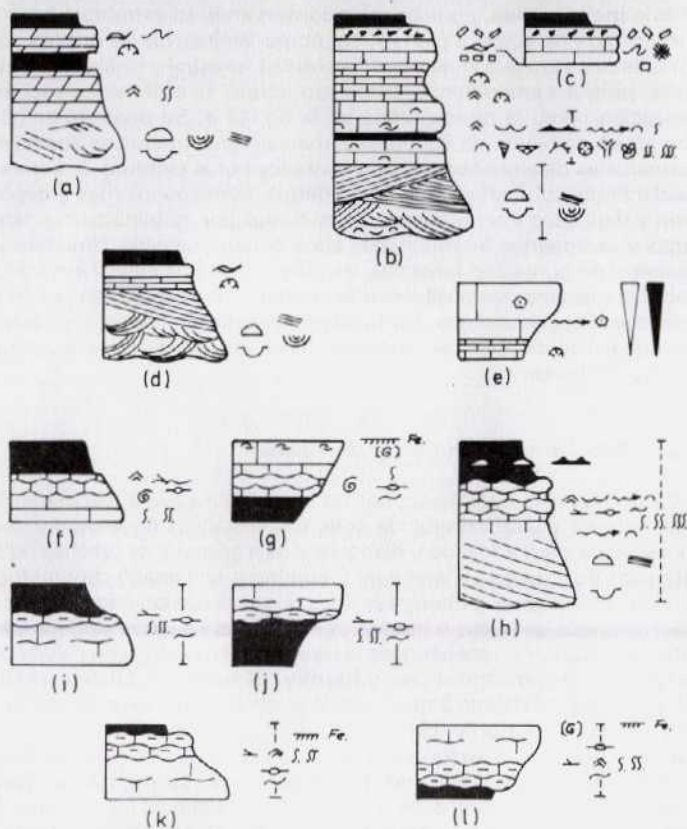


Fig. 12.—Secuencias tipo del Jurásico inferior. (a) Fm. Dolomías tableadas de Imón. (b), (c), (d) y (e) Fm. Calizas y Dolomías tableadas de Cuevas Labradas. (f) y (g) Fm. Margas grises de Cerro del Pez. (h) Fm. Calizas bioclásticas de Barahona. (i) y (j) Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel. (k) y (l) Mb. Calizas nodulosas de Casinos.



ca, en los que se encuentran cientos de metros de evaporitas con intercalaciones de dolomías, y la presencia de estructuras de sales en los carbonatos actualmente aflorando, indican que la Fm. carniolas de Corte de Tajuña se depositó en un ambiente de llanura de mareas hipersalina, de tipo **sebkha** supramareal, con etapas inter a submareales. La disolución de las evaporitas por circulación de agua dulce a lo largo de varias etapas ha provocado la fragmentación del conjunto y su colapso, originándose la mayor parte de las brechas observables en superficie.

#### 1.4.1.3. *Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas.*

Está constituida por calizas grises a beige, generalmente bien estratificadas en capas de 0,2 a 1 m, excepcionalmente hasta 2 m de espesor, y dolomías y calizas dolomíticas beige a grises en capas medias a gruesas. Entre las calizas abundan las facies de **mudstones**, aunque también se encuentran **wackstones** y **packstones**, generalmente de fósiles, y **grainstones** en su mayor parte oolíticos. Con frecuencia se intercalan niveles de margas gris verdosas, especialmente en la mitad superior de la Unidad, que en ocasiones contienen restos carbonosos y/o esporas. Aunque en menor proporción, también se encuentran intercalaciones de calizas nodulosas y calizas cristalinas.

Al microscopio se identifica una alternancia irregular de biomicritas, micritas laminadas (a veces estromatolíticas), oobiomicroritas, intrabioesparitas, bioesparitas, etc., en que los bioclastos son fragmentos de Crinoides, Algas, Moluscos, Braquiópodos y Foraminíferos. En algunas localidades de las Hojas de Cañete y Zafrilla, en la base se localizan, dolomicritas y dolomías compactas, mientras que hacia el techo de la formación en las Hojas de Cañete y Ademuz, se observan niveles de dismicritas.

Hay texturas de dedolomitización en la parte inferior de la serie (Hoja de Checa y Ademuz) y en las terminales (La Puebla de Valverde y Cella); procesos de silicificación de bioclastos y ferruginización de aloquímicos en los niveles terminales de Cella, Checa y Teruel. La cementación de los niveles de **grainstones** es freática con calcita en 2 generaciones, en todas las localidades estudiadas.

En esta Unidad se observa una mayor abundancia de fósiles respecto a las anteriores. Son frecuentes los restos de Pelecípodos, Crinoides, Braquiópodos, etc, y se encuentra una abundante microfauna de entre la que cabe destacar, por su frecuencia de aparición: *Mayncina* cf. *termieri* HOTT., *Lingulina* pupa (TERQ.), *L.* cf. *tenera* BORN, *Lituosepta* cf. *recoarensis* CATI, *Favreina salevensis* PAR., *F. prusensis* PAR., *Pseudopfenderina* cf. *butterlini* (BRUN), *Haurania* cf. *amijii* HENSON, *H. deserta* HENSON, *Orbitopsella* cf. *praecursor* (GUMB.), *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), *Involutina liasica* (JONES), *Praevidalina* sp., *Pseudocyclammina* cf. *liasica* TERQ. Las margas contienen Lagénidos: *Astacolus matutina* D'ORB., *A. radiata* (TERQ.), *Lenticulina subalata* REUSS, y Ostrácodos como *Isobytyocypris unispinata* APOST. La edad es Sinemuriense superior a Pliensbachiense inferior.

Entre las estructuras sedimentarias se encuentran cuerpos de mediana a gran escala tales como canales, generalmente de baja relación altura-anchura, así como barras, dunas y **megaripples**. Estas estructuras de alta energía, constitui-



das generalmente por **grainstones**, pueden conservar su estructura interna constituida por laminación cruzada planar, ocasionalmente de muy bajo ángulo, y laminación cruzada de surco.

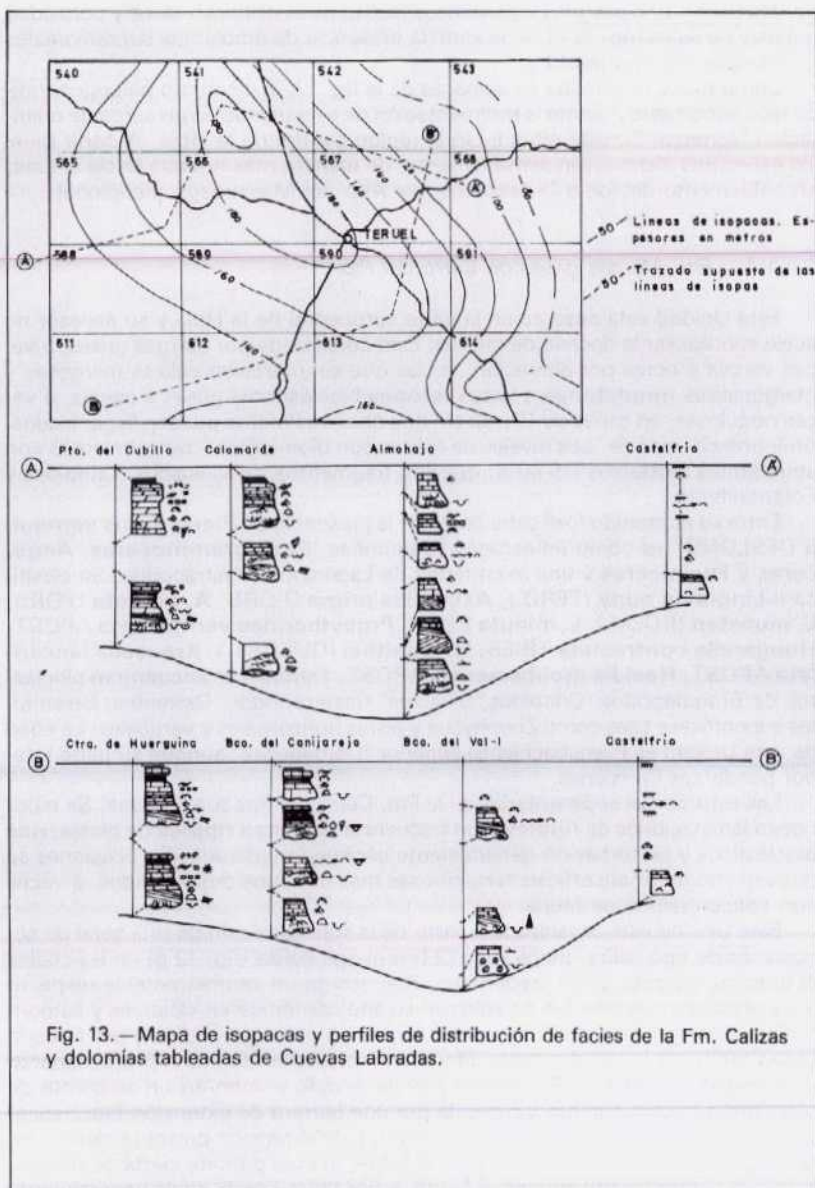
Son frecuentes las estructuras de pequeña escala como laminaciones de **ripples**, en su mayor parte de oleaje, estratificación **flaser** y **lensen** y **rills** bioclásticos. La presencia de bioturbación también es frecuente, aunque ésta suele ser escasa a moderada. También son frecuentes laminaciones de algas, láminas rotas, porosidad fenestral, **tepees**, estructuras **chicken-wire**; pliegues enteroliticos, porosidad móldica de sales y brechas de cantos planos.

Estas estructuras se ordenan en secuencias de somerización del tipo de las representadas en la fig. 12 b y c. Dentro de ellas puede distinguirse un tramo basal con carbonatos depositados en un ambiente de alta energía tales como cuerpos canalizados que pueden contener un **lag** en su base, normalmente bioclástico, y barras, dunas o **megaripples**. Normalmente son **grainstones** oolíticos o bioclásticos correspondientes al complejo de barras y canales, depositados en un ambiente sub a intermareal dentro de una plataforma somera, que sirven de protección a los sedimentos finos, de baja energía situados tras él. En ocasiones, generalmente ligadas a los frentes de las barras o **megaripples**, se reconocen secuencias de llanura de mareas de alta energía (playas) constituidas por un término inferior con laminación de surco (**soreface**) y un término superior con laminación cruzada planar de bajo a muy bajo ángulo (**foreshore**), sobre las que pueden disponerse términos de llanura de mareas de baja energía (fig. 12 d). Los depósitos de alta energía sirven de protección a los sedimentos finos que se disponen sobre ellos en la secuencia. El primero de los términos está constituido normalmente por calizas **wackestone** y **mudstone**, rara vez **packstone**, conteniendo **ripples** de oleaje, estructuras **flaser** y **lensen** y **rills** bioclásticos. En él suele disponerse gran parte de la fauna que contiene esta unidad y la bioturbación puede ser de escasa a intensa. Su depósito se ha llevado a cabo en un medio de **lagoon** somero con eventual influencia de las mareas y bajo condiciones de salinidad normal.

En ocasiones se encuentra un término constituido por laminaciones de **ripples**, normalmente de oleaje, que han sido fijadas por tapices algales. Estos depósitos marcan un ambiente intermedio entre los depósitos fundamentalmente submareales del **lagoon** y los depósitos intermareales de la parte baja de la llanura de mareas. Sobre este término se situaría el tramo constituido por laminaciones de algas, representando los términos intermareales netos, que debido a la exposición aérea prolongada pueden pasar a tener sus láminas rotas, marcando el paso del ambiente intermareal alto a supramareal.

En la parte superior de la secuencia virtual tipo se encuentran los niveles de carbonatos con porosidad fenestral y las brechas de cantos planos, marcando un ambiente supramareal y los niveles margosos a veces con restos vegetales y esporas, pueden representar depósitos continentales de relleno de charcas supramareales. Los niveles de brechas de cantos planos no tienen una posición fija dentro de la secuencia, pero suelen estar ligados a los términos superiores. Estos depósitos de tipo **debris flow**, acumulados bajo condiciones excepcionales de alta energía, se interpretan como capas de tormenta (tempestitas).

Las estructuras correspondientes a los términos superiores de la secuencia pueden verse sustituidas por estructuras que denotan la existencia previa de eva-





poritas tales como pliegues enterolíticos, estructuras **chicken-wire** y porosidad móldica de sales (fig. 12 c), indicando la presencia de ambientes supramareales hipersalinos de tipo **sebkha**.

Como muestra el mapa de isopacas de la fig. 13, el elemento paleogeográfico más importante durante la sedimentación de esta unidad es un surco de orientación Noroeste-Sureste situado en la región central de la Hoja. A partir de él los espesores disminuyen sensiblemente, de manera más notable hacia el Este, probablemente debido a la presencia del Alto del Maestrazgo meridional.

#### 1.4.1.4. *Fm. Margas grises de Cerro del Pez*

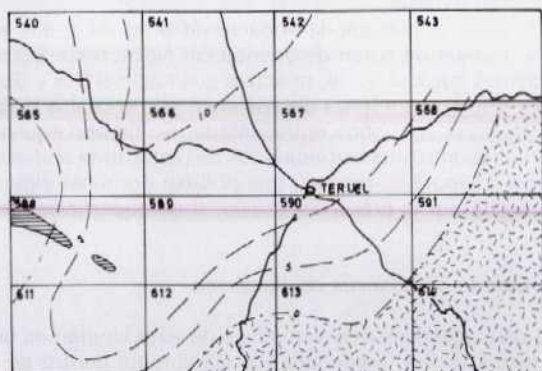
Esta Unidad está ausente en la parte suroccidental de la Hoja y su espesor no suele sobrepasar la docena de metros. Está constituida por margas grises, a veces verdes y ocres por alteración, en las que se intercalan calizas margosas y margocalizas (**mudstones** a **wackestones** bioclásticos) grises a beige, a veces nodulosas, en capas de 10 a 40 cm que ocasionalmente pueden llegar a constituir una alternancia. Los niveles de calizas son biomicritas y biopelmicritas con abundantes bioclastos (15-40%) que son fragmentos de Moluscos, Crinoides y Foraminíferos.

Entre su contenido fósil cabe destacar la presencia de **Plesiothyris verneui** DESLONG, así como de escasos Ammonites, **Protogrammoceras**, **Aegoceras** y **Fucinoceras** y una microfauna de Lagénidos y Ostrácodos. Se clasifican: **Lingulina pupa** (TERQ.), **Astacolus prima** D'ORB, **A. vetusta** D'ORB, **L. munsteri** (ROEM.), **L. minuta** BORN, **Procytheridea vermiculata** APOST, **Hungarella contractula** TRIEB, **H. amalthei** (QUENST.), **Krausella lanceolata** APOST, **Healdia mouhersensis** APOST. También se encuentran bioclastos de Braquiópodos, Crinoides, Bivalvos, Gasterópodos, Ostreidos, Belemnites e icnofósiles tales como **Zoophycus** y pistas horizontales y verticales. La edad de esta Unidad es Pliensbachense superior (Domerense) aunque su parte inferior puede ser Carixiense.

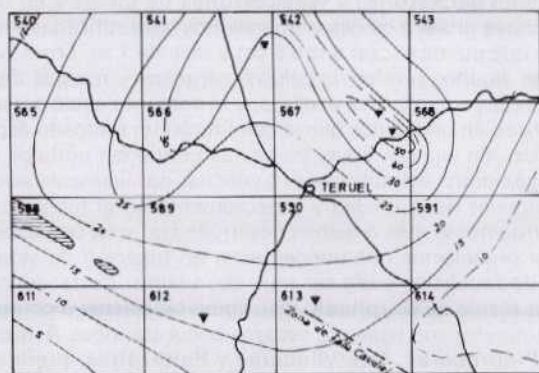
Las estructuras sedimentarias en la Fm. Cerro del Pez son escasas. Se reconocen laminaciones de **ripples**, con frecuencia debidas a **ripples** de oleaje, **rills** bioclásticos y bioturbación generalmente escasa a moderada. En ocasiones se pueden encontrar superficies ferruginosas más o menos desarrolladas, a veces con concentración de fauna.

Esta Unidad está organizada a partir de la superposición de una serie de secuencias de tipo caliza-marga (fig. 12 f) o marga-caliza (fig. 12 g) en las cuales el término margoso suele predominar. Representa un cambio notable respecto a las unidades precedentes no sólo por su alto contenido en clásticos y su contenido biológico, sino que además su dispositivo paleogeográfico y por tanto la organización de la plataforma es diferente, representando una ruptura respecto a la unidad precedente. Su depósito se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma interna somera, protegida por una barrera de extensión bioclástica, representada por la Fm. Barahona. La barrera de extensión presenta ciertas deficiencias en cuanto a la efectividad del cierre, lo cual permite cierta comunicación con el mar abierto situado al Norte, y por tanto condiciones generalmente de salinidad normal, así como la introducción de materiales clásticos provenien-





(a)



(b)

- |          |   |   |   |
|----------|---|---|---|
| —T—      | Lineas de isopacas. Espesores en m.             |   | Area donde la unidad se encuentra probablemente ausente |
| - - -10- | Trazado supuesto líneas de isopacas             |   | Unidad parcialmente ausente por erosión                 |
| - - -    | Límite aproximado de extensión de la unidad     |   |   |
| - - -    | Trazado supuesto de la zona de falla de Caudiel | ▼ | Secciones en que la unidad contiene nódulos de sílex    |

Fig. 14.— Mapas de distribución de espesores de la Fm. Margas grises de Cerro del Pez (a) y de la Fm. Calizas bioclásticas de Barahona (b).

tes de la erosión de los macizos emergidos, situados posiblemente al noreste y noroeste y la entrada de algunos elementos faunísticos tectónicos provenientes de la plataforma externa.

Como puede verse en el mapa de isopacas de la fig. 14 a, sus escasos espesores tienden a delinear un surco de orientación Nornoreste-Sursuroeste, con espesores crecientes hacia el Norte, mientras que hacia el Sur y Sureste la cuña clástica va perdiendo espesor hasta desaparecer, por lo cual la Unidad litoestratigráfica como tal no se encuentra representada. Su tiempo equivalente estaría constituido por los sedimentos carbonatados de plataforma somera, incluyendo facies de **lagoon** y llanura de mareas, que podrían contener alguna laguna estratigráfica, indicada por la presencia ocasional de superficies ferruginosas.

#### 1.4.1.5. *FM. Calizas bioclásticas de Barahona*

Una de las características más llamativas de esta Unidad es su importante contenido en restos fósiles, predominando claramente dentro de ellos los *Ostreidos*. La Fm. Barahona está constituida por un conjunto de calizas bioclásticas, normalmente **packstones** y **wackestones** de fósiles y en ocasiones con **pellets**, de colores grises a beige y amarillentos, estratificadas en capas de espesor variable que puede oscilar entre 5 cm y más de 1 m. Entre las calizas suelen intercalarse algunos niveles de calizas margosas y margas de tonos grises a verdosos, a veces amarillentos y rojizos, y el conjunto suele presentar sus planos de estratificación ondulados que le comunican un marcado aspecto noduloso característico. En algunas áreas las calizas contienen nódulos de sílex, normalmente de geometría estratiforme y/o conchas parcialmente silicificadas. Hacia la parte superior de la unidad y especialmente en el techo, se encuentran superficies ferruginosas más o menos desarrolladas, y en ocasiones superficies taladradas por organismos que pueden estar en posición de vida.

El contenido faunístico suele ser muy abundante, destacando la presencia de abundantes restos de *Gryphaea*, bien como bioclastos o como conchas enteras. Los ammonites son bastante escasos encontrándose *Arieticer*, *Emaciaticer* y *Pleurocer*, *Dactylocer* y *Paltarpites*, preferentemente en la parte superior de la unidad. Los Braquiópodos son más abundantes, especialmente *Lobothyris punctata* (SOW.), *L. subpunctata* (DAY.), «*Terebratul*» *thomarensis* CHOFF, etc. En cuanto a la microfauna cabe destacar *Dentalina obscura* TERQ., *Astacolus breoni* TERQ., *Procytheridea* sp. E. APOST., en las delgadas intercalaciones margosas. En cuanto a la microfacies, son biomicruditas con abundantes fragmentos de Moluscos, Braquiópodos, Crinoides, Ostrácodos y Foraminíferos (Lagénidos y Ammodiscidos), *Lingulina* gr. *pupa* (TERQ.), *Praevidalina* sp., *Ammobaculites* sp., entre otros. La edad de la Formación es Pliensbachense superior (Domariense), aunque los últimos metros pueden corresponder al Toarciense inferior.

Entre las estructuras sedimentarias se encuentran cuerpos canalizados y barras, dunas o **megaripples** que rara vez conservan una estructura interna constituida por laminación cruzada planar ya que la mayor parte de la unidad se encuentra muy bioturbada. Entre las icnofósiles se reconocen *Thalassinoides*, *Rhizocorallium*, *Arenicolites* y *Zoophycus* así como otras pistas de posición hori-



zontal a vertical. También es frecuente la presencia de laminación de **ripples**, debida en gran parte a **ripples** de oleaje y estructuras **flaser** y **lensen**, siendo abundantes los **rills** bioclásticos. Estas estructuras se organizan en secuencias como las representadas en la fig. 12 h, en las que el término inferior puede estar canalizado y/o constituido por barras o **shoals** bioclásticos que ocasionalmente pueden tener preservada su estructura interna, así como **rills** bioclásticos. El término intermedio suele estar constituido por carbonatos bioclásticos con laminación de **ripples**, normalmente **ripples** de oleaje, estratificación **flaser**, **rills** bioclásticos que a veces también pueden estar retocados por bioturbación y deformados por estructuras de carga. El término superior margoso puede contener estructuras **lensen** de carbonatos bioclásticos. En ocasiones el término margoso presenta características muy similares a los de la Fm. Turmiel que se describirá más adelante.

La deposición de esta Unidad se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma-barrera de extensión, con desarrollo de **shoals** bioclásticos, así como barras y dunas y bancos de ostreidos y fango sometidos con frecuencia a la acción mareal. A escala de afloramientos y a escala regional, deducido por su control bioestratigráfico, se observa como esta unidad se interdigita con la Fm. Cerro del Pez, sobre la que se apoya; sirviéndola de protección por amortiguamiento del oleaje a lo largo de una extensa área de escasa profundidad. También puede observarse su interdigitación con la Fm. Turmiel, que se describirá seguidamente, la cual representa los depósitos de plataforma externa dentro del conjunto.

El mapa de isopacas de la fig. 14 b muestra la existencia de dos áreas con espesores algo mayores durante la deposición de la Fm. Barahona, uno de orientación Noroeste-Suroeste, en el que se alcanzan los espesores más importantes, y otro de orientación Noreste-Suroeste con espesores más modestos. El espesor de la formación disminuye tanto hacia el Este, debido posiblemente a la presencia del alto de El Maestrazgo meridional, como hacia el Suroeste.

#### 1.4.2. Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel (J2). Toarciense

Esta Unidad fue subdividida en una serie de miembros (GOY, GOMEZ y YEBENES, 1976) visibles en la parte Norte de la Hoja. No obstante, aquí se realizará la descripción del conjunto de la Formación. Una de sus características más importantes es el alto contenido en Cefalópodos, lo cual la ha hecho objeto de numerosos estudios de tipo bioestratigráfico alcanzándose notables precisiones en cuanto a su biozonación.

Está compuesta por una alternancia más o menos regular de margas grises, a veces gris verdosas, rosadas y amarillentas en capas que suelen oscilar entre 5 y 25 cm, aunque pueden superar 7,5 m de espesor, y calizas margosas **mudstones** a **wackestones** fosilíferos en capas de 10 a 60 cm, con tonos grises, beige y amarillentos a rojizos, que suelen tener los planos de estratificación ondulados, adquiriendo a veces cierto aspecto noduloso. Los miembros margosos medios y superiores, presentes en la parte Norte, tienden a hacerse más calizos en el resto de la Hoja, por lo que sus características litológicas los hacen más asimilables al miembro inferior (Mb. Casinos) de la Fm. Carbonatada de Chelva. En



el área Sureste de la Hoja (Camarena de la Sierra, Manzanera), esta Unidad contiene intercalaciones o está compuesta en su mayor parte por vulcanitas, entre las que predominan las tobas volcánicas básicas (BAKX, 1935; GAUTIER, 1968).

Las intercalaciones calizas son de biomicritas arcillosas con limo de cuarzo accesorio, con un contenido en bioclastos del 10 al 30% (fragmentos de Crinoides, Moluscos, Foraminíferos, Ostrácodos y Braquiópodos), apareciendo algunos microfilitamentos en muestras situadas hacia el techo de la Fm., en algunos cortes.

Los materiales volcánicos intercalados son de tufitas e hialoclastitas formadas por fragmentos irregulares (200 micras a 2 mm) de rocas volcánicas con textura vítrea a hipocristalina, vesiculares, de tonos pardo-amarillentos y verdosos, con algunos fenocristales reemplazados por zeolitas y carbonatos. La pasta vítrea de los fragmentos es rica en carbonatos y opacos finos. El cemento, entre los fragmentos volcánicos, es de calcita. Se reconocen contornos de fenocristales, reabsorbidos, referibles a olivino, piroxenos y plagioclasa. La composición original de estas rocas sería basáltica, habiendo sufrido una intensa alteración (serpentinización, cloritización) de los máficos, calcitización de la pasta volcánica y de algunos cristales y formación de zeolitas. A veces, los fragmentos volcánicos presentan bordes vítreos de enfriamiento rápido. En alguna muestra hay mezcla con fragmentos fósiles.

Pueden ser tobas de proyección aérea depositadas en un medio marino somero, retrabajadas y mezcladas con fragmentos fósiles y otros elementos sedimentarios, resultando tufitas y también podrían corresponder a hialoclastitas submarinas o a ambos tipos más probablemente.

Uno de los estudios bioestratigráficos más completos de esta Unidad se ha realizado en la Rambla de la Virgen (Sierra Palomera), situada en la parte Norte de la Hoja (ARCHE et al, 1977; COMAS y GOY, 1978). De manera resumida y dividiendo a la unidad en tres partes se encuentran los siguientes géneros de Ammonites: en la parte baja **Paltarpites**, **Dactylioceras** (**Orthodactylites**), **Nodicoeloceras**, **Harpoceratoides**, **Hildaites**, **Polyplectus**, **Catacoeloceras**, **Harpoceras**, **Peronoceras**, **Mercaticeras**, **Orthildaites**, **Hildoceras**, **Frechierlla**, **Phymatoceras**. En la parte media se encuentran entre otros **Peronoceras**, **Polyplectus**, **Hildoceras**, **Phymatoceras**, **Haugia**, **Deckmannia**, **Collina**, **Paroniceras**, **Pseudopolyplectus**, **Pseudogrammoceras**, **Hammatoceras** y **Podagrosites**. En la parte superior **Polyplectus**, **Pseudogrammoceras**, **Hammatoceras**, **Gruneria**, **Catoloceras**, **Dumortieria**, **Phlyseogrammoceras**, **Pseudopolyplectus**, **Oxyparoniceras** y **Pachammatoceras**. El contenido en microfauna, es abundante destacándose los Lagénidos siguientes: **Citharina longuemari** (TERQ.), **Falsopalmula deslongchampsii** TERQ., **Nodosaria oculina** (TERQ. y BERT.), **N. fontinensis** (TERQ.), **Dentalina communis** D'ORB, **Pseudoglandulina pupoides** (BORN.), **Lenticulina d'orbignyi** (ROEMER), **Planularia cordiformis** TERQ., **Frondicularialignari** TERQ., **Lenticulina faveolata** FRANKE, **L. subalata** REUSS, **L. varians** BRON, **L. acutiangulata** DEECKE y los Ostrácodos **Cytherella toarcensis** BIZON, **Otocythere callosa** TRIED y KILG (a techo), **Procytheridea sermoisensis** APOST, **P. bucki** BIZON.

También son muy abundantes los Braquiópodos encontrándose una importante variedad de especies. La edad de la Formación es Toarciense pudiendo

distinguirse la mayor parte de las zonas standard europeas, con presencia de ammonites boreales, mediterráneos y faunas arabo-malgaches.

Las estructuras sedimentarias son muy escasas. Se encuentran **rills** bioclásticos y laminación cruzada de pequeña escala debida a **ripples**. Su aspecto noduloso es un carácter generado durante las etapas diagenéticas tempranas de compactación y pérdida de fluidos y la bioturbación suele estar casi siempre presente aunque generalmente escasa a moderada. Entre otros icnofósiles se reconocen **Zoophycus**, **Thalassinoides** y tubos perforantes en varias posiciones.

La Unidad se organiza en secuencias de tipo caliza-marga (fig. 12 i) o marga caliza (fig. 12 j), siendo más abundantes las primeras. En ambos el término calizo suele ser más o menos bioclástico (**mudstones** fosilíferos a **wackestones**), de estratificación generalmente ondulada. En el intervalo de transición entre el término margoso y calizo suelen encontrarse laminaciones de **ripples**. Las secuencias caliza-marga y marga-caliza están originadas probablemente por decantación, representando posiblemente lóbulos de gran amplitud y escasa altura. Las secuencias caliza-marga está definida por un límite neto en la base de la caliza y transicional a la marga, representando secuencias de relleno activo y las secuencias marga caliza representarían etapas de relleno condicionado.

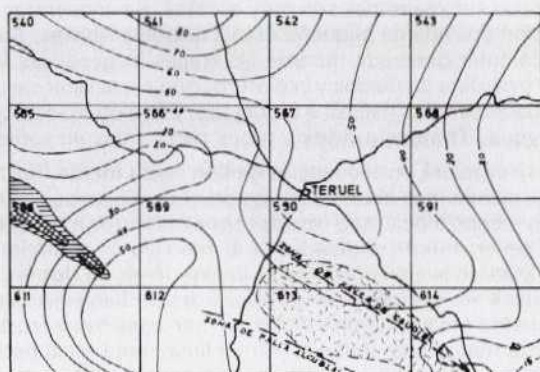
El depósito de la Fm. Turmiel se ha llevado a cabo en una plataforma externa de poca profundidad y bien comunicada, dentro de un modelo de rampa carbonatada de bajo ángulo, sometida al influjo de materiales clásticos finos. La cuña clástica, cuyos espesores disminuyen hacia el Sur, tiende a disponerse al frente de la plataforma de extensión constituida por la Fm. Barahona, sobre la que es transgresiva y extensiva.

Uno de los aspectos más llamativos, visible en el mapa de isopacas de la fig. 15 a, es el hecho de que los espesores de esta Unidad aumenten sensiblemente hacia el norte. Este efecto es debido en cierto grado a los mencionados cambios de facies más calcáreas hacia el Sur. Los espesores disminuyen tanto al Este como hacia el Oeste, donde la Unidad está parcial o totalmente ausente por la erosión pre o intracretácica y los ejes deposicionales tienden a disponerse según orientaciones noroeste-sureste y noreste-suroeste al igual que en unidades precedentes. Un elemento paleogeográfico de relativa importancia es la zona de falla de Caudiel, a la que está ligada la presencia de vulcanitas en el ángulo sureste, y que con una orientación noroeste-sureste se continua hacia el área volcánica de Caudiel, situada al Sureste del límite Sur de la Hoja, donde se ha registrado la presencia de emisiones volcánicas en unidades anteriores.

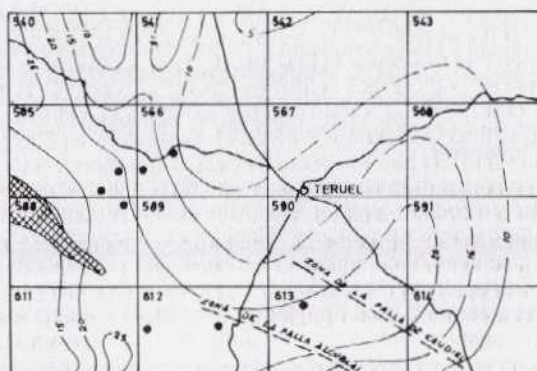
#### 1.4.3. Fm. Carbonatada de Chelva. Mb. Calizas nodulosas de Casinos. Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío y Mb. de Calizas con Esponjas de Yatova (J3). Toarciense superior - Oxfordiense superior

Sobre la Unidad margocalcárea que constituye la Fm. Turmiel se dispone un potente conjunto de rocas carbonatadas, definido como la Fm. Carbonatada de Chelva (fig. 10), dentro de la cual pueden distinguirse los siguientes tramos.





(a)



(b)

- 10 --- Líneas de isopacas. Espesores en m.  
 --- 5 --- Trazado supuesto líneas de isopacas  
 --- Límite supuesto o aproximado del área donde la unidad contiene rocas volcánicas  
 --- Trazado aproximado de las zonas de falla de Gaudiel y Alcublas  
 [Shaded area] Área donde la unidad contiene rocas volcánicas  
 [Cross-hatched area] Área en que la unidad está totalmente ausente  
 [Hatched area] Área en que la unidad está parcialmente ausente  
 ● Secciones en que se encuentran niveles de calizas ferruginosas a fecha de la Unidad

Fig. 15.—Mapa de distribución de espesores de la Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel (a), y del Mb. Calizas nodulosas de Casinos (b).



#### 1.4.3.1. Mb. Calizas nodulosas de Casinos

EL Mb. Casinos está constituido por calizas **mudstones** a **wackestones** fosilíferos (biomicritas y biopelmicritas ricas en fragmentos de Crinoides, Microfilitos y Foraminíferos, con glauconita accesoria concentrada a techo del Mb.), que suelen contener finas intercalaciones de calizas margosas y margas. El conjunto presenta colores grises, a veces con tonos amarillentos, cremas, beige y rojizos y se dispone en capas de 10 a 30 cm y excepcionalmente hasta de 60 cm. Es bastante característico la presencia de planos de estratificación ondulados que comunican al conjunto un marcado aspecto noduloso. Hacia la parte superior pueden encontrarse una o varias superficies ferruginosas y/o superficies fosfáticas, faunas fosfáticas, niveles de concentración de fauna, superficies perforadas y niveles de oolitos ferruginosos y/o fosfáticos. El espesor de la Unidad suele oscilar entre menos de 5 m y poco más de 25, disminuyendo en líneas generales de Sur a Norte (fig. 15 b).

La microfauna, clasificada en las calizas es escasa, contienen: **Globochaete alpina** LOMB, **Eothrix alpina** LOMB, **Ammobaculites** aff. **fontinensis** TERQ, **Lenticulina** sp., **Nodosaria** sp., **Saracenaria** sp. En las intercalaciones margosas se reconocen **Citharina longuemari** (TERQ.), **Lenticulina munsteri** (ROEMER), **L. subalata** REUSS, **L. minuta** BORN, **Nodosaria fontinensis** TERQ, **Lenticulina quenstedti** GUMB, **L. audax** LOEB. y TAPP, **Cornuspira orbicula** (T.B). La edad de esta asociación es Toarciense superior-Bajociense.

Como se ha mencionado, esta Unidad es el resultado en parte del cambio de facies existente entre los miembros superiores de la alternancia de margas y calizas de la Fm. Turmiel, que pasan hacia el Sur a facies carbonatadas constituyendo parte del Mb. Casinos. De la misma manera su edad varía a lo largo de la Hoja. En la sección de la Rambla del Salto, al Norte, esta unidad contiene (ARCHE et al, 1977 y COMAS y GOY, 1978), *Pachammatoceras*, *Dumortieria* y *Oesperiloceras* del Toarciense superior (zona de *Pseudoradiosa*), pudiendo faltar la zona *Aaleuri*.

En los cortes de Albarracín, Villel, Riodeva y Frías de Albarracín (HINKEL-BEIN, 1975) parece encontrarse únicamente representación de parte del Toarciense superior (zonas *Variabilis* y parte de la zona *Thonarsense*), faltando las últimas zonas del Toarciense superior y las zonas basales del Aalenienense. En Albarracín, por ejemplo, parecen estar ausentes parte del Toarciense superior y el Aalenienense inferior y la mayor parte del Aalenienense superior se encuentra representada en facies de oolitos ferruginosos. En Villel parece faltar parte del Toarciense superior, el Aalenienense inferior y gran parte del Aalenienense superior. En Riodeva parecen estar ausentes parte del Toarciense superior, el Aalenienense inferior y parte del superior, encontrándose el resto de este piso en facies de oolitos ferruginosos y en facies carbonatadas. En Frías de Albarracín la laguna parece ser mayor (parte del Toarciense superior a parte alta del Aalenienense superior) y tanto el Aalenienense basal como la mayor parte del Bajociense superior se encuentran condensadas en facies de oolitos ferruginosos con espesores que no suelen sobrepasar un metro. Todo ello pone de manifiesto las notables irregularidades de la sedimentación registradas en la parte superior de esta Unidad.

Las estructuras sedimentarias son escasas, reconociéndose laminación cruzada de pequeña escala, normalmente debidas a **ripples** de oleaje, bioturbación

escasa a moderada, destacándose la presencia de *Thalassinoides*, y planos de estratificación ondulados que producen estructuras nodulosas, debido a la pérdida de fluidos durante la diagénesis. Estas estructuras se organizan en secuencias de tipo caliza-margocaliza-marga o viceversa (fig. 12 k y e).

El depósito del Mb. Casinos se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma externa somera con escasa influencia de clásticos finos, en comparación con la Fm. Turmiel, representando en parte las facies relativamente distales de la unidad margosa. Por esta razón los espesores del Mb. Casinos aumentan notablemente hacia el Sur y Noroeste (fig. 15 b), sugiriendo una procedencia Norte-Noreste de los clásticos finos. Las irregularidades en la sedimentación reconocidas en la parte superior de esta unidad son el resultado de una reorganización en la plataforma de carbonatos que se realiza durante el Toarciense superior, afectando al Aalenense, al menor en parte, y en ocasiones a la base del Bajociense. Las lagunas estratigráficas no son el único indicador de los movimientos tectónicos que desintegraron la plataforma ibérica durante el Jurásico inferior-medio. También existieron actividad volcánica (intercalaciones de rocas volcánicas similares a las descritas en la Fm. de Turmiel) a favor de fracturas previamente activas (zonas de Falla de Caudiel y Alcablas), creación de taludes y generación de brechas *in situ* debido a la actividad sísmica (*shake breccias*, etc.).

Como consecuencia se crea un dispositivo paleogeográfico de tipo plataforma-talud-cuenca a plataforma-rampa-cuenca que regirá durante la sedimentación de la mayor parte del Jurásico medio.

#### 1.4.3.2. *Fm. Carbonatada de Chelva, parte media*

Dentro de ella pueden distinguirse dos grandes grupos de facies, el grupo de facies oolítico-dolomítico y el grupo de facies micríticas. Ambas pueden disponerse estacionalmente separadas o pueden encontrarse representantes de los dos tipos de facies dentro de la misma sección.

##### 1.4.3.2.1. Grupo de facies micríticas

Este tipo de facies, constituido por calizas **mudstones** y **wackestones** (biomicritas y biopelmicritas de Crinoides y microfilamentos) pueden ocupar la totalidad del Jurásico medio, estar ausentes o estar divididas en un conjunto inferior y otro superior, separadas por un tramo constituido por **grainstones** o **packstones** de oolitos y/o fósiles pertenecientes al grupo de facies oolítico-dolomíticos. Cuando esto último ocurre el tramo de facies micríticas inferior, que se apoya sobre la discontinuidad existente entre el Jurásico inferior y el Jurásico medio, suele ser más potente que el tramo de facies micríticas superior.

El tramo de facies micríticas inferior está constituido por calizas grises a beige y cremas, bien estratificadas en capas cuyo espesor suele oscilar entre 10 y 50 cm, aunque en ocasiones pueden sobrepasar los 1,5 m, tomando localmente cierto aspecto masivo o mal estratificado. Con frecuencia se encuentran intercalaciones o juntas margosas o margocalizas grises, que pueden constituir una alternancia rítmica con los términos calizos, y los planos de estratificación pue-



den ser ondulados, tomando el conjunto un aspecto noduloso. Algunos tramos contienen nódulos de sílex que pueden llegar a ser muy abundantes en algunas áreas, y que normalmente suelen presentar geometría estratiforme. En ocasiones se encuentra glauconita dispersa o abundante, así como nódulos ferruginosos, moldes internos fosfáticos, superficies perforadas, concentraciones de fauna (a veces fragmentada) y cubiertas de serpulidos, pudiendo llegar a ser abundante la bioturbación. Ligadas a un determinado tipo de facies pueden encontrarse calcarenitas bioclásticas y en determinadas áreas son frecuentes los montículos arrecifales de fango (*Mud mounds*) edificadas por esponjas, acompañados por sus facies de flanco, constituidas por *wackstone a packstones* de esponjas las cuales pueden representar un volumen importante dentro del conjunto. En ocasiones los carbonatos representan una escasa parte de la sección dentro del conjunto del Jurásico medio debido a la presencia de montículos volcánicos que producen un relieve positivo en el fondo marino, depositándose carbonatos en sus flancos hasta igualar su altura, tras lo cual estos montículos quedan cubiertos por sedimentos carbonatados.

El contenido faunístico de este tramo es abundante, siendo los microfilitos uno de los componentes microfaciales más importantes. Gracias a la abundancia de Ammonites se puede conocer la edad de estos sedimentos a nivel de biozona en algunas de las secciones (HINKELBEIN, 1975); FERNANDEZ LOPEZ et al, 1978. Entre otros géneros de Ammonites el Bajociense inferior se caracteriza por la presencia de *Sonninia*, *Otoites*, *Emileia*, *Dicidoceras*, *Epalxites*, *Pelekodites*, *Witchelia* y *Strigoceras*. El Bajociense medio está caracterizado por la presencia de varias especies de *Stephanoceras*, *Normannites*, *Dorsetensia*, *Poecilomorphus*, *Oppelia* y *Teloceras* en el Bajociense superior son abundantes *Garantiana* (*Garantiana*), *Orthogarantiana*, *Leptosiphinctes*, *Sphaeroceras*, *Strenoceras*, *Camnotisphinctes*, *Spirocera*, *Prorsisphinctes*, y *Lobosphinctes*. En el Bathoniense es frecuente la presencia de grandes Procerites así como *Bullatimorphites*, *Oecotranstes*, *Siemiradzka*, *Oxycerites* y *Prohcticoceras* en cuanto a microfauna es común la presencia de *Globochaete alpina* LOMB, *Cornuspira* cf. *Orbicula* T. y B., *Ammobaculites* (TERQ.), *Lenticulina* sp., *Ammodiscus* sp.

Las estructuras sedimentarias son relativamente escasas. Se encuentra laminación de *ripples*, a veces debidas a *ripples* de oleaje, *rills* bioclásticos, superficies ferruginosas y diferentes grados de bioturbación destacando por su frecuencia *Zoophycos*. Ocasionalmente pueden encontrarse cuerpos ligeramente canalizados, laminación cruzada de surco y *ripples* de corriente. Estas estructuras se ordenan en varios tipos de secuencias (fig. 16 a, b, c, d y e). Las dos primeras (a y b) son secuencias de tipo caliza-margocaliza marga y viceversa. La primera de ellas es la más abundante y está constituida por un término basal calizo constituido por *wackestones a mudstones* fosilíferos (de microfilitos), el término intermedio es margocalizo y puede contener laminaciones de *ripples*, en ocasiones de oleaje, y el término superior es margoso, aunque tanto éste como el intermedio pueden faltar. Los términos pueden presentar bioturbación más o menos intensa y aspecto noduloso. Representan secuencias de relleno activo. Este mismo tipo de secuencia puede encontrarse con la sucesión de sus términos en orden invertido (fig. 16b) representando etapas de relleno condicionado, y en su techo pueden encontrarse, en ocasiones señales de ralentización en la



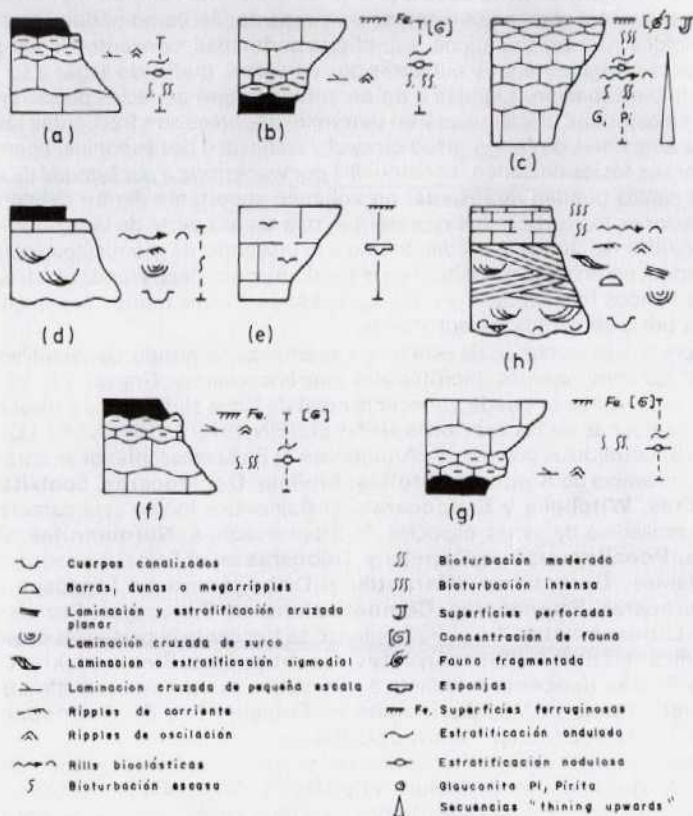


Fig. 16.—Secuencias tipo de las diferentes unidades lito-estratigráficas que componen el Jurásico medio. Las secuencias (a), (b), (c), (d) y (e) corresponden al tramo micrítico inferior. Las secuencias (f) y (g) corresponden al tramo micrítico superior. La secuencia (h) corresponde al grupo de facies oolíticas y bioclásticas.

sedimentación con la aparición de superficies ferruginosas, concentración de fauna, a veces bioturbación y perforación de la superficie, etc. Otro tipo de secuencias representando etapas de ralentización en cuanto a la velocidad de sedimentación están representadas en la fig. 16c. Normalmente son carbonatos nodulosos en secuencia "**thining upward**" que pueden contener glauconita y piritita dispersa abundante, diferentes grados de bioturbación y ocasionalmente **rills** bioclásticos. En su parte superior el carácter noduloso se acentúa y la bioturbación puede ser intensa. Su techo es neto y puede estar cubierto por una superficie ferruginosa más o menos desarrollada en la que a veces existe una concentración de fauna, a veces fragmentada y/o fosfática, así como taladros debidos a organismos perforantes.

Otros tipos de secuencias, relacionadas normalmente con la presencia de fragmentos bioclásticos mayores, son las representadas en las figs. 16d y e. La secuencia "d" está constituida por calcarenitas bioclásticas, con frecuencia de criñoides, que normalmente son masivas pero que en ocasiones pueden tener su base canalizada y/o una estructura interna constituida por laminación cruzada de surco y **ripples** de corriente. A techo, y correspondiendo con el término más diluido de la secuencia, pueden encontrarse pequeños canales (**rills**) bioclásticos. Estos depósitos de origen turbidítico, corresponden a acumulaciones bioclásticas resedimentadas dentro de un ambiente de talud-rampa por corrientes turbias repentinas de tipo oleada, capaces de poner en movimiento un fluido denso por deslizamiento subacuático. No obstante, su posible retrabajamiento posterior por corrientes, no puede ser descartado.

Por último, la secuencia "e" está constituida por calizas **packstone** a **wackestone** de fragmentos de esponjas, representando secuencias de relleno condicionado como compensación a los relieves creados por los montículos arrecifales de fango contruidos por las esponjas, y sus facies de flanco asociadas.

La sedimentación de este tramo se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma externa, generalmente de baja energía (excepto en los escasos episodios de tipo turbidítico), bien comunicada, y bajo un modelo de tipo talud-rampa a cuenca relativamente someros.

El tramo de facies micríticas superior está constituido por calizas grises **wackestone** a **mudstone** fosilíferos, ocasionalmente **packstones**, que suelen alternar con margocalizas y margas. Se disponen bien estratificadas en capas de 5 a 40 cm, frecuentemente de aspecto noduloso y normalmente presentan nódulos o tintes ferruginosos y niveles con acumulación de fauna. En el techo del tramo suele encontrarse una superficie ferruginosa muy desarrollada con abundante fauna sobre la que se apoya la capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío que será descrita más adelante.

El contenido faunístico suele ser abundante encontrándose, entre otros, diferentes formas de **Procerites**, **Bullatimorphites**, **Oecotranstes**, **Oxycerites**, **Prohcticoceras**, etc. que marcan una edad Bathoniense, y hacia la parte superior **Macrocephalites**, **Dolikephalites**, **Hecticoceras**, **Chanasia**, **Choffatia**, etc. del Calloviense inferior. En cuanto a microfauna se encuentra **Epistomina** (**Brotzenia**) y comienza a ser abundante, hacia la parte superior, **Protoglobigerina**, microfílamientos, **Eothrix alpina** LOMB. En las intercalaciones margosas se reconocen: **Lenticulina munsteri** (ROEMER), **L. quenstedti** (GUMB),



**L. subalata** REUSS, **Epistomina (Brotzenia) costifera** TERQ. y **Cornuspira orbicula** (T. y B.). La asociación define el Calloviense inferior.

Las estructuras sedimentarias son escasas. Se reconocen laminaciones de pequeña escala debidas a **ripples**, en ocasiones **ripples** de oleaje, y bioturbación. Las secuencias tipo caliza-margocaliza-marga y marga-margocaliza-caliza que constituyen este tramo (fig. 16 f y g) son muy similares a las descritas para el tramo micrítico inferior; no obstante su carácter noduloso está casi siempre presente y es frecuente que exista el término margoso de la secuencia. También se observa la existencia de superficies ferruginosas con frecuencia, especialmente en la parte superior del tramo. Su deposición se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma externa submareal poco profunda con escasa velocidad de sedimentación a ralentización, especialmente en la parte superior del tramo.

#### 1.4.3.2.2.-Grupo de facies oolítico-dolomíticos

Este tipo de facies puede encontrarse intercalado entre los tramos de facies micríticas descritas o constituir la mayoría de la parte media de la Fm. Carbonatada de Chelva, comprendiendo en cuanto a edad la mayor parte del Jurásico medio. Está constituida por calizas oolíticas y bioclásticas (**grainstones**) oolíticos y bioclásticos a **Packstones**, aunque también se encuentran, generalmente en menor proporción, calizas **mudstone** y **wackstone**. El conjunto puede estar estratificado en capas gruesas superando a veces los 1,5 metros, lo cual le hace tomar a veces cierto aspecto masivo. Sus colores pueden estar parcialmente dolomitizadas.

Los Ammonites suelen ser muy escasos pero las microfacies suelen ser abundantes. Se encuentran, entre otros, **Protopenelopis striata** (CEYNS), **P. cribans** (VEYNS), **Pfenderian salernitana** SART. y CRESC., **Trocholina alpina** LEUP, **Nautiloculina oolitica** (MOHL), **Sapartiella dubari** CONRAD Y PEYB., **Cornuspira cf. orbicula** (T. y B.) y **Ammobaculites cf. agglutinans** (D.ORB.). La edad de estas facies, cuando ocupan la mayor parte de la Unidad, pueden ser Bajociense y parte del Bathoniense. Cuando se encuentran intercalados entre las facies micríticas su edad suele corresponder a la parte superior del Bajociense y a veces puede comprender también la parte inferior del Bathoniense.

Las estructuras sedimentarias en esta unidad son abundantes. Se encuentran **grainstones** y **packstones** que pueden tener su base canalizada e incluso mostrar un **lag** de bivalvos y braquiópodos, así como cuerpos con morfología de barras, dunas o **megaripples** que suelen contener una estructura interna constituida por laminación cruzada planar de escala grande a muy grande, laminación cruzada de surco y estructuras sigmoidales. Estas estructuras constituyen el término basal de la secuencia tipo que aparece en la fig 16 h. En la parte alta de este término inferior pueden aparecer laminaciones de **ripples** debidas a corriente u oleaje. Cuando los cuerpos oolíticos (barras, dunas o **megaripples**) se encuentran muy relativamente separados en el espacio, se desarrolla una facies de baja energía constituida por **Mudstones** y **wackstones**, que pueden contener rills bioclásticos y bioturbación moderada a abundante que ha sido depositada en la zona protegida entre barras, y que constituye el término superior de la secuencia.

El depósito del grupo de facies oolíticas se ha llevado a cabo en el borde de

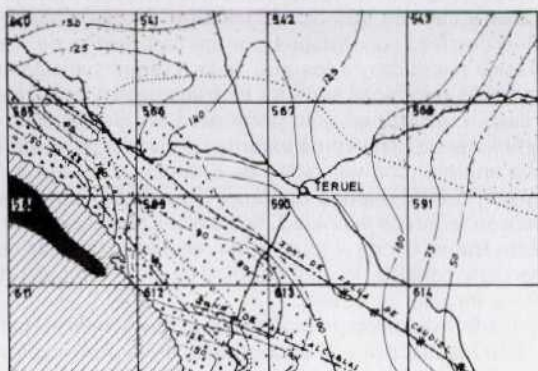


una plataforma somera bajo un ambiente de alta energía que ha sido sometida tanto a la acción de oleaje como de las mareas. El conjunto constituye un amplio cinturón de barras y canales que ocasionalmente progada hacia los depósitos de rampa y talud-cuenca, constituidos por los carbonatos de microfilamentos del grupo de facies micríticas, a los que llega a cubrir parcialmente.

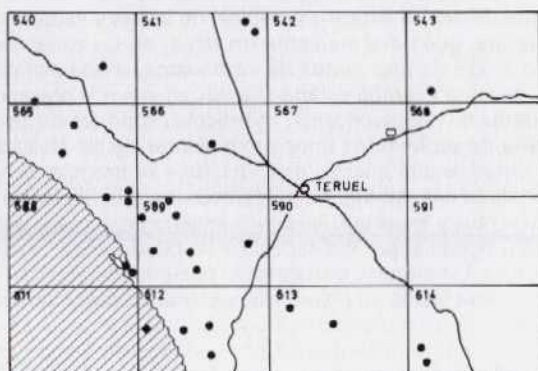
El tramo de facies micríticas superior es transgresivo sobre las facies oolíticas, a las que llega a fosilizar en gran parte del área. Su depósito se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma externa relativamente somera, bien comunicada y de baja energía, con velocidad de sedimentación decreciente hacia la parte superior, por lo cual pueden aparecer algunas lagunas, y que llega a ser críticamente baja en techo de la unidad, hasta alcanzarse condiciones de ralentización total. Este tramo tiende a igualar los relieves residuales dejados por el complejo de barras y canales, lo cual condiciona cierta irregularidad en cuanto a sus espesores e incluso su ausencia.

Desde el punto de vista paleogeográfico del Jurásico medio significa un cambio notable respecto a los dispositivos encontrados en el Jurásico inferior, del que está separado mediante una importante ruptura. El modelo de sedimentación del Jurásico medio consta de una plataforma somera situada al Oeste, adosada a la Meseta, ocupada por un extenso complejo de barras y canales bajo condiciones de alta energía, que pasa mediante un talud, en las zonas tectónicamente más activas, o mediante una rampa de carbonatos, a una plataforma externa. Los depósitos de talud y rampa están caracterizados por la presencia de secuencias de carbonatos de periplataforma, montículos submarinos arrecifales de esponjas y **aprons** de sedimentos finos provenientes de las áreas de producción lavado de las zonas de alta energía que, debido a su irregular distribución en el tiempo y espacio pueden dar lugar a numerosas irregularidades en la sedimentación en los momentos y áreas que las condiciones energéticas lo permiten el complejo de barras progada sobre los depósitos de talud-rampa-cuenca, cubriendo gran parte del área. Un impulso transgresivo posterior cubría gran parte del conjunto, depositándose facies de plataforma externa de baja energía, que tienden a ahogar las áreas de producción de carbonatos hasta producirse la práctica detención en cuanto a la sedimentación por períodos de tiempo considerables.

El mapa de distribución de espesores y facies de la fig.17 muestra los elementos paleogeográficos presentes durante el depósito de esta unidad. En primer lugar, y teniendo en cuenta el trazado de las líneas isopacas, pueden verse una serie de zonas subsidentes y de umbrales relativos que generalmente presentan una orientación Noroeste-Sureste. En la parte Oeste de la Hoja se observa un área subsidente, con espesores que llegan a ser mayores de 150 m, en la parte desdibujada por la erosión pre a intracretácica. Adosado a esta zona subsidente y en parte limitado por la zona de Falla de Alcublas, una estructura activa durante la sedimentación, se encuentra una zona de menores espesores que desde el sur de Checa llega al Noreste de Ademuz, Villed y Riodeva. A continuación, y hacia el Noreste del umbral relativo se encuentra otra zona subsidente. Ambas áreas se encuentran separadas por la zona de Falla de Caudiel, a lo largo de la cual se producen las emisiones volcánicas presente en la sierra de Javalambre y sierra de Camarena, y por último se observa de nuevo una disminución progresiva de los espesores hacia el Este, debido posiblemente a la presencia del alto de El Maestrazgo meridional.



(a)



(b)

- |   |                             |  |
|---|-----------------------------|--|
| —10— Isopacos. Espesor en m.            | Unidad ausente              | Facies micríticas con intercalaciones de F. oolítico-dolomíticas   |
| ---80--- Idem. trazado supuesto         | Unidad parcialmente ausente | Facies arrecifales de fango  |
| — Falla activa durante la sedimentación | Facies oolítico-dolomíticas | Secciones en las que está presente la capa de oolitos ferruginosos |
| --- Idem. trazado supuesto              | Facies micríticas           | Idem. en las que está ausente                                      |
|   |                             | Breas de actividad volcánica                                       |

Fig. 17. — Mapa de distribución de espesores y facies de la «parte media» de la Fm. Carbonatada de Chelva (a), y mapa mostrando la posición de las secciones donde puede observarse la presencia de la capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío (b).



En cuanto a las facies se refiere, pueden diferenciarse en primer lugar los dos grandes conjuntos de facies mencionados, las facies oolítico-dolomíticas situadas al Oeste y las facies micríticas situadas al Este y que son las que ocupan la mayor parte de la Hoja. Las facies oolítico-dolomíticas representan, como se ha dicho, el cinturón correspondiente al complejo de barras y canales del borde de la plataforma somera de la alta energía. Las facies micríticas representan por el contrario los depósitos de talud a rampa y plataforma externa a cuenca. Paralelamente a la articulación entre la plataforma y la rampa-talud se encuentra un cinturón de facies que contiene montículos arrecifales de fango contruidos por esponjas y sus facies de flanco asociadas, representadas por calizas **wackstone a packstone** de esponjas (**floatstones a rudstones**). En la mitad superior de la unidad (posiblemente el Bajociense superior-Bathonienense inferior) parte del área ocupada previamente por las facies de baja energía correspondientes al talud-rampa y en ocasiones a la plataforma externa, se ve ocupada por el cinturón de canales y barras que propaga sobre las facies anteriores.

Por último, un impulso transgresivo hace que las facies de plataforma externa ocupen la mayor parte del área (probablemente Bathonienense inferior-Calloviense inferior), igualando los relieves submarinos provocados por la presencia de las mencionadas barras y canales. Como consecuencia de la inundación de la plataforma se llegan a generar secuencias condensadas y finalmente a la producción deniveles con oolitos ferruginosos, extrema ralentización, lagunas estratigráficas y retrabajamiento durante largos períodos de los escasos sedimentos depositados. Localmente algunas partes del complejo de barras llegan a emerger, originándose sobre ellos superficies de karstificación.

#### 1.4.3.3. *Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrio*

Esta Unidad que no suele sobrepasar 1 m de espesor se encuentra a lo largo de la mayor parte de la Cordillera Ibérica, marcando el límite entre el Jurásico medio y el Jurásico superior. Está constituida por calizas **Wackstone, rara vez packstone**, que contienen oolitos ferruginosos concentrados o dispersos. En ocasiones pueden diferenciarse varios horizontes dentro de ella en función de la proporción de oolitos, su coloración su contenido faunístico, etc, los cuales suelen estar separados por superficies irregulares que a su vez suelen ser ferruginosas en la mayor parte de los casos. Los oolitos suelen presentar evidencias de resedimentación encontrándose a veces fragmentados, fragmentos u oolitos agrupados que constituyen el núcleo de otros oolitos, etc.

El contenido faunístico de esta Unidad suele ser muy abundante, siendo objeto de varios estudios de detalle sobre extensas áreas (BULARD et al, 1974 o sobre secciones puntuales (GOY 1979. Una de las conclusiones más importante obtenida a partir del estudio de la fauna contenida en estos niveles de oolitos ferruginosos es la extrema irregularidad en cuando a su edad. En ocasiones, como ocurre en el corte de El Negrón, se encuentran en estos niveles fauna del Bathonienense; *H. Prohctioceras*, *Z. Procerozigzag*, *Procerites*, *P. Lobosphinctes*, etc. así como del Calloviense inferior y medio y sobre ellos niveles de oolitos ferruginosos de edad Calloviense, generalmente inferior medio y sobre ellos niveles de oolitos ferruginosos de edad Oxfordienense medio con fauna, oolitos y clastos resedimentados de las capas precedentes. Generalmente se encuentra buena representación de todo o parte del Calloviense inferior con **Macrocep-**



halites, Dolikephalites, Kamptokephalites, Pleurocephalites, Bomburites, Bullatimorphites, Hecticoceras, Rineckeites, etc., y en ocasiones fauna del Calloviense medio y superior con *H. Rossiensiceras*, *H. Putealicer* que junto con el Oxfordiense inferior pueden estar usentes. El Oxfordiense medio por el contrario puede estar bien representado por la presencia de *P. Otosphinctes*, *Enaspidoceras*, *P. Dichotomophinctes*, *Lithacoceras* (*Larcheria*) etc. y el Oxfordiense superior suele estar siempre presente. La microfacies es de biomicritas con oolitos ferruginosos y embriones de Ammonites, espículas de Esponjas (tetraxonas), Crinoides, Lamelibranquios, Briozoos, Ostrácodos, Microfilamentos, Protoglobigerinas, Lagénidos (*Lenticulina sp.*, *Epistomina sp.*) y miliolidos. Esta microfacies es característica del Calloviense y del Oxfordiense.

No se han encontrado estructuras sedimentarias significativas en esta unidad. Uno de los rasgos sedimentológicos más notables es la presencia de abundantes superficies ferruginosas, más o menos desarrolladas e irregulares, la bioturbación generalmente abundante, con presencia a veces de superficies talastradas, la existencia de macrofauna abundante y generalmente fragmentada, pudiendo existir moldes internos rotos y a veces truncados y redondeados (FERNANDEZ-LOPEZ et al, 1978) y la presencia de oolitos rotos y truncados o agrupados que pueden servir a su vez de núcleos de otros oolitos, así como de fragmentos endurecidos y resedimentados.

La presencia de estos niveles con oolitos ferruginosos, donde se encuentra el límite entre el Jurásico medio y el Jurásico superior, puede observarse en la mayor parte del área estudiada fig. 17b. No obstante localmente éstas pueden faltar, encontrándose en ocasiones una superficie karstificada, como ocurre en Cedrillas (FELGUEROSO Y RAMIREZ DEL POZO, 1971).

El depósito de esta Unidad se ha llevado a cabo en una plataforma externa con velocidad de sedimentación baja a extremadamente baja, en la que gran parte de los niveles sedimentados se han producido a expensas del retrabajamiento y resedimentación del o de los precedentes, originándose de esta manera, bajo la extrema escasez o ausencia de áreas de producción de carbonatos, los mencionados niveles de condensación y resedimentación y las lagunas estratigráficas que suelen estar asociadas.

#### 1.4.3.4. Mb. de Calizas con Esponjas de Yatova

Corresponde a calizas grises-amarillentas que se presentan en bancos de aspecto algo noduloso o (esquistoso) de 20-40 cm. de espesor separados entre sí por pequeños lechos margosos, que raramente superan los 5 cm de espesor y que a techo se hacen más abundantes. Suelen contener abundantes fragmentos de esponjas. La potencia del conjunto no supera los 25 cm.

La fauna asociada, de Ammonites, Belemnites, etc., aparece selectivamente concentrada en mayor proporción a techo de los estratos calizos de la parte alta del miembro. Estos suelen, a su vez, estar algo bioturbados y tapizados por pequeñas costras. Marcan pues interrupciones sedimentarias de una cierta entidad, ya que en ellos aparecen representados, en mayor o menor grado, todos los elementos asociados a los diferentes estadios de desarrollo de los **hard-grounds** y que son por este orden:

a) Concentración de fauna con bioturbación intensa de los niveles más superiores (en la fase de ralentización de la sedimentación),

b) Costrificación, mineralización y perforación de las superficies endurecidas (en la fase de cese de la sedimentación).

A techo del miembro aparece a su vez un importante **hardground**. Este es perfectamente reconocible y nítido en los cortes de Aguatón (Santa Eulalia) y Barranco del Canijarejo (Ademuz), entre otros.

La microfacies es de biomicritas con abundantes restos de Esponjas, Belemnites, Ammonites, Moluscos, Equinodermos, Ostrácodos y Microfilamentos; **Globochaete alpina** LOMB, **Eothrix alpina** LOMB, **Protoglobigerinas**, **Spirillina** sp. **Epistomina** (**Brotzenia**) sp., **Astacolus** sp. En las margas se reconocen **Saracenaria phaedra** TAPP., **Lenticulina quenstedti** GUMB., **L. munteri** (ROEMER), **L. audax** LOEB. y TAPP., **Astacolus tricarinella** REUSS, además de **Spirillina** aff. **polygyrata** GUMB, **Trochammina squamata** J. y P., **Guttulina** cf. **pygmaea**.

La edad de este miembro de calizas con esponjas es Oxfordiense medio superior.

#### 1.4.4. Dolomías, margas y calizas. (J<sub>1,3</sub>). Rethiense - Oxfordiense superior.

Por razones cartográficas se han reunido dentro de esta Unidad las Formaciones descritas en los apartados 1.4.1, 1.4.2, y 1.4.3.

#### 1.4.5.Fm. Margas de Sot de Chera. Fm. Rítmica calcárea de Loriguilla. Fm. Margas de Frias. (J4). Oxfordiense superior-Kimmeridiense inferior.

##### 1.4.5.1. Fm. Margas de Sot de Chera

Está constituida por margas grises azuladas, muy ricas en materia orgánica, que contienen abundantes Ammonites de pequeño tamaño, generalmente pirritizados, así como Belemnites, Braquiópodos, Lamelibranquios y algunos corales solitarios.

Localmente aparecen intercalaciones centimétricas de calizas margosas, calizas arenosas y areniscas.

La potencia total de esta Unidad oscila entre 15 y 20 m.

Las muestras de las intercalaciones calcáreas son biomicritas con Ostrácodos. Foraminíferos y fragmentos de Crinoides, con cantidad variable de limo de cuarzo: La matriz es arcillosa. En algunas localidades hay glauconita accesoria y también algunos oolitos ferruginosos, al tiempo que los bioclastos están ferruginizados. En niveles de recristalización de la matriz, las rocas adquieren el aspecto de *pelesparitas*.

El contenido fósil de las margas es abundante, destacamos la presencia de Ostrácodos y Foraminíferos (especialmente Lagénidos) así como Equinodermos, Serpúlidos, restos vegetales y escasos Radiolarios (Checa).

Se han clasificado los Lagénidos: **Epistomina** (**Brotzenia**) aff. **tenuicosta-**



ta (BART y BRAND), E. (Br.) reticulata REUSS, E. (Br.) mosquensis WHLIG. E. (Br.) cf. stelligera (REUSS), *Astaclus tricarinnella* REUSS, *Lenticulina quenstedti* (GUMB.), *L. audax* LOEBL. y TAPP., *L. subalata* REUSS. Los Ostrácodos son: *Cytherella suprajurassica* OERTLI, *Galliacytheridea* aff. *postrotundra* OERTLI, *Monoceratina stimulea* SCHW., *Cytherella* cf. *index* OERTLI.

Esta asociación caracteriza el Oxfordiense superior.

Las estructuras sedimentarias son muy escasas. Dentro de cada secuencia existe laminación paralela en la parte inferior y **ripple bedding** a techo, así como estructuras **flute casts**, en la base.

Estos materiales corresponde (según la interpretación de J.M. Martín) a depósitos de **outer shelf** (plataforma externa) y representarían el momento de máxima transgresión en el Jurásico superior fig. 18).

Sin embargo, en áreas próximas GOMEZ y GOY (1979) y GOMEZ (1982) interpretan el ambiente de sedimentación de estos materiales como una plataforma restringida con clásticos finos provenientes de la erosión de la Meseta.

#### 1.4.5.2. *Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla. Fm. Margas de Frías*

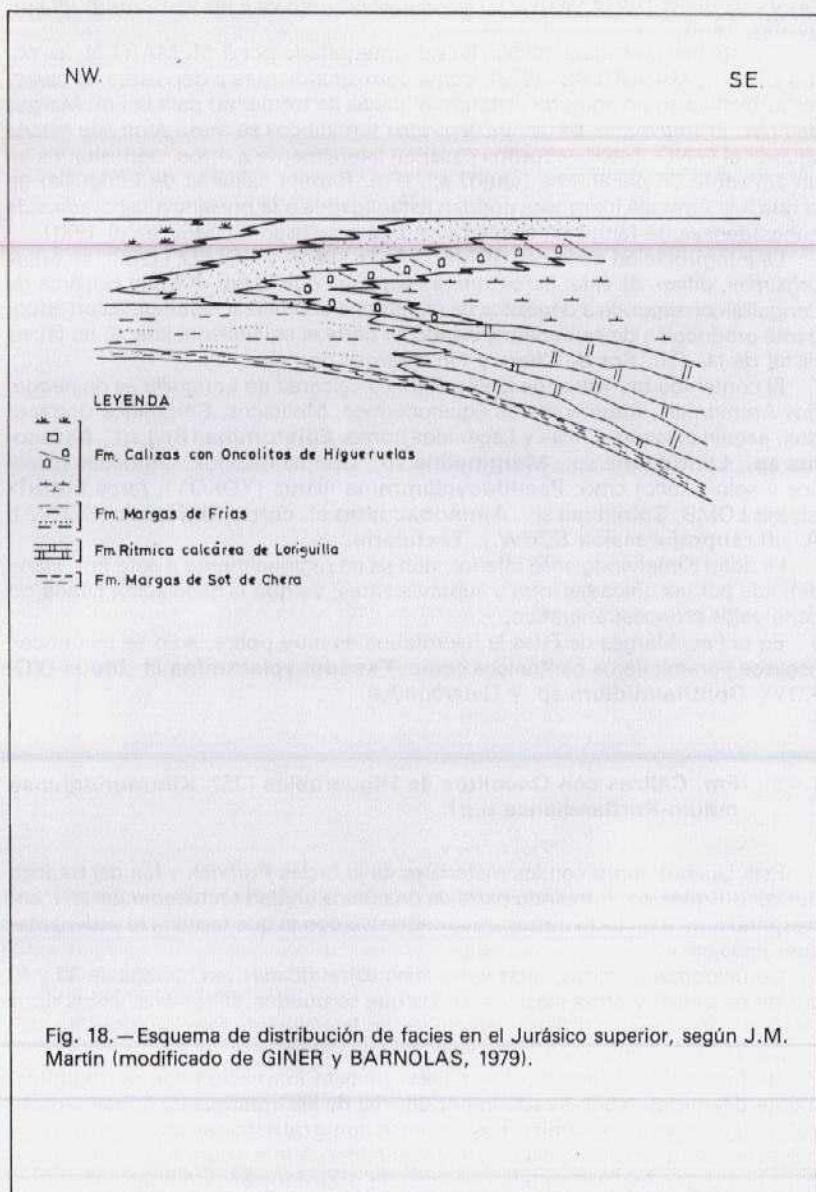
La Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla está constituida por una alternancia de calizas margosas y margas. Las primeras se disponen en capas de 10 a 60 cm y son de color gris oscuro. Predominan en su composición los **mudstone-wackestones**, con restos de fósiles, radiolarios, espículas y ostrácodos como más frecuentes. También se encuentran restos carbonosos y pequeños fragmentos de madera. Petrográficamente son micritas y biomicritas pobres en los restos fósiles citados más o menos arcillosas, con limo fino de cuarzo (5-15%) y, a veces, lenticulas con OxFe. La matriz suele estar microlaminada paralelamente. La potencia máxima es de 150 m. Hacia el NO de la Hoja se adelgazan las potencias a la vez que se produce un cambio de facies da la Fm. Margas de Frías (Fig. 18). Estas, están formadas por margas gris oscuras, limolítico arenosas, con intercalaciones decimétricas de areniscas micáceas, de tonos ocres. El espesor de los bancos aumenta hacia el techo de la unidad. La potencia total oscila entre 40 y 60 m.

Petrográficamente estas areniscas se caracterizan por ser generalmente de grano fino a limolíticas, formadas por granos angulosos de cuarzo (40-60 %), feldespato potásico (10-15 %), fragmentos de rocas pizarrosas (0-5 %), fragmentos de rocas calizas y/o intraclastos y/o peletoides (ocasionalmente oolitos), (0-25 %), biolita, moscovita, OxFe en granos, y cemento de calcita y dolomita ferrosa. En algún nivel hay trazas de matriz caolinítica. Pueden observarse como minerales accesorios, turmalina y opacos. Presentan microestratificación paralela.

Localmente, hacia la parte baja de estas areniscas se encuentran niveles de dolomías de recristalización, más o menos ricas en detríticos y OxFe, y/o biopelmicritas limolíticas. Hacia la parte superior, las areniscas, se van cargando de partículas carbonáticas (oolitos, intraclastos), el cemento es de calcita y suponen un paso gradual a la Fm. de Higuieruelas.

Las areniscas presentan como estructura interna más frecuente la laminación paralela, así como pequeños **ripples** a techo. También son frecuentes las mar-





cas de corriente (**flute casts**), en la base de los bancos y las estructuras de carga (fig. 19 a).

El ambiente de sedimentación ha sido interpretado por J.M. MARTIN, así como GINER y BARNOLAS (1979), como correspondientes a depósitos de carácter turbidítico sobre áreas de plataforma (capas de tormenta) para la Fm. Margas de Frías. El área madre de dichos depósitos turbidíticos se presupone que estaría situada al O-NO. Estos depósitos pasarían lateralmente a otros, depositados en un ambiente de plataforma (**shelf**) s.l. (Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla) en la que los términos margosos podrían estar ligados a la presencia esporádica de nubes densas de fango en suspensión (como señalan GOMEZ *et al* 1971).

La interpretación dada por GOMEZ y GOY (1979) y GOMEZ (1982), en áreas próximas, difiere de ésta. Estos autores suponen que la Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla corresponde a depósitos de plataforma submareal restringida con abundante producción de carbonatos, siendo en parte el equivalente lateral, en facies distal de las Fm. Sot de Chera y Fm. Margas de Frías.

El contenido faunístico de la Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla es de pequeños Ammonites, fragmentos de Equinodermos, Moluscos, Serpúlidos Ostrácos, esquilas largas y finas y Lagénidos como: **Epistomina** (Br.) sp., **Astaculus** sp., **Lenticulina** sp., **Marginulina** sp., Ophthalmididos, Lituolidos (escasos y solo a teco) como: **Pseudocyclammina lituus** (YOKOY), raros **Eothrix alpina** LOMB, **Spirillinea** sp., **Ammobaculites** cf. **corpolithiformis** (SCHW.), **A. aff. suprajurassica** SCHW.), **Textularia** sp.

La edad Kimmeridgiense inferior, que se da regionalmente a esta Fm. viene definida por las unidades infra y suprayacentes; ya que la asociación citada no tiene valor cronoestratigráfico.

En la Fm. Margas de Frías la microfauna es muy pobre, solo se reconocen escasos Foraminíferos bentónicos como: **Pseudocyclammina** cf. **lituus** (YOKOY), **Ophthalmidium** sp. y Gaterópodos.

#### 1.4.6. Fm. Calizas con Oncolitos de Higuieruelas (J5). Kimmeridgiense medio-Portlandiense p.p?

Esta Unidad, junto con los materiales de la facies Purbeck y los del tránsito Jurásico-Cretácico, formando parte de una única unidad tectosedimentaria, correspondiente a un ciclo transgresivo-regresivo con el que termina la sedimentación jurásica.

Corresponde a calizas, unas veces bien estratificadas (en bancos de 30 a 40 cm de potencia) y otras masivas, en las que se pueden diferenciar varios tipos de facies, asignables a distintos subambientes lateralmente relacionados (fig. 18). La potencia de conjunto es del orden de los 100 m.

De manera muy simplista, los niveles de esta Formación son petrográficamente diferentes según se sitúen por encima de las «margas de Frías» o estén sobre depósitos de la Ritmita. Los primeros son **grainstones** oolíticos y/o bioclásticos con intercalaciones de areniscas feldespáticas sobre todo hacia el techo. Los segundos comprenden además de **grainstones** como los anteriores, abundante niveles de **packstones** cuyo componente principal son pisolitos y



oncolitos algáceos, con areniscas y calizas arenosas, hacia el techo y bancos de composición similar a la Ritmita, en la base.

En el primer caso, predominan intraoobioesparitas, formadas por proporciones variables de intraclastos (5-20%) (fragmentos de Moluscos, fragmentos y agregados complejos de micritas oolíticas, «lumps»); oolitos (20-70%) con núcleo bioclástico o cuarzo tamaño arena, con envolturas bien desarrolladas, algunos de carácter pisolítico algáceo, bioclastos (Algas, Moluscos, Coralarios) y algunos granos de arena. El cemento es de esparita en mosaico drusiforme. Las areniscas son de grano medio, constituidas por granos de cuarzo (55%), feldespato potásico (20%), y cemento de calcita, con moscovita, biotita y turmalina como minerales accesorios. Estas características corresponden, aunque no en detalle, a la facies de **shoals** que se describirá más adelante.

Respecto al segundo conjunto separado, se compone de niveles petrográficamente similares a los descritos anteriormente, pero con predominio en general, de intrabiomicritas, intraoomicritas y biomicritas (**wackestones**), formados por una alta proporción de pisolitos algáceos, **gravels** e intraclastos complejos, y bioclastos (Algas, Foraminíferos, Moluscos, Coralarios, Crinoides), cementados irregularmente por esparita con micrita o sólo por matriz micrítica. Hacia arriba, estas calizas van enriqueciéndose en granos de cuarzo tamaño arena y algunos oolitos (algo ferruginosos, con núcleo bioclástico o de cuarzo), al tiempo que disminuye la proporción de pisolitos. Este conjunto representa, no estrechamente, la asociación de niveles de las facies lagunares.

Se han reconocido fragmentos de Equinodermos, Políperos, Briozoos, Os-trácodos, Lamelibranquios, Gasterópodos, espículas de esponjas, Algas Dasy-cladáceas y Foraminíferos bentónicos, entre los que destacamos Lituolidos de gran tamaño.

Se han clasificado los siguientes Foraminíferos: **Alveosepta jaccardi** (SCHR.), **Labyrinthina mirabilis** WEYNSCH., **Pseudocyclammina parvulamaluchensis** HOTT, **P. lituus** (YOKOY), **Everticyclammina virguliana** (KOECHL.), **Kurnubia palastinensis** HENSON, **Conicospirillina basiliensis** (MOHL.), **Protopeneroplis striata** WEYNSCH., Algas: **Clypeina jurassica** (FAVRE), **Cladocoropsis mirabilis** FELIX, **Cayeuxia piaae** FROLLO, **Salpingoporella annulata** CAR.

La asociación citada caracteriza el **Kimmeridgiense medio y superior**.

#### *Facies lagunares.*

Corresponden a calizas grises y/o blancas bien estratificadas en bancos de espesor variable (5-40 cm). Se trata fundamentalmente de biomicritas (**wackestones-packstones**) en las que abundan los oncolitos junto a fragmentos de lamelibranquios, Gasterópodos, Radiolas de Equinidos, Foraminíferos bentónicos, Dasy-cladáceas, etc.

Estas facies se encuentran especialmente bien representadas en la base y techo de la formación en el corte de Cedrillas (Hoja de Teruel). A techo son características las secuencias **shallowing upward** que marcan el paso al tránsito Jurásico-Cretácico. Otro corte de especial singularidad es el Aguatón (Hoja de Santa Eulalia), en el que a los barros micríticos acompañan facies oolíticas y on-



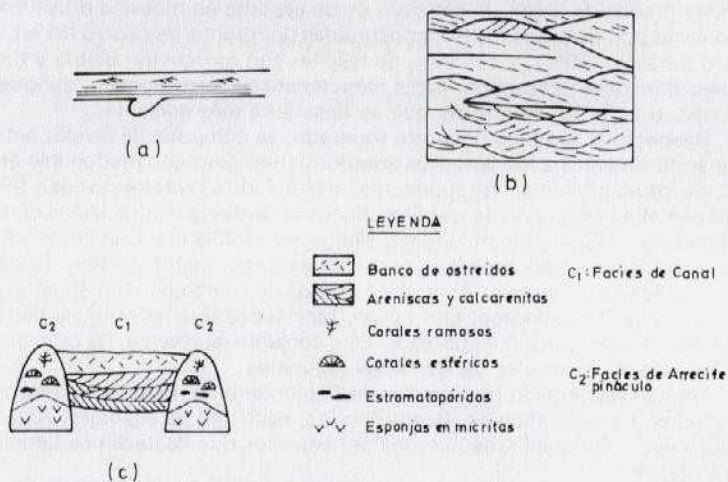


Fig. 19.—Secuencias tipo del Jurásico superior. (a) Fm. Ritmita calcárea de Lori-guilla. (b) y (c) Fm. Calizas con oncolitos de Higuieruelas.

colíticas oolíticas (**grainstones** y **rudstones**) correspondientes a pequeñas barras, con su morfología y sucesivas fases de acreción preservadas intactas, movidas por corrientes de **longshore** y a depósitos laminares de **washover**, extendidas a modo de mantos sobre el fondo del propio **lagoon**.

#### *Facies de shoals*

La zona donde aparecen mejor representadas es en el Barranco de Cañadillas (Hoja de Tragacete), con potencias de hasta 50 m de calizas oolíticas-oncolíticas (**grainstones** y **rudstones**). Junto a los oolitos y los oncolitos aparecen en ellas, en mucha menor proporción, intraclastos y «**lumps**» (agregados de granos) así como algunos bioclastos: Ostreidos y otros Lamelibranquios, artejos de Crinoides, Coralaris y radiolas de Equinidos. Sólo en la base, y también localmente al techo, aparecen niveles de arenas con abundantes granos de cuarzo, y fragmentos de carbón, que incorporan también algunos oolitos.

La potencia de los estratos es muy variable. El espesor medio se sitúa en los 30 y 40 cm. (algunos bancos, no obstante, llegan al metro de espesor). Dentro de ellas se distinguen una serie de ciclos, de espesor de estratos y tamaño de grano crecientes hacia el techo, que vienen caracterizados en su base por el predominio de la estratificación cruzada en surco, originada por la migración de **ripples** y **megaripples** de crestas sinuosas en dirección N 40-60 (o N 240-260, siendo estas últimas menos frecuentes). A estos niveles basales se le superponen, dentro de la secuencia otros bancos calizos de mayor espesor, en los que la estructura interna dominante es la estratificación cruzada planar (fig. 19 b). Las direcciones más frecuentes de migración de los **megaripples** (hundimiento de las láminas del **foreset**), en este caso de crestas rectas, son N-140 (preponderante) y N-320.

El conjunto se interpreta como perteneciente a un sistema de surcos y barras (**shoals** oolíticos) situado en el margen de la plataforma y que migraba hacia el interior de ésta (hacia el **lagoon**), presumiblemente por la acción de corrientes de origen mareal. La secuencia tipo en particular corresponde a la desarrollada por progradación de alguna de las barras en cuestión sobre el surco situado inmediatamente por delante de ella.

Estas facies en general están exentas de una fuerte contaminación detrítica excepto en el NO (por ejemplo en la zona de Alustante, Hoja de Checa) donde abundan los granos de cuarzo.

#### *Facies arrecifales*

Están especialmente bien representadas al techo de la unidad en las Hojas I:50.000 de Tragacete y Terriente, donde han sido descritas en detalle por GINER y BARNOLAS (1979).

Dentro de ellas hay dos subtipos de facies diferenciadas, las facies arrecifales s. str. y las interarrecifales (fig. 19 c).

Las primeras presentan un desarrollo puntual, con morfologías de tipo pináculo (**pinnacle reef**) (GINER y BARNOLAS, 1979). Sus dimensiones se si-

túan entre los 5-6 metros de altura (hasta 10 metros en casos excepcionales) y los 15-20 metros de diámetro de base (30 en casos excepcionales). Están separados entre sí por amplias depresiones interarrecifales (30-50 metros).

Las facies interarrecifales corresponden a las secuencias de relleno de los canales de drenaje que sitúan entre los arrecifes. Estas están constituidas fundamentalmente por calizas amarillentas bioclásticas arenoso-conglomeráticas, con estructuras de acreción lateral muy marcadas (que corresponden a las sucesivas fases de relleno de canal) y estratificación cruzada en surco, entre las que se intercalan niveles de brechas de coral (**rudstones**), procedentes de la destrucción parcial de los arrecifes adyacentes, y niveles de calizas oolítico-oncolíticas retrabajadas. La disminución progresiva de energía que se produce conforme los canales se van colmatando se traduce finalmente en el abandono de estos últimos. El nivel final de colmatación viene generalmente marcado por un banco de ostreidos (**framestone** de ostreidos).

#### 1.4.7. **Margas y calizas oncolíticas (J4-5). Oxfordiense superior - Portlandiense p.p?**

Por razones cartográficas se han reunido dentro de esta Unidad las Formaciones descritas en los apartados 1.4.5 y 1.4.6.

#### 1.4.8. **Fm. Calizas, areniscas y arcillas de Villar del Arzobispo (J6p). Kimmeridgiense superior - Portlandiense (Localmente Neocomiense)**

Se presenta en perfecta continuidad sedimentaria con los materiales que constituyen la Fm. Calizas con Oncolitos de Higuieruelas. Litológicamente está formada por una alternancia de arcillas margosas, margas blanquecinas y amarillentas, arenas, areniscas y calizas bioclásticas en ocasiones pisolíticas.

Las areniscas son litarenitas feldespáticas (feld.k: 5-25%), cuyos fragmentos de rocas son: pizarras y cuarcitas (5-10%) y fragmentos de rocas calizas (10-40%) (calizas recrystalizadas, calizas piso-oolíticas, oolitos y pisolitos más o menos rotos, y fragmentos fósiles) junto a granos de cuarzo, con micas, circón, turmalina y rutilo como accesorios. El cemento es de calcita, a veces asociada a  $\text{OxFe}$ , y es en parte diagenético por disolución/precipitación de  $\text{FRC1}$ , pudiendo sustituir a primitiva matriz arcillosa.

En las calizas predominan las calcarenitas bioclásticas (Moluscos, Algas, Litóolidos, Briozoos, Miliólidos) más o menos arenosas que, en series bien desarrolladas (Cedrillas, Galve) muestran tendencia a pasar, de base a techo, de **packstones** a **grainstones**, con aumento de bioclastos. En las Hojas de Tragacete y Terriente, al techo de la serie se desarrollan biolititas de Coralaris y Algas trabadas por matriz micrítica de elaboración algácea, y de Algas y Moluscos, respectivamente.

Esta unidad está especialmente bien representada en el cuadrante nororiental de la Hoja, donde alcanza potencias próximas a los 300 m.

En los tramos carbonatados son frecuentes las grietas de desecación y son



abundantes los bancos con ostreidos (**floatstones** de ostreidos). Se interpretan estos materiales como de **lagoon** interno (**tidal flat**) desecado periódicamente.

En los tramos detríticos la complejidad es mayor. Se encuentran canales que presentan base erosiva y estructuras de acreción lateral típicas de **point bars**. Es frecuente una variación en la escala y tipo de estructuras de la base al techo de las láminas de acreción. Así en la base son frecuentes los depósitos de **lags** y los **megaripples** de crestas sinuosas, mientras que hacia el techo disminuye el tamaño del grano y abundan los pequeños **ripples** de corriente y la laminación horizontal de baja energía. En conjunto se interpretan como sistemas fluviales que desembocan en el **lagoon**, desarrollando aparatos deltaicos modificados por la acción de las mareas y oleaje.

El contenido faunístico de esta unidad es muy abundante. Se han clasificado Foraminíferos (Lituólidos principalmente) entre ellos destacamos: **Anchispirocyclus lusitanica** (EGGER), **Feurtilia frequens** MAYN, **Nautiloculina oolithica** MOHL, **Kurnubia jurassica**, Trocholinas, Miliólidos y Algas (**Clypeina** sp., **Actinoporella podolica** ALTHM., **Salpingoporella annulata** CAR., **Campbelliella striata** (CAR.), **Macroporella espichelensis** DELOF y RAM., **Salpingoporella annulata** CARZ. También se reconocen fragmentos de Moluscos, Serpúlidos, Equinodermos, Ostreidos y Ostrácodos.

La edad de la asociación citada es Portlandiense.

## 1.5. CRETACICO

### 1.5.1. Cretácico inferior

El Cretácico inferior dentro de la Hoja de Teruel, comprende dos áreas fuertemente subsidentes de orientación dominante NW-SE.

Ambas cuencas, están separadas a su vez por una zona elevada de dirección similar y control estructural situada en una posición central y cortando diagonalmente a la Hoja. Este umbral ha sido denominado por algunos autores (VILAS et al, 1982) Umbral de Javalambre por estar alineada aproximadamente en parte de su recorrido con la sierra del mismo nombre. Esta estructura parece haberse comportado como tal, al menos desde finales del Jurásico.

Una característica común a los dos surcos subsidentes es su apertura hacia el SE a las influencias marinas del Tethys, dirección que coincide por tanto, con la de penetración de varias pulsaciones transgresivas que avanzan progresivamente hacia el NW con un carácter diacrónico típico.

La primera de ambas cuencas, situada en la parte oriental de la Hoja, y que podría denominarse Surco Ibérico Nororiental (MAS, 1981) o bien Ibérica Central-Maestrazgo (CANEROT et al, 1982), se subdivide a su vez en dos subcuencas, la mayor parte del tiempo comunicadas entre sí: la de Mora de Rubielos al W y la del Maestrazgo al E. Aquí tan sólo nos ocuparemos de la primera de ellas, ya que la segunda queda prácticamente en su totalidad fuera de la Hoja.

La segunda de las cuencas, denominada por VILAS et al (1982) Surco Ibérico Suroccidental, está limitada al W por la Meseta y al E por el citado Umbral de Javalambre. El conjunto se deposita aquí discordantemente sobre materiales

C R E T A C I C O	ALBIENSE INF.-MEDIO		ARENISCAS DEL MAESTRAZGO	
	A R T I E N S E	ALBIENSE INF. CLANSAYESIENSE	CALIZAS DE BENASAL	
		CLANSAYESIENSE GARGASIENSE	CALIZAS DE VILLARROYA DE LOS PINARES	
		BEDOULIENSE SUP. BEDOULIEN INF. FINAL	MARGAS DE FORCALL	
		BEDOULIENSE INF.	CALIZAS Y MARGAS DE CHERT	Miembro Superior ----- Miembro Inferior
	E	BEDOULIENSE BASAL BARREMIEN TERMINAL	ARCILLAS DE MORELLA	
		BARREMIENSE	CALIZAS Y MARGAS DE ARES DEL MAESTRE	Miembro Superior ----- Miembro Inferior
		BARREMIENSE INF. HAUTERIVIENSE	ARENISCAS DE CAMARILLAS	Miembro Superior ----- Miembro Inferior
		VALANGINIENSE	ARENISCAS DE MORA DE RUBIELOS	
	J U R A S I C O			

Fig. 20. — Cuadro con las Formaciones del Cretácico inferior de la Cuenca de Mora de Rubielos.



jurásicos y su base tiene por lo general una edad cada vez más alta a medida que nos desplazamos en dirección NW.

#### 1.5.1.1. *Cuenca de Mora de Rubielos*

En la fig. 20 se han representado las formaciones relativas a esta cuenca.

##### 1.5.1.1.1. Fm. Areniscas de Mora de Rubielos (C1 W). Valanginiense

La serie tipo está situada dentro de la Provincia de Teruel, en la Rambla de Fuente de Mora, a unos 2 kms al W de Las Barrachinas y a 4 kms al N de Balbóna. Otro buen afloramiento de esta formación, en donde se ha levantado serie, es el del Cerro del Morón, 2 kms al NW de Mora de Rubielos y próximo a la carretera que une esta localidad con Cabra de Mora.

El conjunto descansa sobre calizas micríticas grises alternantes con lutitas rojizas y grisáceas del Jurásico superior (Kimmeridgiense-Portlandiense).

La sucesión consta a grandes rasgos de alternancias de areniscas cuarzosas, gris claras, blancas, beige, rojizas y amarillentas (localmente microconglomeráticas o con cantos dispersos), de limolitas y de lutitas, estas últimas a menudo de tonos rojizos excepto hacia la parte baja de la serie en donde predominan las de colores verdosas o grisáceas.

Localmente existen asimismo conglomerados de base erosiva intra y extraformacionales formados fundamentalmente por clastos carbonatados y lutíticos de color y composición variados.

Muchos de los términos areniscosos tienen base canalizada y aparecen con frecuencia formando ciclos positivos superpuestos que culminan superiormente en intervalos lutíticos. Presentan a veces estratificación cruzada sigmoidal a gran escala (tipo epsilon) de ángulo relativamente alto, ocupando en la mayoría de los casos todo el cuerpo sedimentario; superpuesta a la anterior existe además estratificación cruzada de escala media predominantemente en surco, siendo la de tipo planar-tabular muy minoritaria (fig. 21 a).

Hay igualmente términos areniscosos con laminación paralela, unos asociados a la parte baja o intermedia de las secuencias, y otros, por lo común rojizos, intercalados con las lutitas de la parte alta de las mismas.

Por otra parte, son frecuentes las amalgamaciones, por lo que muchos de estos ciclos positivos aparecen a menudo incompletos por truncación a distintos niveles. Existen *ripples* de corriente por lo general asociadas a los tramos heterolíticos.

En los términos areniscosos pueden aparecer también costras ferruginosas, especialmente en los contactos con otras litologías más finas, algunos nódulos de pirita en aquellos de tonalidades grises y fragmentos pequeños de vegetales; estos últimos aparecen en unos casos concentrados en las bases de canales y *scours* y en otros, dispersos.

Dentro de los intervalos finos, son especialmente frecuente, tanto la biotur-

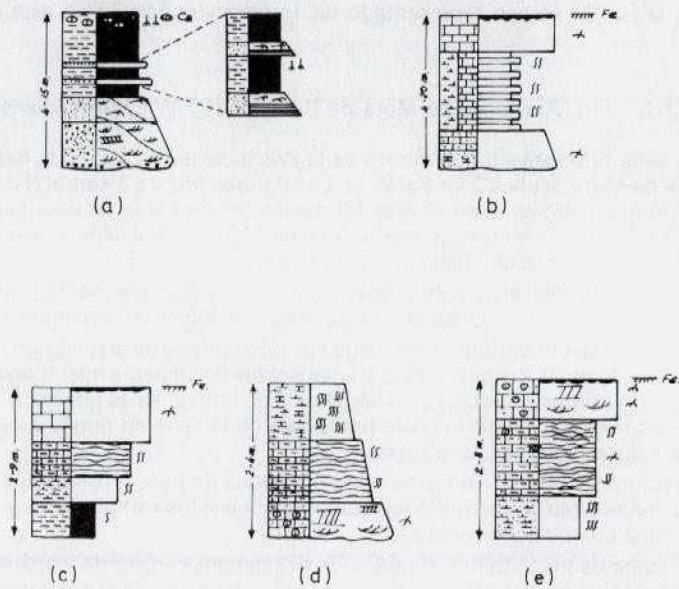


Fig. 21. — Asociaciones de facies del Cretácico inferior. (a) Fm. Areniscas de Mora de Rubielos. (b) y (c) Fm. Calizas y margas de Ares del Maestre (Miembro inferior). (d) y (e) Fm. Calizas y margas de Ares del Maestre (Miembro superior).



bación (en su mayoría de raíces), como los nódulos, niveles y rizoconcreciones carbonatadas.

Las areniscas son de grano medio en la parte inferior y de grano grueso en la superior. Están formadas por granos subangulosos a subredondeados de cuarzo (60-70%), reliquias de feldespatos muy alterados, una fracción de epimatriz (20-30%) de sericita y caolinita y cemento desigualmente desarrollado según niveles: dolomítico sustituyendo parcialmente a matriz, o de cuarzo en crecimientos secundarios. Como minerales accesorios se encuentran circón, turmalina, rutilo y  $\text{OxFe}$ . Es frecuente la orientación paralela de los granos, a escala de la lámina delgada y el bandeado granulométrico.

Parece existir finalmente, un aumento de la proporción, y, espesor en los términos areniscosos a expensas de los lutíticos, hacia el techo de la sucesión.

Se reconocen coprolitos de Anélidos, algún resto vegetal y actividad de algas, junto con algunos Ostrácodos lacustres como: *Cypridea* aff. *indigens* AND, *C. aff. valdensis* (SOW), *Darwinula oblonga* ROEM.

La edad de la Formación, aunque se dispone de escasos datos para su determinación, sería probablemente Valanginiense.

En cuanto a la distribución espacial de las Areniscas de Mora de Rubielos, parece estar bastante restringida a una pequeña área de dicha localidad. Según CANEROT et al (1982), su extinción hacia el W está limitada, por erosión posterior, a la altura del valle de Mijares, mientras que se acuña tanto hacia el N (zona de El Castellar) como hacia el S (alrededores de Montanejos); hacia el E y NE, en el área del Maestrazgo, pasaría en parte lateralmente a los términos altos de las calizas y margas de Vallivana.

Con respecto a los aportes, parece probable una procedencia del W o SW.

Los materiales de esta Formación, debieron depositarse dentro de ambientes fluviales con cauces meandriformes (frecuencia de **pointbars** afectando a la totalidad del término arenoso, disposición y amplia dispersión de las paleocorrientes, etc.). Lateralmente, en la parte baja de la sucesión, estos últimos alcanzaron en ocasiones la zona litoral de carácter eminentemente fangoso (presencia de glauconita, reducción de color en los términos lutíticos, etc.).

En las zonas amplias y elevadas entre distributarios, se generarían durante largos períodos de tiempo sin aportes a las mismas, horizontes de paleosuelos carbonatados (caliches), así como una cierta colonización por vegetación (rizoconcreciones y otras huellas de raíces). La disposición alargada y predominantemente vertical de éstas últimas, sugiere hacia un nivel freático bajo en el momento de su formación.

Los cantes meandriformes serán de tamaño moderado con una relación anchura/profundidad relativamente pequeña (alto ángulo de las láminas de acreción lateral y espesor más bien escaso de los **sets** que las contienen). Por el fondo del canal, las estructuras dominantes serán los **megaripples** tridimensionales, probablemente de tipo alunado.

Los litosomas de base canalizada formados por clastos carbonatados y lutíticos proceden en parte de la removilización de las formaciones infrayacentes del Jurásico superior (origen extraformacional) y en parte de la erosión de los paleosuelos de tipo caliche de ciclos anteriores (origen intraformacional).

1.5.1.1.2. Fm. Areniscas de Camarillas (C<sub>1-2</sub> w). Hauteriviense-Barremiense inferior.

La serie tipo se encuentra dentro de la Provincia de Teruel en la carretera de Aguilar de Alfambra a Camarillas, Hoja 1:50.000 de Villarluego. Otros buenos afloramientos de esta formación están situados al S de Jorcas (cerca de Caudé), a la altura de Miravete, en los alrededores de Cedrillas (Hoja 1:50.000 de Teruel), en el Barranco de las Casas (a unos 3,5 km al NW de Mora de Rubielos, cerca de la carretera que une esta localidad con Cabra de Mora), en la carretera de Mora a Rubielos, cercanías de Alcalá de la Selva y de Manzanera, etc.

Allí donde es visible su base, descansa sobre los términos mayoritariamente carbonatados del Portlandiense (ej. alrededores de Camarillas).

A lo largo de toda la cuenca de Mora de Rubielos, en donde cubre una amplia área, se aprecian dentro de la formación dos Miembros: uno inferior carbonatado-terígeno y otro superior predominantemente terrígeno y de mayor espesor que el anterior.

El Miembro inferior, de carácter muy heterogéneo, consta esencialmente de alternancias de arcillas margosas, margas verdosas, grisáceas y beigeas, calizas grises, calizas arenosas a menudo lumaquéllicas y de limolitas arcilloso-carbonatadas con algunos niveles aislados de areniscas arcillosas verde oscuras cloríticas y muy micáceas, y de areniscas cuarzosas blancas o beigeas.

Se han observado entre la icnofauna algunas huellas de pisadas de Dinosaurios bipedos y frecuentes excavaciones orgánicas de Thalassinoides con disposición predominantemente vertical. Las areniscas cuarzosas de tonos claros, a veces conglomeráticas en la base, aparecen rellenando canales y constituyen lentejones con cambios bruscos de espesor lateralmente.

Petrográficamente se caracterizan biomicroritas de Ostrácodos y Caráceas, bioesparitas con intraclastos de calizas lacustres ferruginizadas, y areniscas de grano fino compuestas de granos de cuarzo (50%), micas (15%) (biotita, moscovita y clorita), en matriz clorítica con OxFe, con textura microbandeada por acumulación de micas. Otros niveles de areniscas, también de grano fino, están constituidos por granos de cuarzo (40%), feldespatos muy alterados (10%), intraclastos calcáreos de bordes poco definidos (15%), micas, matriz clorítica (10%) y cemento heterogéneo de carbonatos. Como minerales accesorios: circón, turmalina, rutilo y OxFe.

Se reconocen también abundantes Caráceas y Ostrácodos lacustres, junto con restos marinos (en esporádicas intercalaciones más frecuentes a techo) tales como Ostreídos, otros Lamelibranquios, Gasterópodos, Ostrácodos y Foraminíferos bentónicos. Destacamos las siguinetes Caráceas: *Atopochara trivolvís triqueta* GRAMB, (en forma primitiva), *Globator trochiliscoides* GRAMB, *Perimniste ancora* GRAMB, *P. aff. micranda* GRAMB, *P. vidua* GRAMB, *Asciidiella iberica* GRAMB, *Flabellochara* sp., *Clypeator* aff. *combei* GRAMB, y Ostrácodos como: *Theriosynoecum fittoni* (MANT), *Cypriidea menevensis* (AND), *C. rotundata* (AND), *C. propunctata* SILBRAD, *C. paulsgrovensis* (AND), *C. tumescens* (AND), *Darwinula leguminella* (FORB.). Los Foraminíferos son: *Choffatella decipiens* SCHL., *Everticyclammina* cf. *greigi* (HENSON), *Pseudocyclammina hedbergi* MAYNC.

Esta asociación caracteriza del Hauteriviense superior al Barremiense inferior.



El Miembro superior está formado en la mayor parte del área por alternancias de areniscas blancas, beige, gris claras, con limolitas y lutitas. Estas dos últimas son de tonos rojizos en su mayoría, aunque algunos intervalos pueden tomar coloraciones verdosas. Respecto a las areniscas, oscilan de tamaño fino a muy grueso, microconglomeráticas, e incluso con cantos dispersos; las de menor granulometría son micáceas, suelen presentarse en capas más delgadas y tienen amenudo color rojizo.

Están formadas por granos subangulosos-subredondeados de cuarzo (50-60%), feldespato potásico (10-15%) y plagioclasas (0-10%), ambos muy alterados, con matriz de sericita-caolinita (10-20%) y cemento de cuarzo en crecimientos secundarios. La mayor parte de las muestras presentan microestratificación paralela, a la escala de la lámina delgada, y micas, turmalina, circón y rutilo como accesorios.

No se ha reconocido ningún resto fósil en las muestras estudiadas. La edad por posición estratigráfica es Barremiense inferior ya que la Fm. siguiente se data como Barremiense superior.

Las características e interpretación de este Miembro superior son muy similares a las que presenta la Fm. Areniscas de Mora de Rubielos, descritas en el apartado anterior; no obstante, en las Areniscas de Camarillas apenas existen los niveles de caliche tan frecuente en la anterior.

El paso a la Fm. de Ares del Maestre suprayacente tiene lugar de una manera gradual. Lateralmente, hacia el S y W desaparece por erosión posterior, mientras que hacia el E (Maestrazgo), según CANERON et al (1982), pasa gradualmente a las Margas de Mirambell; con respecto a la pequeña cuenca de Oliete situada al N, se supone que las Margas y calizas de Blesa puedan ser también parcialmente equivalentes.

Aunque no existen diferencias litológicas muy acusadas dentro de la Formación de una parte a otra de la cuenca de Mora de Rubielos, el paso hacia el N y E hacia términos más distales, ya fuera de la hoja, parece apuntar a una procedencia contraria de los aportes (del W o SW).

El Miembro inferior se acumuló probablemente en una llanura litoral fangosa que estaba surcada esporádicamente por cauces meandriformes de dominio fluvial (areniscas claras cuarzo-feldespáticas). En las áreas entre canales más próximas a la costa se desarrollaban marismas salobres que eran invadidas esporádicamente por aguas marinas durante fuertes mareas o tempestades, mientras que en las más alejadas del litoral, se generaban pequeñas depresiones lacustres ricas en Caráceas, Moluscos, Algas, etc. Las facies de areniscas bioclásticas de base erosiva y mal calibradas representan pequeños canales que arrastran en su fondo fragmentos de fauna salobre y marina (Ostrácodos, Ostreidos, etc.).

La elevada cantidad de micas sin alterar (especialmente biotita y clorita) que presentan algunos términos de areniscas limosoarcillosas bioturbadas, prueba una procedencia directa de materiales metamórficos y/o ígneos de áreas relativamente próximas, sin apenas alteración durante el transporte.

La disposición predominantemente vertical de las excavaciones orgánicas del tipo Thalassinoides, prueba un cierto grado de inestabilidad del fondo con fuertes variaciones energéticas en el mismo.

El Miembro superior se depositó en cambio en una amplia llanura aluvial surcada por canales en su mayoría meandriformes. En relación con estos sistemas,



aparecen también algunos otros depósitos de carácter efímero como **crevasse-splays** y tributarios de segundo orden que funcionaban sólo esporádicamente durante períodos de tiempo cortos. Dentro de los cauces principales meandri-formes se han podido reconocer, como en los alrededores de Mora de Rubielos, buenos ejemplos de **levees**, **chute-bars**, acreciones laterales de **point-bars**, canales abandonados con relleno arcilloso, etc.

1.5.1.1.3. Fm. calizas y margas de Ares del maestre. Fm. Arcillas de Morella (C<sub>2-3</sub>). Barremiense-Bedouliense basal.

A) *Fm. Calizas y margas de Ares del Maestre.*

Fue definida fuera de la Hoja, en la zona oriental del Maestrazgo (dentro de la provincia de Castellón). Al igual que la Fm. Areniscas de Camarillas subyacente, a la que pasa de una manera gradual, ocupa una extensa área dentro de la cuenca de Mora de Rubielos.

Está bien representada en múltiples localidades, habiéndose obtenido buenas secciones de la misma en los alrededores de Cedrillas, W de Miravete, Barranco del Azotejo (al E de la carretera de Mora de Rubielos a Alcalá de la Selva) y S de Jorcas (cerca de Caudé).

Su espesor dentro de la cuenca de Mora oscila alrededor de los 140 a 180 m y consta de dos Miembros de potencia y litología desiguales.

El Miembro inferior, de composición muy heterogénea, consta de alternancias de limolitas en capas delgadas, arcillas limosas grises y verdes, margas grises y beigeas, calizas margosas grises, a menudo bioclásticas e intracásticas, calizas arenosas, con frecuencia lumaquéllicas, y areniscas más o menos carbonatadas de base erosiva.

Entre la fauna, dominan extraordinariamente los Ostreidos y Ostrácodos especialmente en los intervalos más margosos; también son frecuentes otros Lamelibranchios, Equinodermos, Gasterópodos, Foraminíferos, Briozoos, Algas, etc. Las Charáceas se encuentran sobre todo cerca de la base de las series de esta Formación. En la sucesión del O de Miravete, se observan incluso agrupaciones orgánicas de bivalvos en posición de vida, a modo de minúsculos biohermos aislados.

La bioturbación suele ser asimismo abundante, destacando **Thalassinoides** (varias especies de diferente tamaño y morfología), **Ophiomorpha**, **Planolites**, **Teichichnus** y **Rhizocorallium**, así como diversas huellas de pisadas de Dinosaurios.

Entre las estructuras inorgánicas destaca en primer lugar el aspecto noduloso de la estratificación, especialmente en alternancias de calizas margosas y margas. Son comunes igualmente, la laminación paralela o cruzada de **ripples** (ambas predominantes en capas delgadas limolíticas), las costas ferruginosas, a menudo situadas a techo de pequeños ciclos terrígeno-carbonatados, la granoselección positiva y la estratificación cruzada tabular y en surco a escala media en los términos de calizas arenosas y areniscas calcáreas.

Uno de los rasgos característicos de algunos tramos de este Miembro inferior, es la presencia de ciclos terrígeno-carbonatados de variado carácter y espe-

sor. Los de mayor entidad, de escala métrica a decamétrica, comienzan inferiormente por areniscas calcáreas o calizas arenosas bioclásticas que evolucionan hacia arriba a alternancias de calizas y margas para continuar superiormente con calizas de grano grueso bioclásticas y terminar en una superficie enrojecida o costra ferruginosa (fig. 21 b).

Los ciclos más pequeños, de escala métrica, comienzan en su parte inferior por lutitas que pasan primero a margas y luego a calizas margosas, culminando superiormente en calizas bioclásticas con muchos fragmentos de Ostreoides; a techo de las mismas aparece a veces una superficie ferruginizada similar a la de los ciclos mayores (fig. 21 c).

El Miembro superior, de carácter mucho más carbonatado que el anterior, representa dentro de las series un fuerte resalte morfológico fácilmente identificable a distancia en el paisaje.

En las sucesiones situadas más al N y NW de la cuenca de Mora de Rubielos (ej. W de Miravete), esta barra superior predominantemente carbonatada de hasta más de 50 m de espesor, es sustituida de una manera progresiva por un tramo de menor potencia formada por alternancias de calizas, calizas margosas y margas. Todavía más al N y NW toda la serie se enriquece en terrígenos hasta pasar a la Fm. Las Parras definida por los autores holandeses que trabajaron en esta zona.

Dentro de este Miembro superior, se aprecia también una cierta ciclicidad de dos tipos diferentes. Unos, de carácter positivo, comienzan por calizas arenosas oolítico-bioclásticas de base erosiva con estratificación cruzada a media escala que pasan hacia arriba a calizas margosas y luego a margas calcáreas cada vez más bioturbadas (fig. 21 d). El segundo tipo, más frecuente y de polaridad negativa, empieza inferiormente por margas limosas a las que siguen por encima en tránsito gradual, calizas margosas de aspecto noduloso con oolitos y bioclastos dispersos para terminar en calizas **grainstone** arenoso-bioclásticos y oolíticos con estratificación cruzada de escala media. El espesor de este último tipo de secuencias suele oscilar entre 2 y 8 m (fig. 21 e).

Petrográficamente y dentro de los carbonatos de ambos Miembros, se han reconocido calizas de grano más fino formadas por biomicritas arenosas, biopelmicitas e intrabiomicritas arenosas u oolíticas. Existen igualmente términos más gruesos constituidos por calizas **packstone** y **grainstone** bioclásticas, en especial intrabioesparitas e intraoobioesparitas, unas y otras con proporciones muy variables de granos de cuarzo de tamaño arena. Las capas más areniscosas intercaladas en la serie son ricas en feldespatos (arcosas y subarcosas).

Se han clasificado Foraminíferos bentónicos (Orbitolinidos, Lituólidos, Miliolidos) entre los que destacamos: **Orbitolinopsis kiliani** PREVER, **Choffatella decipiens** SCHLUMB, **Sabaudia minuta** (HOFKER), **Nautiloculina cretacea** PEYB, **Evertycyclammina greigi** (HENSON), **Pseudocyclammina hedbergi** MAYNC, **Debarina hahounerensis** FOURC, RAOULT y VILA. Algas Dasycladáceas, **Cylindroporella sudgeni** ELLIOT, **Macroporella praturioni** DRAG, **Salpingoporella annulata** CART, **S. dinarica** ROD., **Heteroporella cylindrica** SOK y NIK y **Munieria baconica** DEECKE y Ostrácosos marinos como «**Clitrocytheridea**» aff **brevis** (CORN.), **Cytherella pyriformis** (CORN.), **Macrocypris horatiana** (JONES y SHERB), **Centroclythere bordeti** DAM y GROSD.



La edad es Barremiense superior por la asociación de Foraminíferos, Ostrá-codos y Algas citadas.

El Miembro inferior de carácter mixto terrígeno-carbonatado acusa aún la influencia de las últimas descargas detríticas procedentes del continente que tenían un carácter netamente fluvial en la parte superior de la Fm. Areniscas de Camarillas subyacente.

Aquí, sin embargo, están representadas ya facies más distales correspondientes a una llanura mareal fangosa y mixta surcada por canales de marea que engloban material arenoso más o menos rico en bioclastos. Existen además facies finas de marisma con fauna de aguas salobres, así como otras más carbonatadas de **lagoon** y plataforma interna, en las que se desarrollan a veces, pequeños ciclos negativos de somerización que culminan en barras; a techo de las mismas existe a veces una película o costra ferruginosa que representa una interrupción sedimentaria más o menos acentuada, llegando en algunos casos a constituir un verdadero **hard-ground** (fig. 21 c).

Las pequeñas secuencias terrígeno-carbonatadas de carácter positivo como las de la fig. 21 b muestran una tendencia transgresiva menor dentro de la cuenca, que culmina con etapas de removilización del fondo con concentración de fauna y finalmente con una interrupción sedimentaria.

El Miembro superior representa el establecimiento de una plataforma interna y **lagoon** carbonatados, una vez que ha cesado prácticamente la entrada de siliciclásticos. En la misma, es frecuente el desarrollo de barras arenoso-bioclásticas y oolíticas y canales cuya dinámica y evolución van a dar lugar a secuencias como las representadas en las fig. 21 d y 3.

Por otro lado, el espesor y composición litológica de ambos Miembros a lo largo de la cuenca de Mora de Rubielos, es bastante variable. Así, en las series más septentrionales (ej. W de Miravete), el miembro superior está muy reducido y es margo-calcáreo depositado en una facies de **lagoon** amplio, mientras que en las centro-meridionales (ej. alrededores de Mora), éste está representado casi exclusivamente por carbonatos de barras que dan un fuerte resalte en el relieve.

Otro tanto ocurre por ejemplo en el Miembro superior, si comparamos de nuevo las dos series anteriores. Así, en la de las cercanías de Mora, los tramos de mayor importancia y espesor que los del W de Miravete, lo que prueba la posición más proximal de la primera de ambas con respecto a otra de las entradas principales de terrígenos, situada probablemente al O ó SO.

#### B) Fm. Arcillas de Morella

Esta Formación fue definida también fuera de la Hoja, concretamente en la cuenca del Maestrazgo, situada más al E y dentro de la Provincia de Castellón. La serie tipo está situada a unos 4 kms al SO de Morella, en la carretera entre esta última localidad y Cinctorres. Su edad allí, según CANEROT *et al* (1982), es Barremiense terminal y/o Bedouliense basal.

Dentro de la cuenca de Mora de Rubielos está bien representada en diversas localidades. Tres de las mejores secciones de la misma, con espesores del orden de los 60 a 100 m, son la del Barranco del Azotejo (al E de la carretera de Mora

de Rubielos a Alcalá de la Selva), la del W de Miravete y la del S de Jorcas (cerca de Caudé), las dos últimas en el sector septentrional de la Hoja.

Los contactos con la Fm. Calizas y margas de Ares del Maestre infrayacente y con la Fm. Calizas y margas de Chert situada por encima, son más bien netos, especialmente este último. En el primer caso, la aparición de tonalidades rojas en los términos lutíticos señala el comienzo inferior de la serie. En el segundo caso, la superficie límite viene a menudo representada por un pequeño intervalo de areniscas calcáreas fuertemente bioturbadas con abundante glauconita; a partir del mismo hacia arriba, tiene lugar una desaparición brusca de los materiales terrígenos que son sustituidos en su totalidad por los carbonatos de la formación siguiente.

La sucesión, de carácter heterolítico, está formada por alternancias de lutitas rojizas, grises y verdosas, areniscas blancas, beige y amarillentas, a menudo calcáreas, de tamaño de grano muy variable, margas verdosas, calizas grises micríticas, calizas margosas grises y beige, calizas bioclásticas y limolitas en niveles delgados con laminación paralela o cruzada de **ripples**.

Las areniscas son feldeespáticas, tienen bases erosivas canalizadas, a menudo con cantos blandos, estratificación cruzada de escala media (**sets** de hasta más de 40 cms de espesor), laminación paralela, fragmentos de vegetales y bioclastos locales. Constituyen a veces la base de secuencias terrígeno-carbonatadas de cierto espesor (hasta 15 ó 20 m).

Dentro de las lutitas rojizas se intercalan a veces niveles calcáreos micríticos con organismos de agua dulce, así como nódulos carbonatados de paleosuelos y huellas de raíces.

Algunas capas de calizas margosas, con espesores de hasta más de 30 cms, contienen lumaquelas formadas mayoritariamente por bivalvos (Ostreidos).

Los carbonatos constituyen en su mayor parte biomicritas con porcentajes muy variables de cuarzo tamaño arena o limo e intraoobioesparitas.

Entre la fauna destacan los Moluscos (Gasterópodos y Lamelibranquios), Equinodermos, Serpúlidos, Briozoos (siempre fragmentados), Ostrácodos, Foraminíferos (Lituólidos, Lagénidos, Miliólidos) y Algas (Dasycladáceas, Codiáceas y Caráceas).

Las muestras estudiadas contienen: **Daxia cenomana** CUV. SZAK., **Chofatella decipiens** SCHLUMB., **Nezzazata simplex** OMARA, **Boueina hochtetteri** TOULA. Las arcillas son escasamente fosilíferas. Se ha reconocido, en la base: **Atopochara trivolvris** GRAMB, **Clavatorites** sp. Esta Characea, pertenece al Aptiense inf. (Bedouliense).

La edad de la Fm., regionalmente aceptada, marca el paso del Barremiense superior a Aptiense inferior.

En cuanto a las estructuras orgánicas, además de la bioturbación local más o menos intensa de tipo deformativo y de las huellas de pisada de Dinosaurios, situadas a menudo en la base de las capas areniscosas, se han reconocido **Thalassinoides** (diferentes especies), **Ophiomorpha**, **Teichichnus** y **Planolites**.

Por otro lado, se pueden identificar dentro de esta formación al menos tres tipos diferentes de secuencias cíclicas:

- La primera de ellas, de carácter positivo, comienza inferiormente por una lumaquela arenosa de Lamelibranquios, con base erosiva, que pasa gradualmente hacia arriba a limolitas con laminación cruzada de **ripples**; am-



bos términos pueden alcanzar los 40 cms de espesor. Sigue luego un intervalo más potente de lutitas gris-verdosas que culmina al final en una capa de margas grises de unos 10 cm (fig. 22 a).

- La segunda, también positiva, comienza por areniscas, de base canalizada, con estratificación cruzada a mediana escala, que van disminuyendo en tamaño de grano y espesor hacia arriba hasta pasar primero a limolitas con **ripples** y lutitas y finalmente a un grueso intervalo lutítico rojizo que incluye a veces esporádicamente encostramientos carbonatados de paleosuelos. El espesor total, suele ser de orden métrico (fig. 22 b).
- El tercer tipo, empieza en su base por una capa carbonatada lumaquéllica de unos 40 cm de espesor medio, que contiene restos vegetales y macrofauna entera de Gasterópodos y Lamelibranquios, con predominio de estos últimos. A continuación viene una serie de pequeños ciclos positivos de espesor decimétrico que comienzan en areniscas y pasan superiormente a limolitas con estratificación cruzada **flaser**; éstos últimos se integran a su vez en una secuencia negativa de orden mayor de unos 2 m de potencia (fig. 22 c).

A juzgar por la repartición geográfica de las facies, parece probable que esta Formación tenga al menos dos áreas de aporte situadas en puntos diferentes: una hacia el W o SW del borde de la cuenca de Mora de Rubielos, y otra más oriental, localizada al N de la cuenca del Maestrazgo, en relación posiblemente con el Macizo Catalán, como apunta en este último caso CANEROT *et al* (1982). Según dicho autor, la prolongación occidental de la Formación dentro de la cuenca de Mora, queda interrumpida aproximadamente a la altura del meridiano de Cedrillas, debido a un proceso erosivo posterior. Hacia el SE pasa de una manera gradual a una facies hasta cierto punto similar a la de la Fm. Ares del Maestre subyacente, mientras que hacia el N (Cuenca de Oliete), tiene lugar un tránsito lateral a una parte de las Calizas de Alacón.

La sucesión comienza habitualmente en su parte baja por facies de llanura aluvial con canales, en su mayoría de alta sinuosidad, separadas por áreas lutíticas rojizas correspondientes a términos de llanura de inundación. Esta última incluye a veces paleosuelos carbonatados y términos de **crevasse-splay** (fig. 22 b).

Por encima, los depósitos anteriores alternan con otros correspondientes a facies litorales y de llanura interna submareal surcada por pequeños canales arenoso-lumaquéllicos que dan lugar a secuencias como la de la fig. 22 a. Todos estos términos desembocan finalmente en un área de plataforma somera o más probablemente en un gran **lagoon** abierto en el que se depositan facies rítmicas calcáreo-margosas como las que aparecen intercaladas en algunas de las series septentrionales (W de Miravete).

#### 1.5.1.1.4. Fm. Calizas y margas de Chert. Margas de Forcall. Fm. Calizas de Villarroya de los Pinares (C3-4). Bedouliense inferior - Clansayesiense

##### A) Fm. Calizas y margas de Chert

Esta Formación fue definida inicialmente, según CANEROT *et al* (1982), en Muela de Chert y en la Ermita de Santa Bárbara, ambas en el Maestrazgo central

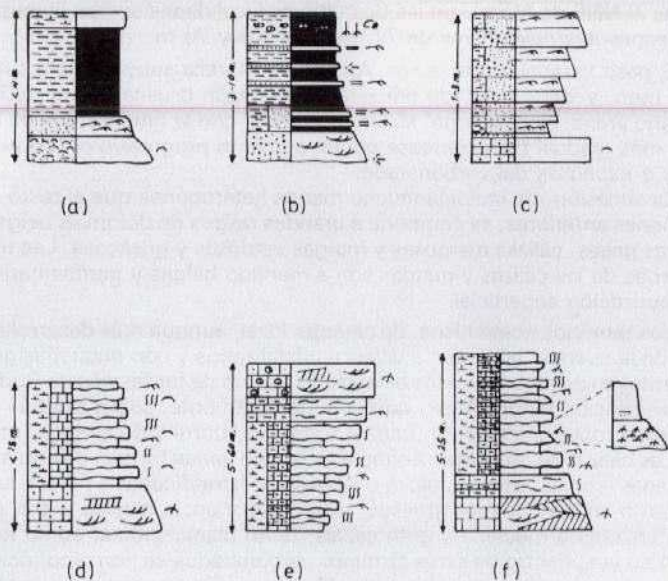


Fig. 22.—Asociaciones de facies del Cretácico inferior. (a), (b) y (c) Fm. Arcillas de Morella. (d) y (e) Fm. Calizas y margas de Chert. (f) Fm. Margas de Forcall.



y dentro de la provincia de Castellón. La sucesión ha sido datada allí como Beidouliense inferior, fundamentalmente en base a los Foraminíferos.

La Formación está bien representada igualmente dentro de la cuenca de Mora de Rubielos, con muy buenos afloramientos como los de los alrededores de Alcalá de la Selva, W de Miravete (en el Barranco de Las Corretizas), E de Allepuz (en la carretera de Villarroya de los Pinares) y Barranco del Azotejo (a unos 5 kms al NNE de Mora). En las dos últimas localidades se han levantado series con espesores respectivos de 77, más de 105 y 70 m.

El paso vertical desde la Fm. Arcillas de Morella subyacente a ésta, es más bien neto, y viene marcado por una desaparición brusca de los terrígenos, de tamaño arena, sin embargo, su límite superior con la Fm. Margas de Forcall, es algo más gradual traduciéndose por un aumento progresivo del contenido margoso a expensas del carbonatado.

La sucesión, de litología mucho menos heterogénea que el resto de las formaciones anteriores, se compone a grandes rasgos de dolomías beiges u ocres, calizas grises, calizas margosas y margas verdosas y grisáceas. Las tonalidades externas de las calizas y margas son a menudo beiges y pardoamarillentas por meteorización superficial.

Los términos dolomíticos, de carácter local, aunque más desarrollados hacia el E de la cuenca, aparecen a veces recrystalizados y con pequeñas geodas que constituyen en algunos casos el tapizado interno de fantasmas de Rudistas; esta dolomitización tendría lugar, quizás preferentemente, sobre algunas áreas más elevadas topográficamente (barras, umbrales, bordes de cuenca, etc.).

Las calizas se presentan a simple vista bajo varias formas distintas: en capas delgadas (con aspecto noduloso o tableado y estratificadas o no con lechos margosos) o en bancos más gruesos, bien de apariencia masiva o con estratificación cruzada a mediana y gran escala, tanto planar-tabular como en surco.

A su vez, dentro de estos términos carbonatados se han reconocido: biomicritas y biomicruditas de Orbitolinas, Moluscos y Equinodermos a veces con granos de cuarzo, intraclastos y peloides, biopelmicritas o biopelmicruditas de Ostrácodos, Orbitolinas y otros Foraminíferos y biogravelpelesparitas o intraoosparitas con intraclastos de Orbitolinas y granos de cuarzo.

Entre la abundante fauna se han reconocido: Moluscos (Gasterópodos y Lamelibranchios), Equínidos, Crinoides, Ostrácodos, Serpúlidos, Braquiópodos, Foraminíferos (Orbitolinidos, Miliólidos, Lituólidos, Lagénidos), Algas (Dasycladáceas) y escamas de Peces. Localmente aparecen también algunos Ammonites en las facies margo-calcáreas rítmicas.

Se han clasificado: *Palorbitolina lenticularis* (BLUM), *Orbitolinopsis kiliani* SILVESTRI, *O. aff. simplex* (HENSON), *Praeorbitolina cormyi* SCHLUMB, *Choffatella decipiens* SCHLUMB, *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) cf. *lotzei* SCHR (sólo a techo), *Sabaudia minuta* (HOFK), *Cuneolina scarcellai* SART y CRESC. Algas como: *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ), *Cylindroporella* sp., *Boueina hochtetteri* TOULA, *Marinella lugeoni* PFEND, y otras especies de Foraminíferos y Algas. En las margas se han obtenido por levigación, Moluscos, Crinoides y Ostrácodos, como *Schuleridea derooi* DAM y GROSD, *Centroclythere bordeti* DAM y GROSD, *Centroclythere aff. gottisi* DAM y GROSD, «*Clinthrocytheridea*» *brevis* (CORN).

La edad es Bedouliense inferior por la asociación de los Orbitolínidos, Algas y Ostrácodos citados.

Se distinguen claramente dentro de la Formación, un Miembro inferior formado por alternancias de capas delgadas carbonatadas y margosas, con un acentuado carácter rítmico, y un Miembro superior constituido esencialmente por calizas (y/o dolomías) en capas más gruesas (0,2 a 2 m) de espesor, localmente oolíticas y a menudo con estratificación cruzada de escala media a grande. El paso de un Miembro a otro, tiene lugar de una forma gradual.

La bioturbación es abundante, sobre todo en el Miembro inferior, destacando fundamentalmente diversas especies de **Thalassinoides**, **Planolites**, **Teichichnus**, etc.

Se han observado dentro de esta Formación dos tipos diferentes de secuencias cíclicas. La primera de ellas de carácter positivo (estrato y granodecreciente) y de escala métrica (hasta 15 m de espesor máximo observado), comienza en su parte inferior por calizas bioclásticas arenosas a menudo con base erosiva y estratificación cruzada de escala media, que pasan hacia arriba a alternancias de calizas nodulosas y margas con fauna a menudo entera y bioturbación abundante (fig. 22 d).

El segundo tipo de secuencias, de carácter negativo (estrato y granocrecientes), son de tamaño mucho mayor que las anteriores (escala decimétrica) pudiendo constituir a veces, una parte importante del total de la Formación. Comienzan inferiormente por margas y calizas margosas alternantes, fuertemente bioturbadas que pasan primero hacia arriba a calizas margosas en capas delgadas o intermedias, y finalmente a calizas **packstone** y **grainstone**, a menudo oolíticas, algo arenosas, bien clasificadas y con estratificación cruzada interna a escala media o grande (fig. 22 e). Así por ejemplo, los casi 70 m inferiores de las series del E de Allepuz constituyen uno de estos grandes ciclos negativos. Otro de ellos, de unos 45 m de espesor, está situado en la parte superior de la sucesión de Chert en el Barranco del Azotejo.

En otros casos, en cambio, estas secuencias negativas no rebasan el espesor métrico, careciendo además de los términos extremos que no llegan a desarrollarse, o lo hacen de una forma incompleta. Se ha podido constatar finalmente, que algunos de estos ciclos de menor escala, están a veces integrados dentro de otros de orden mayor.

Hacia el O y SO, aproximadamente a la altura de Cedrillas, esta Formación pierde espesor hasta desaparecer de una manera brusca por erosión posterior. Hacia el NO, en cambio, pasa probablemente en parte, a los términos altos de la serie terrígena de Las Parras descrita por los autores holandeses. Existe también una posible correlación hacia el N con los depósitos más superiores de las Calizas de Alacón, ya en la cuenca de Oliete.

El conjunto se depositó dentro de una plataforma carbonatada con barras bioclástico-oolíticas ricas en Orbitolinas que protegían ligeramente una amplia zona interna de **lagoon**, aunque con amplias comunicaciones con el mar abierto.

En algunas áreas probablemente situadas por detrás de las barras o en pequeñas depresiones entre ellas, existen evidencias de algunos esbozos de bioconstrucciones de Rudistas poco desarrolladas que fueron en buena parte destruidas durante momentos de energía alta durante los cuales estos organismos fueron remobilizados e incorporados a otras facies.



De abajo a arriba en la sucesión, existe además una pérdida gradual de terrígenos de grano fino (margas) y un aumento de los carbonatos a sus expensas que va a generar una gran secuencia de somerización que abarca prácticamente toda la Formación. Este gran ciclo negativo se compone a su vez de otros del mismo tipo, pero de escala algo menor que culminan en barras bioclásticas (fig. 22 e).

Existen a su vez otros ciclos de pequeño espesor, carácter positivo y energía decreciente que representan términos de alta energía, en parte de base canalizada a los que se superponen alternancias rítmicas calcáreo margosas que representan probablemente pequeños impulsos transgresivos (fig. 22 d).

#### B) *Fm. Margas de Forcall*

La serie tipo está situada en El Maestrazgo, concretamente en la localidad de Morella la Vella, dentro de la Provincia de Castellón.

Dentro de la cuenca de Mora de Rubielos, la Fm. está bien representada, tanto en espesor como en afloramientos. Entre estos últimos destacan el del W de Miravete, que es el de mayor potencia dentro de la Hoja (unos 180 m), E de Allepuz, en la carretera a Villarroya de los Pinares y Barranco del Azotejo a unos 5 km al NNE de Mora y Villarroya de los Pinares, en la carretera entre esta última localidad y Miravete. Los espesores parecen aumentar de una manera global hacia el N.

El paso vertical desde la Fm. Calizas y margas de Chert subyacentes a ésta, es de carácter gradual y se traduce por un aumento progresivo en la cantidad de margas en intervalos delgados que comienzan a intercalarse con las calizas. Concretamente, en algunos casos, como en la sucesión del E de Allepuz, este tránsito tiene lugar a través de una secuencia positiva.

Por el contrario, su límite superior con la Fm. Calizas de Villarroya de los Pinares parece ser más bien neto, al menos en algunas de las series. No obstante, este último rasgo, probablemente sea tan sólo de carácter circunstancial local, dado que hay algunos tramos de composición y origen similares en ambas formaciones, por lo que el límite entre ellas, es a veces un tanto arbitrario.

La sucesión consta fundamentalmente de alternancias de calizas grises bioclásticas, calizas margosas de aspecto noduloso y margas verdosas, unas y otras bastante bioturbadas, sobre todo las dos últimas. Localmente, aparecen algunos intervalos de hasta varios metros de espesor formados por calizas **packstone** y **grainstone** en capas más gruesas que las habituales y sin interestratos margosos.

La fauna, tanto entera como fragmentada, se compone esencialmente de Moluscos (Gasterópodos, Lamelibranquios, Ammonites), Ostrácodos, Foraminíferos (Lagénidos, Miliólidos, Orbitolínidos, etc.), Equínidos, escamas de peces, Braquiópodos, Algas calcáreas, etc.

Las muestras levigadas contienen: **Palorbitolina lenticularis** (BLUMENB), **Orbitolina** sp., **Choffatella decipiens** (SCHLUMB), abundantes Ostrácodos: **Schuleridea jonesiana** (BOSQ.), **Neocythere mertensi** OERTLI, **Cythereis bartensteini** OERTLI, **Doloccytheridea** aff. **intermedia** (ROEM.), **Cytherella ovata** ROEM, **C. parallela** REUSS, **Paracypris acuta** (CORN.) y Lagénidos:

**Lenticulina** sp., **Planularia** sp., **Cytharina** sp., **Marginulina** sp. Las intercalaciones de biomicritas arcillosas contienen además, **Cuneolina scarcellai** SART y CRESC., **Sabaudiainuta** (HOFKER), **Pseudocyclamina hedbergi** MAYNC, y Algas: **Boueina hochtetteri** TOULA, **Marinella lugeoni** PFEND., **Cylindroporella** sp. La asociación citada define el Bedouliense superior.

Entre la icnofauna aparecen **Thalassinoides** (muy abundantes y de diversos tipos y tamaños) que contribuyen a acentuar el aspecto noduloso de la serie, **Planolites**, **Teichichuus**, etc.

Las estructuras inorgánicas más notables son la estratificación ondulada que confiere un aspecto característico a la Formación, la estratificación cruzada a pequeña y mediana escala, y la laminación paralela.

Dentro de la sucesión se observan a menudo ordenaciones cíclicas, algunas al menos de carácter positivo y escala métrica a decamétrica. Estas comienzan inferiormente por calizas **packstone** y **grainstone** bioclásticas con estratificación cruzada de escala media, a las que siguen en tránsito gradual, primero calizas margosas y luego alternancias margoso-calcáreas de aspecto noduloso y muy bioturbadas (fig. 22 f).

La continuidad lateral de esta Formación, denominada también de margas con Plicátulas, hacia el N y E en las cuencas de Oliete y del Maestrazgo respectivamente, prueba una conexión de ambas con la de Mora de Rubielos durante esta época (Bedouliense inferior final y Bedouliense superior).

No es fácil reconocer aquí la existencia de los tres Miembros identificados en la vecina cuenca del Maestrazgo, aunque se insinúa en algunas series (ej. Villarroya de los Pinares), la presencia de un término central más carbonatado que recuerda en parte a la barra calcárea intermedia de Morella, aunque con menor desarrollo que esta última.

El ambiente de depósito de las Margas de Forcall, representa una plataforma abierta en dirección E y SE y a la que sólo llegan terrígenos de tamaño muy fino (fundamentalmente limo y arcilla), así como términos calcáreos bioclásticos procedentes en su mayor parte de la destrucción de barras situadas en las zonas próximas al borde de cuenca. Esto no impide, sin embargo, el desarrollo local de las mismas en zonas algo más alejadas del litoral y en relación probablemente con pequeños descensos eustáticos que favorecerían simultáneamente la dolo-mitización de las áreas marginales topográficamente más elevadas.

En conjunto, la Formación representa las condiciones marinas más francas y relativamente más profundas de todo el Cretácico inferior en este área, hecho que viene confirmado por la presencia frecuente de fauna estenohalina (*Ammonites*, *Braquiópodos*, etc.).

#### C) *Fm. Calizas de Villarroya de los Pinares. Gargasiense - Clansaysiense*

La serie tipo de esta Formación con caracteres faciales típicamente urgonianos está situada al N de la localidad de Villarroya de los Pinares, en la carretera entre esta última y Miravete, dentro del sector nororiental de la Hoja. CANEROT (1974) la denominó Calizas con Toucasia y Mesorbitolinas.

Otras dos buenas sucesiones situadas también en la cuenca de Mora de Ru-



bielos, son las del E de Allepuz y la de la Masía del Aliagar (entre Alcalá de la Selva y Mora).

El tránsito a la Fm. Margas de Forcall infrayacente, varía de gradual a neto de unas zonas a otras, sin embargo, el límite superior con la Fm. Calizas de Benasal, parece ser siempre de carácter gradual.

La sucesión está formada fundamentalmente por términos carbonatados de tonos grises entre los que aparecen algunos intervalos de calizas margosas y de margas verdosas, las dos últimas bastante bioturbadas. En algunas series (ej. E de Allepuz) se observa un proceso secundario de dolomitización más o menos desarrollado, que confiere a la roca tonalidades beiges u ocres.

Los carbonatos constan de calizas **grainstone** y **packstone** bioclásticas, localmente oolíticas y más o menos recristalizadas, calizas **rudstone** de rudistas y de corales con matriz bioclástica, calizas tipo **framestone** también de corales y rudistas y calizas **wackestone** de aspecto noduloso.

Entre las estructuras internas son frecuentes la estratificación cruzada a mediana y pequeña escala en las calizas bioclásticas y la estratificación ondulada en los términos más margosos.

La fauna, que es muy abundante y variada, consta de Lamelibranquios (principalmente Rudistas y algunos Ostreidos), Gasterópodos, Equínidos, Corales, Foraminíferos bentónicos (Orbitolinidos, Miliólidos, Lituólidos, Ataxophragmidos), Algas calcáreas, Ostrácodos, Serpúlidos, Briozoos, Braquiópodos, etc.

Se han clasificado: **Orbitolina (Mesorbitolina) texana texana** (ROEM.), **Iraqia simplex** HENSON, **Sabaudia minuta** (HOFKER), **Cuneolina scarcellai** SART y CRESC., **Everticyclammina greigi** (HENSON), **Pseudocyclammina hedbergi** MAYNC, **Ataxophragmium** sp., **Barkerina** sp., **Nezzazata simplex** OMARA y Algas muy abundantes: **Salpingoporella dinarica** RAD, **Acicularia elongata** CAR, **Arabicodium elongatus** DRAG., **Permocalculus inopinatus** ELLIOT. En las margas, intercaladas se han clasificado Foraminíferos: **Patellina subcretacea** CUSH. y ALEX, **Valvulammina** sp., **Ataxophragmium** sp., y Ostrácodos: **Cythereis bucklerae** OERTLI, **C. bartensteini** OERTLI, **Neocythere mertensi** OERTLI.

La edad de la asociación citada junto con la microfacies es Gargasiense.

Entre las estructuras orgánicas dominan los Thalassinoides, Planolites y perforaciones de bivalvos, estos últimos sobre sustratos rígidos.

Otro rasgo a destacar en estas series, es la presencia de secuencias de somerización de orden métrico a decamétrico, que comienzan inferiormente por alternancias de calizas y margas de aspecto noduloso a las que siguen por encima calizas bioclástico-oolíticas en unos casos, y en otros, diversos tipos de bioconstrucciones de Rudistas, Corales y Algas. A techo de las secuencias, cuando aparecen completas, aparece a menudo una lámina rubefactada o costra ferruginosa fina a la que suelen acompañar perforaciones de bivalvos (fig. 23 a y b).

La Formación se extiende lateralmente hacia el E por gran parte de la cuenca del Maestrazgo. En dirección N, pasa progresivamente a las Calizas de Oliete, ya dentro de la pequeña cuenca del mismo nombre; entre ambas, existe, no obstante, una zona de umbral sumergido con baja intensidad de sedimentación (Cuna Cerro) en la que se depositan fundamentalmente margas y calizas rojizas. Hacia el NW (área de Portalrubio y Utrillas), la sucesión se carga en terrígenos correspondientes al techo de la Fm. Las Parras descrita por los autores holandeses.

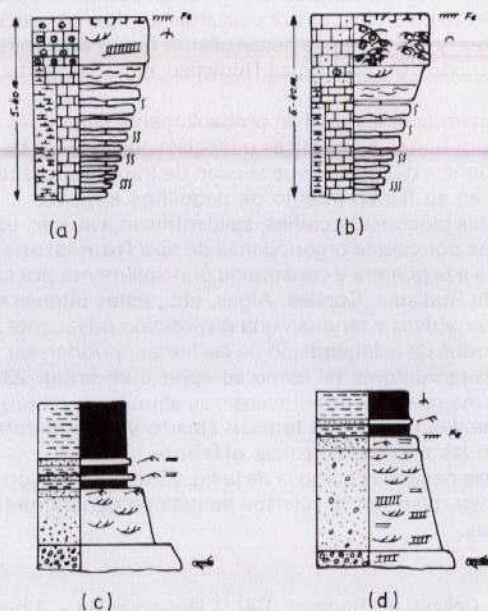


Fig. 23. — Asociaciones de facies del Cretácico inferior. (a) y (b) Fm. Calizas de Villarroya de los Pinares. (c) Fm. Arenas y arcillas de El Collado. (d) Fm. Arenas de Utrillas.



Finalmente, en dirección SE, y ya en el límite de la Hoja (alrededores de Montañeros), se intercalan también materiales siliciclásticos.

Las determinaciones de edad, basadas fundamentalmente en Foraminíferos bentónicos, permiten situar la serie en el Gargasiense y Clansayensiense.

El conjunto debió de depositarse dentro de una plataforma interna carbonatada estable en áreas no afectadas por descargas terrígenas procedentes del continente. Bajo estas condiciones se desarrollaron facies bioconstruidas, a menudo de carácter mixto (Corales-Algas-Rudistas) especialmente durante etapas transgresivas.

Dichas bioconstrucciones estaban probablemente separadas de zonas de plataforma abierta por barras bioclásticas o bioclástico-oolíticas de alta energía sometidas a la influencia del oleaje, que servían de barrera protectora, favoreciendo el desarrollo en su flanco interno de pequeños arrecifes.

Dentro de estas bioconstrucciones, se identifican a su vez, una facies de tipo arrecifal formada por calizas organógenas de tipo **framestone**, y otra de talud arrecifal asociada a la primera y constituida principalmente por calizas **rudstone** de fragmentos de Rudistas, Corales, Algas, etc.; estas últimas serían el resultado de etapas destructivas y tendrían una disposición adyacente a las anteriores.

Durante períodos de estabilización de las barras, podrían ser colonizadas por organismos bioconstructores tal como se aprecia en la fig. 23 b.

Los términos margo-calcáreos rítmicos y su abundante bioturbación representan tránsitos laterales a facies de **lagoon** abierto y de plataforma entre barras o por delante en las mismas en zonas **offshore**.

Las secuencias negativas como la de la fig. 23 a, constituyen ciclos de somerización progresiva, bien por descensos eustáticos generalizados o por migración de las barras.

#### 1.5.1.1.5. Fm. Calizas de Benasal (C4). Clansayensiense - Albiense inferior

La serie tipo de esta Formación, descrita en la cuenca del Maestrazgo por primera vez, está situada un poco al S de Benasal, cerca de la Ermita de San Cristóbal y ya en la Provincia de Castellón.

Dentro de la cuenca de Mora de Rubielos el mejor afloramiento de la Formación, de unos 190 m de espesor, se encuentra inmediatamente al E y S de la localidad de Villarroya de los Pinares. Se pueden obtener también buenas series en los alrededores de Alcalá de la Selva, con una potencia similar a la anterior, 195 m, y en las proximidades de Camarillas, ambas en el cuadrante nororiental de la Hoja.

La sucesión, cuya litología es bastante variable de unos puntos a otros de la cuenca, consta a grandes rasgos de calizas nodulosas más o menos lumaquéllicas de tonos grises y beige, a veces rojizas o glauconíticas, con interestratificaciones de margas verdosas ricas en fauna y de calizas margosas.

A medida que se asciende en la serie se van intercalando progresivamente términos terrígenos, areniscosos e incluso conglomeráticos de tonos rojizos o blancuzcos, así como niveles arcillosos gris oscuros ricos en materia orgánica (lignitosos), hasta pasar gradualmente, ya fuera de la Hoja, y en dirección N y NW a las facies típicas de la Fm. Lignitos de Escucha. El tránsito inferior a las

Calizas de Villarroya de los Pinares, tiene lugar también de una forma muy progresiva.

Las areniscas y microconglomerados, a menudo con fauna y cemento carbonatado, se disponen en canales de base erosiva o en barras con estratificación cruzada a escala media. Son comunes igualmente aquí, la laminación **flaser** y ondulada en alternancias de términos limoso-arcillosos, las estructuras de escape de fluidos, las concrecciones o nódulos carbonatados de distribución irregular en las areniscas, las huellas de pisada de Dinosaurios y las excavaciones orgánicas de tipo *Thalassinoides*, *Skolithos* y *Planolites*.

La fauna es muy abundante, observándose un tránsito gradual de abajo a arriba en la serie, de especies estenohalinas a eurihalinas. Destacan los Lamelibranchios (Ostreidos, Trigonias), Equinidos, Gasterópodos, Ostrácodos, Algas calcáreas, Foraminíferos bentónicos (Orbitolinidos, Miliólidos, Lagénidos, *Ataxophargmidos*), Braquiópodos, Serpúlidos, Briozoos, etc.

Se han clasificado: **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** (ROEMER), **Orbitolina (M) gr. texana**, **Sabaudia minuta** (HOFKER), **Everticyclammina greigi** (HENSON), **Patellina** sp., **Haplophragmium** sp., **Marinella lugeoni** PFEND, **Permocalculus inopinatus** ELLIOT, **Boueina hochtetteri** TOULA, **Neomeris** sp., **Acicularia** sp. La edad está bien definida por la asociación y la posición estratigráfica, como Aptiense superior (Clansayesiense). Aunque no se puede datar el Albiense inferior debe estar representado en los últimos términos.

Hacia el E ya en la cuenca del Maestrazgo, la sucesión disminuye de espesor y su parte inferior pasa en sentido lateral a Facies más carbonatadas con Rudistas similares a las de las Calizas de Villarroya de los Pinares situadas inmediatamente por debajo.

La edad de la Formación es Clansayesiense-Albiense inferior y sobre ella se sitúan discordantemente los terrígenos de la Fm. Utrillas.

Considerada en su conjunto, la sucesión pasa desde términos de plataforma interna carbonatada-margosa (o gran **lagoon** abierto alejada de aportes terrígenos gruesos, en la parte inferior, hasta facies de llanura inter y submareal surcada por canales de marea terrígeno-carbonatados con abundante fauna transportada, en la superior. En esta última, se observan además facies de bahía intertributarios así como cauces fluviales y fluvio-estuarinos rellenos por areniscas blancas sin fauna.

Esta parte superior, que se enriquece progresivamente en materia orgánica, representa en realidad un tránsito gradual a las facies de la Fm. Escucha situadas más al N y NW.

#### 1.5.1.1.6. Areniscas, arcillas y calizas (Cw<sup>1</sup>-C4). Valanginiense-Albiense inferior

Por razones cartográficas se han reunido dentro de esta Unidad las Formaciones descritas en el apartado 1.5.1.1.

#### 1.5.1.1.7. Calizas, arcillas y areniscas (C2-4). Barremiense-Albiense inferior

También por razones cartográficas se han reunido dentro de esta Unidad las Formaciones descritas en los apartados 1.5.1.1.3, 1.5.1.1.4 y 1.5.1.1.5.



### 1.5.1.2. *Surco Ibérico suroccidental*

#### 1.5.1.2.1. Fm. Arenas y arcillas de El Collado. Fm. Calizas de La Huerguina (C1w-C4a). Hauteriviense-Barremiense

##### A) *Fm. Arenas y arcillas de El Collado*

La serie tipo de la Formación se encuentra en los alrededores de la localidad de El Collado, al NE de Aras de Alpuente, un poco por debajo del límite meridional de la Hoja y dentro ya de la Provincia de Valencia.

Su edad, según **MAS et al (1982)**, es Barremiense inferior aunque pudiera incluir además la parte más alta del Hauteriviense.

Se apoya mediante discordancia sobre diferentes términos del Jurásico comprendidos entre el Lias y el Portlandiense, según el área considerada; algo más al S en la Hoja vecina de Liria llega a hacerlo incluso sobre el Triásico en algunos puntos.

Presenta cambios laterales de facies con la Fm. Calizas de La Huerguina que se le superpone en ocasiones.

Geográficamente se extiende por la parte occidental y meridional de la zona objeto de estudio, aunque la escasez y mala calidad de los afloramientos hace difícil el levantamiento de series más o menos completas.

Sus depósitos ocupan un surco alargado y subsidente de orientación aproximada NW-SE, que se continúa hacia el S dentro de la Hoja limítrofe a escala 1:200.000 de Liria.

La Formación se compone a grandes rasgos de algunos niveles (de hasta 5 m de espesor) de conglomerados polimícticos de base erosiva canalizada con clastos silíceos y carbonatados a los que siguen areniscas arcóscas con estratificación cruzada en surco y finalmente limolitas y arcillas rojizas o grises; todo ello, constituye en conjunto varias secuencias positivas características (fig. 23 c) en las que a veces puede faltar el término basal conglomerático. Las areniscas están formadas por granos subredondeados de cuarzo (40-50%), feldespato potásico (20-30%), fragmentos de cuarcitas (0-5%) y cemento de dolomita ferrosa.

Por otra parte, de abajo arriba en las series se observa un decrecimiento generalizado de la granulometría, predominando en la parte inferior los términos areniscosos y en la superior los lutíticos.

Localmente se han encontrado estructuras de acreción lateral en algunos términos areniscosos, que junto con las características arriba indicadas y la amplia dispersión de las paleocorrientes, apunta a un ambiente predominantemente fluvial con cauces, al menos en parte, de alta sinuosidad, surcando una llanura aluvial de bajo gradiente con áreas pantanosas y lacustres locales, e influencia progresiva de marismas costeras, a medida que avanzamos hacia el SE. En sentido opuesto (hacia el N, NW y NE) se aprecia un incremento progresivo de los depósitos de carácter eminentemente continental.

##### B) *Fm. Calizas de La Huerguina*

La serie tipo de esta Formación está situada en los alrededores de la localidad de La Huerguina, unos 3 kms en línea recta al E de Cañete, en la carretera

entre este último punto y Landete, dentro de la Provincia de Cuenca y cerca del ángulo suroccidental de la Hoja. Su espesor es allí del orden de los 110 m habiendo sido estudiada con detalle por **MAS et al (1982)**.

La sucesión, que representa en este sector la base del Cretácico comprende la parte alta del Hauteriviense y el Barremiense, según **VILAS et al (1982)**, y se apoya discordantemente (**MELENDEZ, 1982**) sobre materiales jurásicos del Dogger. En otras áreas de la Hoja, pasa en sentido lateral a la Fm. Arenas y arcillas del Collado o bien se dispone directamente sobre ella con un tránsito gradual.

Dentro de la Formación se distinguen dos Miembros que se diferencian entre sí por caracteres tanto litológicos como ambientales: el inferior con predominio de terrígenos finos y el superior con preponderancia de los carbonatos. El conjunto se dispone fundamentalmente según un surco alargado de dirección NW-SE que abarca las Hojas 1:50.000 de Ademuz, Zafrilla y Cañete, alcanzándose los mayores espesores en las dos últimas.

El Miembro inferior consta de lutitas y limos arcillosos, a menudo calcáreos, de tonos rojizos, pardos y grises en intervalos de hasta 9 m de espesor. Presentan algunas intercalaciones delgadas de hasta 1 metro de grosor de calizas (intrabioesparitas y biomicritas **packstone** a **wackestone** más o menos recrystalizadas y con frecuencia oncolíticas). Hacia la parte más baja, pueden aparecer incluso algunos niveles conglomeráticos de carácter esporádico formados por cantos intraformacionales y/o de caliza jurásica. En la misma base, suele observarse además una banda rojiza de alteración. Entre la fauna, muy poco variada, aunque abundante, destacan las Algas (en especial Caráceas y otras de tipo laminar) y los Ostrácodos.

El Miembro superior está formado por alternancias de calizas, lutitas y margas predominando ampliamente las primeras. Existen algunas intercalaciones locales de areniscas calcáreas amarillentas con estratificación cruzada a pequeña y mediana escala, fragmentos de vegetales, base erosiva y a veces pequeños cantos esporádicos tanto carbonatados como silíceos. Son areniscas con cuarzo (30%), feld.k 20% y cemento de dolomita ferrosa.

Las margas tienen en su mayoría tonalidades gris oscuras, gris verdosas y negras, restos vegetales muy pequeños, Caráceas muy abundantes, Algas filamentosas, Ostrácodos, algunos Lamelibranquios, escamas y dientes de peces y nódulos de pirita.

Las lutitas, de coloración muy variable (grises, rojizas, verdosas o negras), contienen a menudo restos vegetales y rizoconcrecciones locales; pasan gradualmente a las margas adyacentes por enriquecimiento progresivo en carbonato.

Las calizas, en capas de 0,5 a 6 m de espesor, están formadas por biomicritas grises (localmente intrabiomicritas) de tipo **mudstone**, **wackestone** y **packstone**, de aspecto masivo, noduloso o laminado, a veces con cantos negruzcos, nódulos ferruginosos, intraclastos, oncolitos y niveles brechoides de cantos carbonatados, estos últimos predominan en el techo de algunos bancos calcáreos. Localmente aparecen capas calcareníticas con estratificación cruzada a pequeña y mediana escala y base erosiva. También se han encontrado algunas huellas de pisada de Dinosaurios, especialmente en la parte inferior de los estratos carbonatados. Entre la fauna destacan: Caráceas (talos y oogonios), Ostrácodos, Algas filamentosas (por lo general en fragmentos) y Gasterópodos.

Las arcillas contienen abundante oogonios de Caráceas y Ostrácodos, clasi-



ficados: *Atopochara trivolvís triqueta* GRAM., *Atopochara trivolvís trivolvís* GRAMB. (sólo a techo de la Fm.), *Globator trochiliscoides* GAMB., *Embergella* aff. *cruciata* GRAMB. (a techo), *Clavatorites* sp., y *Cypridea rotundata* AND, *Cypridea indigens* AND, *Theriosynoecum* aff. *fittoni* (MANT.), *Darwinula leguminella* sp. (FORBES).

Las Caráceas datan estos sedimentos como Barremiense, los últimos metros pueden pertenecer al Aptiense inferior.

El conjunto, de acuerdo con gran parte de los datos aportados por MELENDEZ (1982) y MAS et al (1982), se interpreta como depositado en amplias llanuras de inundación de carácter fangoso con facies palustres, surcadas esporádicamente por pequeños canales efímeros y aislados, que representan a su vez las zonas de borde de depresiones locales de carácter lacustre muy somero, alimentadas en parte por los tributarios antes citados.

Estas áreas lacustres estarían a su vez conectadas, al menos temporalmente con un ambiente de marismas costeras situadas hacia el SE, como lo demuestra la aparición esporádica (fuera de zona) de fauna marina a salobre procedente de dicha dirección.

El Miembro inferior representaría fundamentalmente la llanura de inundación subaérea (lutitas rojizas) con pequeñas depresiones de agua permanente (lutitas grises y calizas). Los términos canalizados, escasos aquí, incluyen a menudo oncolitos y clastos carbonatados intraformacionales, al no haber en este caso siliclásticos gruesos disponibles.

El Miembro superior, más carbonatado, representa facies alternantes de tipo palustre-lacustre somero-marisma con evidencias esporádicas de emersión: niveles calcáreos brechoides de desecación, arcillas rojizas oxidadas, raíces subaéreas de apreciable desarrollo vertical, etc. Localmente se intercalan algunos tributarios arenosos de influencia predominantemente fluvial.

#### 1.5.1.2.2. Margas, calizas, arcillas y arenas (J4-C4). Oxfordiense- Barremiense

Por razones cartográficas se han reunido dentro de esta Unidad las Formaciones descritas en los apartados 1.4.5, 1.4.6, 1.4.7, 1.4.8 y 1.5.1.2.

#### 1.5.1.3. Fm. Arenas de Utrillas (Cu<sup>5</sup>). Albiense - Cenomaniense inferior

La serie tipo, definida inicialmente por AGUILAR et al (1971), está situada en la vertiente septentrional de la Muela de San Just.

La Formación, de edad Albiense, se extiende por toda la cuenca con una relativa homogeneidad de facies desbordando ampliamente las áreas de sedimentación de las sucesiones cretácicas infrayacentes, apoyándose incluso sobre términos del Jurásico y Triásico.

Existen múltiples afloramientos de la misma dentro del Surco Ibérico Suroccidental, no obstante, el espesor total de la serie sufre ciertas variaciones de unos puntos a otros.

La Formación consta a grandes rasgos de arenas o areniscas feldespáticas blancas (cuarzo 45-60%, feld.k 15-30%, alterado con cemento local de dolomita

ferrosa, óxidos de hierro, calcita y matriz de caolinita), beige o ligeramente amarillentas, de grano fino a muy grueso, e incluso a veces con cantos silíceos dispersos; son además bastante heterométricas y contienen abundante matriz arcillosa blanca de tipo caolinitico. Son frecuentes, asimismo las costras ferruginosas asociadas especialmente a los contactos con otras litologías de grano más fino.

Intercalados con las arenas, aparecen términos lutíticos multicolores con tonalidades grises, rojizas y verdosas predominantes, que contienen a veces huellas de raíces o restos vegetales.

También se encuentran aunque en proporciones relativamente menores, limolitas, limolitas arcillosas, arenas microconglomeráticas y bancos de conglomerados de cantos silíceos de cuarzo y cuarcita.

Las areniscas contienen estratificación cruzada a pequeña y mediana escala, predominando esta última, tanto de tipo planar (tabular y en cuña) como en surco. El espesor y tamaño de grano de los **sets** y de las láminas que los componen, tienden a disminuir en su sentido vertical. Localmente, se aprecia laminación paralela.

La estructura dominante en los conglomerados, es la estratificación cruzada planar, a veces con cantos orientados según las láminas internas, sólo ocasionalmente presentan un aspecto masivo.

El ciclo completo con más frecuencia observado en estas series, es de carácter positivo, aunque puede presentar amalgamaciones en los términos bajos que dificultan a veces su reconocimiento. Habitualmente comienza en su parte inferior por conglomerados (o arenas gruesas) a los que siguen areniscas poco compactadas y finalmente lutitas (fig. 23 d).

Tanto hacia el SE como hacia el techo de la Formación, las areniscas comienzan a presentar cemento carbonatado y algo de fauna, pasando en este caso a pertenecer a unidades litoestratigráficas diferentes a las típicas de Utrillas (ej. Fm. Calizas de Aras de Alpuente, de edad Albiense superior-Cenomaniense inferior). Simultáneamente a este tránsito la orientación de las paleocorrientes se modifica, ampliándose su grado de dispersión de una forma notable a la vez que comienza a aparecer bioturbación y granos de glauconita.

Considerada la Formación en un sentido estricto, y excluyendo por tanto de la misma los términos de tránsito superiores e inferiores, se interpreta como un depósito de llanura aluvial predominantemente arenosa, elaborada por un sistema de distribución de tipo **braided** de baja sinuosidad; ésta podría estar situada, aunque no existe una evidencia cierta, en la parte distal de sistemas de abanicos aluviales de ambientes húmedos.

La presencia local de algunos depósitos con superficies de acreción lateral, prueba la existencia además de canales que tienen ya un grado de sinuosidad más alto.

En dirección SE se aprecia un paso gradual a ambientes de llanura aluvial litoral, no habiéndose observado sin embargo, en ningún punto de la Cuenca comprendida dentro de la Hoja, secuencias típicas de áreas transicionales pertenecientes a sistemas deltaicos.

Inmediatamente por encima del techo de la sucesión, la influencia de ambientes primero costeros (en parte en relación posiblemente con estuarios) y más tarde de plataforma, se pone de manifiesto en sus comienzos por la aparición



de cemento carbonatado, estructuras **flaser**, glauconita, fauna (en parte Ostreidos) y bioturbación debida en su mayoría a la actividad de Crustáceos.

Los granos de glauconita, a veces en grandes concentraciones dentro de intervalos de predominio lutítico representan en su mayoría **pellets** fecales de crustáceos asociados a un período o área de muy baja intensidad de sedimentación, subsiguiente al depósito de las facies Utrillas «sensu stricto».

La composición petrográfica de las areniscas, con porcentajes altos de feldespatos en granos a menudo angulosos, escasez de fragmentos de rocas, abundante matriz caolínítica, etc., indican una procedencia de un área madre formada en buena parte por rocas ígneas ácidas o intermedias ricas en feldespatos (posiblemente graníticas o similares), y situadas en una zona subtropical.

### 1.5.2. Cretácico superior

La bibliografía sobre el Cretácico superior de la zona es muy amplia. Hay autores que han hecho su estudio desde el punto de vista regional, RIBA (1959), MELENDEZ (1971), RAMIREZ DEL POZO *et al* (1972), VIALARD (1973), CANEROT (1974) y MELENDEZ *et al* (1974). Otros trabajos más recientes en los que se tratan aspectos sedimentológicos y paleogeográficos son: CAPOTE *et al* (1982), ALONSO y MAS (1981), FLOQUET y MELENDEZ (1982), MELENDEZ, A, MELENDEZ, F. (1983), MELENDEZ *et al* (1982, 1983). Recientemente se ha realizado una síntesis del Cretácico de España en la que cabe destacar los trabajos de FLOQUET *et al* (1982) para el Sector Central, VILAS *et al* (1982) para la Serranía de Cuenca y CANEROT *et al* (1982) para el Maestrazgo. En estos trabajos se definen formalmente las Formaciones para el Cretácico superior (fig. 24).

Dentro del área de esta Hoja es necesario distinguir tres sectores, diferenciados en cuanto a sus características litológicas. El sector central de la Cordillera Ibérica que está delimitado dentro de la hoja por la fosa del río Alfambra al Este y por la alineación NO-SE que forma el cabalgamiento del Alto Tajo-Valdecabriel hacia el Sur. Ocupa el cuadrante Noroccidental del mapa, y se extiende hacia el N fuera de éste. La Serranía de Cuenca (Cordillera Ibérica Suroccidental) cuyo límite N dentro de la hoja está formado por el cabalgamiento citado del Alto Tajo-Valdecabriel y su prolongación hacia el SE. Ocupa el cuadrante Suroccidental del mapa, y se extiende hacia el S y SE fuera de éste en las provincias de Cuenca-Valencia-Albacete. El sector del Maestrazgo que comprende los afloramientos situados al E del río Alfambra y en esta Hoja ocupa el borde Este, de cada sector, así como sus relaciones y equivalencias.

En la fig. 24 se representan las Formaciones que serán utilizadas en la descripción de este apartado.

#### 1.5.2.1. Dolomías, margas y calizas (C6). Cenomaniense-Turonense

Dentro de esta unidad cartográfica se engloban 8 Formaciones de las cuales las cuatro primeras corresponden al sector de la Serranía de Cuenca, las tres siguientes pertenecen al Sector Central y la última al Maestrazgo (fig. 24).

	SERRANIA DE CUENCA	SECTOR CENTRAL DE LA CORDILLERA IBERICA	MAESTRAZGO	
MAESTRICHIENSE	Fm. Margas, Arcillas y Yesos de Vilalba de la Sierra	Fm. Calizas con cantos negros de la Sierra de la Pica	No presentes	Fm. Calizas de Fortanete
CAMPANIENSE	Fm. Brechas dolomíticas de Cuenca	Fm. Dolomías y Calizas de Sta. Domingo de Silos		Fm. Margas y Calizas de la Cañadilla
SANTONIENSE	Fm. Calizas de Hontoria del Erazo	Fm. Calizas Burgo de Osma		
CONIACIENSE	Fm. Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera		Fm. de los Organos de Mentoro	
TURONIENSE	Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada	Fm. Calizas bioclásticas de Jaraba	Fm. Dolomías del Barranco de los Degollados	
	Fm. Calizas y Margas de Casa Medina	Fm. Calizas nodulosas de Monterde		
CENOMANIENSE	Fm. Dolomías tabeadas de Villa de Ves	Fm. Calizas dolomíticas de Nuevalos	Fm. Calizas y Margas de Mosqueruela	Mb. Superior
	Fm. Dolomías de Alator	Fm. Arenas, Arcillas y Calizas de Santa María de las Hoyas		Mb. Medio
	Fm. Margas de Chera			
VRACONIENSE	Mb. Calizas de la Bicuerca			Mb. Inferior
ALBIENSE	Fm. ARENAS DE UTRILLAS			

Fig. 24.—Relaciones entre las diferentes formaciones utilizadas en este trabajo. Tomado de VILAS et al (1982), FLOQUET et al (1982), CANEROT et al (1982).



#### 1.5.2.1.1. Fm. Margas de Chera

Está formada por margas y arcillas verdes, frecuentemente dolomitizadas, con intercalaciones de niveles finos de dolomías. Los niveles arcillosos son más frecuentes hacia el techo de la unidad y hacia el N. Por el contrario los niveles dolomíticos se sitúan en la zona sur en la base del tramo, y en el resto de las zonas se intercalan en toda la unidad. En los niveles margosos se encuentran lechos con Ostreidos, aunque debido a la intensa dolomitización el aspecto del conjunto es casi azoico.

La síntesis micropaleontológica se realiza con los datos obtenidos en el estudio de las series Zafrilla 1 y Casa Veguillas de Tajo. Destacamos la determinación de los Foraminíferos, Ostrácodos y Caráceas más interesantes: **Feabedllamina alexanderi** CUSHM, **F. magna** ALEX y SMITH, **Charentia cuvillieri** NEUM, **Daxia cenomana** CUV. y SZAK, **Cythereis praetexta** DAM, **C. fourtenensis** DAM, **Platycythereis** aff. **minuta** DAM, **Dolococytheridea bosque-tiana** (JON y HIN), **Cytherella ovata** (ROEM), **Porochara** sp., **Praechara** sp. La asociación citada caracteriza el Cenomaniense inferior.

Petrográficamente se caracterizan: bioesparruditas (lumaquelas de Moluscos) con limo de cuarzo y OxFe, con incipiente e irregular dolomitización, y dolomías porosas en mosaico idiótópico de cristales gruesos que incluyen granos dispersos de cuarzo, con vacuolas de disolución de bioclastos; y areniscas de grano fino constituidas por cuarzo (35%), feld.k alterado (15%) y cemento de dolomita ferrosa en cristales zonados con calcita y OxFe intercristalinos.

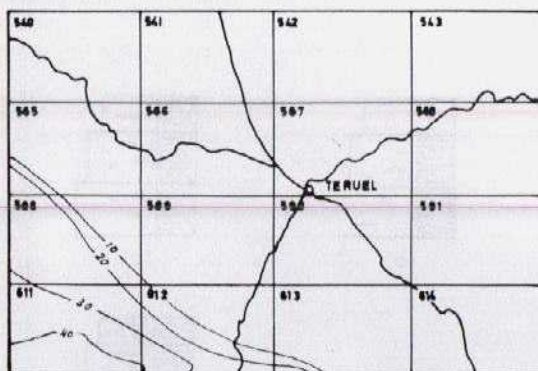
La potencia máxima es de 35 m en la esquina SO de la Hoja, disminuyendo de potencia hacia el N, donde se apoya directamente sobre la Fm. Utrillas y hacia el E (fig. 25 a).

Las estructuras más frecuentes son los **ripples** de oscilación, laminación paralela y laminaciones algales. La bioturbación es de moderada a abundante.

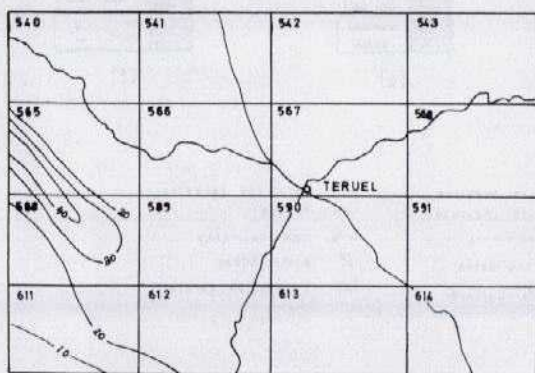
Las distintas asociaciones de facies permiten interpretar esta unidad como depositada en un ambiente de sedimentación tranquilo: plataforma interna carbonatada-lagoon, con áreas de entrada de terrígenos y áreas en las que el predominio de facies de margas caracterizan una llanura fangosa.

#### 1.5.2.1.2. Fm. Dolomías de Alatoz

Esta Formación está constituida por dolomías recristalizadas con intercalaciones de margas dolomíticas. Por lo general se encuentran estratificadas en gruesos bancos y masivas, aunque en ocasiones están bien estratificadas y más raramente con aspecto noduloso. Cuando se reconoce su textura original corresponden a **grainstones**, **packstones** bioclásticos y **wackestones**. Están constituidas por dolomías de grano fino de textura hipidiótópica a xenotópica y microdolomías peletoides y/o con bandeado estromatolítico, con parches de calcita de disolución/relleno de bioclastos, a veces con sombras de Moluscos y Rudistas, vacuolas de calcita y OxFe, y granos detríticos de cuarzo y feld.k. Algunos niveles poco o nada dolomitizados corresponden a biomicritas de Lamelibranchios, Equinodermos y Foraminíferos y a calcarenitas (intrabiomicritas e intrabioparitas) con fragmentos de los fósiles antes citados y Orbitolinas con glauconita y OxFe impregnando los bioclastos.



(a)



(b)

Fig. 25.— Mapas de distribución de espesores de las Fm. Margas de Checa (a) y de la Fm. Dolomías de Alatoz (b).



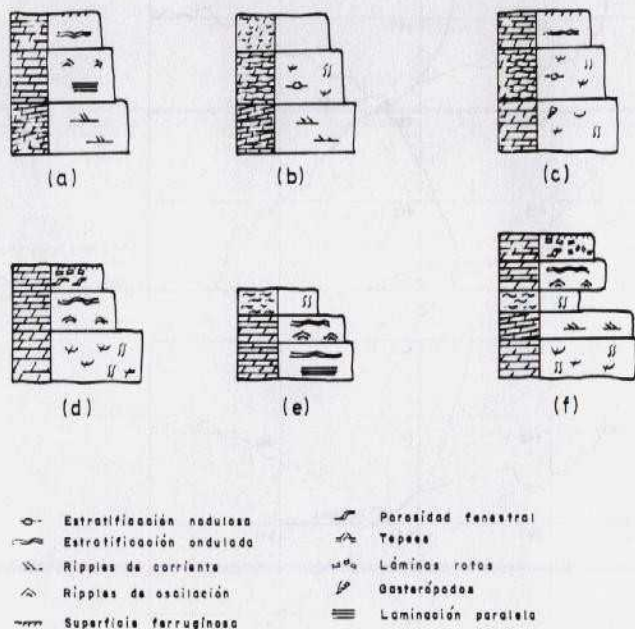


Fig. 26.—Asociaciones de facies del Cretácico superior. (a), (b) y (c) Fm. Dolomías de Alatoz. (d), (e) y (f) Fm. Dolomías tableadas de Villa de Vés.

La síntesis micropaleontológica de esta Formación está constituida por Foraminíferos como: **Biconcava bentori** HAM-S.MARC., **Nezzazata simplex simplex** OMARA, **Pseudocyclammina rugosa** D'ORB, **Daxia cenomana** CUV. y SZAK y Algas como: **Neomeris** cf. **pfenderae** KON y EPIS, **Acicularia** sp. En las margas intercaladas se describen: **Ammobaculites** aff. **laevigatus** LOZ., **Dolocytheridea bosquetiana** (JONES e HINDE).

La asociación define el Cenomaniense medio.

Su área de afloramiento se sitúa en el cuadrante suroccidental (Serranía de Cuenca), donde sus potencias oscilan entre 15 y 40 m, estando su máximo en el NO, y disminuyendo hacia el E y SO (fig. 25 b).

Las estructuras más frecuentes son la estratificación cruzada planar y en surco, laminación paralela y **ripples** de oscilación. La bioturbación es abundante, encontrándose niveles con perforaciones y costras ferruginosas. También se encuentra porosidad móldica por disolución de bioclastos.

La ordenación de las facies (fig. 26 a, b y c), con los términos bioclásticos o bioturbados en la base, seguidas de las facies con estratificación cruzada y laminación con niveles de perforaciones y encostramientos a techo, caracteriza secuencias de somerización de evolución mareal (sub a intermareales), con formación de pequeñas barras litorales en zonas de mayor energía.

#### 1.5.2.1.3. Fm. Dolomías tableadas de Villa de Vés

Se dispone sobre la unidad anterior de forma concordante y en tránsito gradual.

Está constituida por dolomías recristalizadas en bancos gruesos y dolomías cristalinas tableadas en niveles decimétricos, que petrográficamente son iguales a las descritas de la Fm. Alatoz.

En general son dolomías muy cristalinas, en las que no se reconocen fósiles. Esporádicamente se describen: Gasterópodos, Equinodermos, Lamelibranquios, Ostrácodos, Algas y Foraminíferos. Se clasifican en síntesis: **Trochospira avnimelechi** HAM-S.MARC, **Biconcava bentori** HAM-S.MARC, **Cuneolina pavonia** D'ORB, **Neomeris pfenderae** KON y EPIS, **Acicularia** sp. En las margas intercaladas se reconocen dientes de Peces, Ostrácodos y Foraminíferos. Destacamos: **Dolocytheridea** aff. **bosquetiana** (JONES y HINDE).

La edad de la asociación de las dos primeras especies según su autor, es Cenomaniense superior. Edad, que regionalmente se asigna a la Formación.

Su ámbito de afloramiento es la Serranía de Cuenca. En la zona SO alcanza una potencia de 100 m, disminuyendo paulatinamente hacia el N y E (fig. 27 a). Es equivalente a la Fm. Calizas dolomíticas de Nuévalos (del Sector Central), por lo que se han representado conjuntamente en el mapa de isopacas.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son la estratificación cruzada, **ripples**, laminación algal, ocasionalmente estromatolíticas, brechas de cantos planos, **tepees**, niveles de encostramiento y brechas de desecación. La bioturbación es moderada.

La ordenación de facies permite reconocer secuencias del tipo de las representadas en la fig. 26 d, e y f. Se interpretan en conjunto como la evolución secuencial de somerización en una extensa llanura de marea carbonatada.



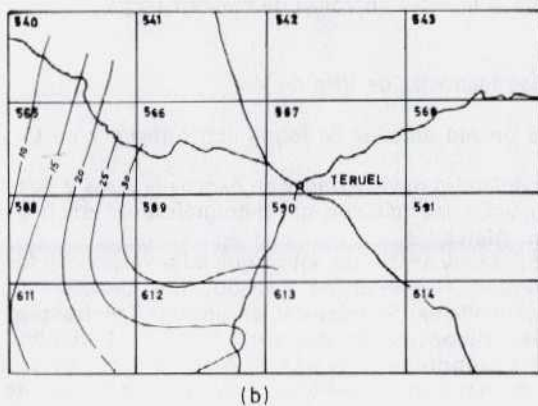
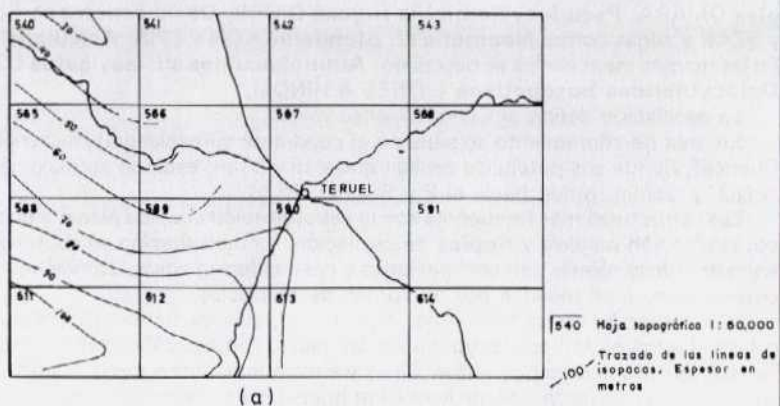


Fig. 27. — Mapa de distribución de espesores de la Fm. Dolomías tableadas de Villa de Vés y Fm. Calizas dolomíticas de Nuévalos (a) y Fm. Margas de Casa Medina y Fm. Calizas nodulosas de Monterde (b).

#### 1.5.2.1.4. Fm. Calizas y margas de Casa Medina

Descansa de forma concordante y brusca sobre la unidad anterior, no observándose señales claras de interrupción sedimentaria entre ambas.

Está constituida por calizas y margas nodulosas. Aumenta hacia el techo tanto el contenido en margas como el aspecto noduloso. Contiene nódulos de pirita y está parcialmente dolomitizada. Son biomicritas arcillosas con fragmentos de Ostreidos, Lamelibranquios, Briozoos y Pythonellas, con microestratificación paralela. Se observan algunos niveles de microdolomías, en que la irregular recristalización marca un bandeado subparalelo.

La Fm. está caracterizada por una asociación de Foraminíferos planctónicos y bentónicos, fragmentos de Rudistas y Equinodermos, restos de Ostrácodos y espículas. Los Foraminíferos planctónicos clasificados son: *Pythonella sphaerica* (KAUFM.), *P. ovalis* (KAUFM.), *Heterohelix* sp., *Hedbergella* sp. Los bentónicos son: *Coxites zubairensis* SMOUT, *Biplanata peneropliformis* HAM. y S. MARC, *Crhysalidina gradata* D'ORB., *Cuneolina pavonia* D'ORB., *Dictyopsella libanica* SAINT-MARC, *Pseudocyclammina* cf. *rugosa* D'ORB., *Pseudoclavulina brayi* COLOM, *Ammobaculites* cf. *lagenales* (ROEM).

La asociación clasificada y la posición estratigráfica, da la edad de Turonien inferior para esta Formación.

Aflora en la Serranía de Cuenca y es equivalente a la Fm. Calizas nodulosas de Monterde (del Sector Central), por lo que se han representado conjuntamente en el mapa de isopacas (ver fig. 27 b). La potencia media de esta unidad es de 20 m experimentando un aumento de potencia hacia el N y el E.

Son escasas las estructuras sedimentarias, localmente presenta estratificaciones cruzadas, así como ordenación granodecreciente. La bioturbación es abundante (fig. 28 a).

Estos materiales se interpretan como depósitos de plataforma abierta con débil entrada de terrígenos finos.

#### 1.5.2.1.5. Fm. Arenas, arcillas y calizas de Sta. María de las Hoyas

Esta Formación corresponde por cambio lateral de facies hacia el Norte a las Fm. Margas de Chera y Fm. Dolomías de Alatoz. (Ver fig. 24).

Es una unidad heterolítica, compuesta por limos, arenas finas, areniscas calcáreas, calizas arenosas, arcillas y margas gris verdosas. Los términos arenosos y arcillosos predominan en la base, mientras que hacia el techo predominan los tramos carbonatados, que son biomicritas y biogravelmicritas con Ostreidos, Algas y Foraminíferos.

La base de la Fm. está compuesta por areniscas calcáreas con restos de Ostreidos, Rudistas, Briozoos, Ostrácodos y Foraminíferos, de los que se clasifican: *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *aperta* (ERMAN), *Orbitolina qatarica* HENSON, *Hensonina lenticularis* HENSON, *Charentia cuvillieri* NEUM., *Buccicrenata subgoodlandensis* (VADERP.), *Nezzazata simplex* OMARA. Sobre las areniscas afloran arcillas verdes, que contienen Foraminíferos: *Charentia cuvillieri* NEUM., Ostrácodos: *Cythereis praetexta* DAM., *C. fourtenensis* DAM., *C.* cf. *cladechensis* (DAM), *Dolocytheridea* sp., *Schuleridea* sp., y Caráceas: *Atopochara multivolis* PECK.



A techo (biomicritas, biointraesparitas) son muy abundantes los restos de Serpúlidos, Briozoos, Gasterópodos, Equinodermos, Lamelibranquios (Ostreidos), Ostrácodos, Algas calcáreas y Foraminíferos (Orbitolinidos, Ataxophragmidos, Lituólidos, etc.) de estos destacamos: **Orbitolina concava** (LMK), **Orbitolina conica** D'ARCH, **Neoiraqia convexa** DANILOVA, **Daxia cenomana** CUV. y SZAK, **Pseudocyclammina rugosa** D'ORB, **Rhapydionina dubia** DE CASTRO, **Pseudedomia viallii** COLALONGO, **Biplanata peneropliformis** HAM y S. MARC, **Biconcava bentori** HAM y S. MARC.

La edad para toda la Formación es Cenomaniense inferior y medio, correspondiendo la base al techo del Albiense (Vraconiense).

Descansa sobre la Fm. Arenas de Utrillas, encontrándose en su base un nivel microconglomerático calcáreo bioturbado. A techo presenta una costra ferruginosa sobre un nivel con restos de Rudistas (Caprinidos).

Se presenta con una potencia máxima (70 m), en la parte sur del Sector, disminuyendo progresivamente hacia el N.

Las figuras sedimentarias más frecuentes son la estratificación cruzada planar y en surco, **ripples**, laminación de algas y superficies de encostramiento. La bioturbación es abundante, así como los niveles con Osteidos.

Las distintas asociaciones de facies (fig. 28 b, c, d, e y f) caracterizan los depósitos de llanura mareal terrígena y mixta que pasa gradualmente a ambientes de plataforma interna carbonatada, con desarrollo de medios sub a intermareales.

#### 1.5.2.1.6. Fm. Calizas dolomíticas de Nuévalos

Equivale lateralmente con pequeños cambios de facies a la Fm. Dolomías tableadas de Villa de Ves.

Está constituida por una sucesión de dolomías y calizas dolomíticas, bien estratificadas, en ocasiones nodulosas y con aspecto brechoide. Las muestras estudiadas petrográficamente, corresponden a intraoosparitas bioclásticas, biopelmicritas de Miliólidos y dolomías idiotópicas con OxFe intercristalinos.

Se han clasificado Foraminíferos bentónicos como: **Prealveolina gr. cretacea** REICH, **Rhapydionina dubia** DE CASTRO, **Biplanata peneropliformis** HAM y S. MARC, **Pseudolituonella reicheli** MARIE, **Ovalveolina ovum** D'ORB, **Dyicyclina schlumbergeri** (NUN-CHALM).

La edad de la asociación citada es Cenomaniense superior.

La potencia media es de unos 50 m disminuyendo progresivamente hacia el Sur. En el mapa de isopacas (fig. 27 a) se ha representado conjuntamente con su equivalente lateral hacia el S (Fm. Dolomías tableadas de Villa de Vés).

Las estructuras son poco abundantes, predominan la laminación paralela y algal, **ripples** y niveles de encostramiento. La bioturbación es moderada.

Se ordenan en secuencias que presentan en la base los términos bioclásticos y/o bioturbados, a los que se superponen los niveles laminados y brechificados. Corresponden a secuencias de somerización con términos subtidales en la base y términos inter y supramareales a techo. En conjunto representan la progradación de una llanura mareal carbonatada.

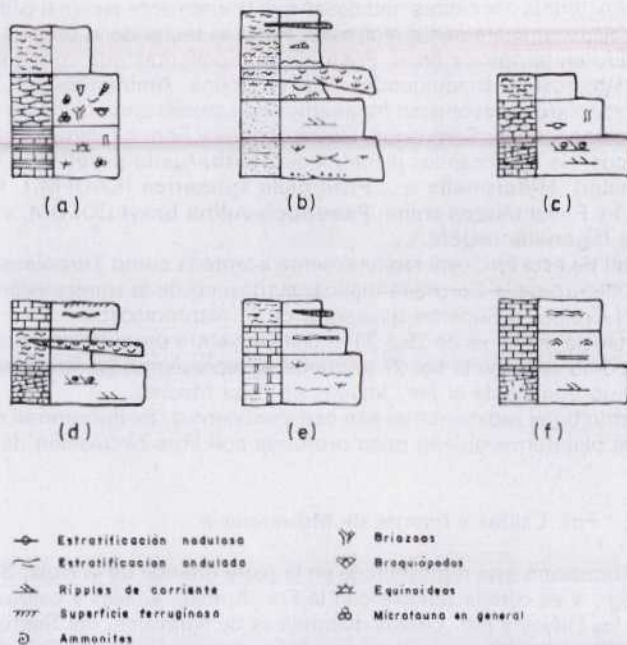


Fig. 28.—Asociaciones de facies del Cretácico superior. (a) Fm. Calizns y margas de Casa Medina. (b), (c), (d) y (f) Fm. Arenas, arcillas y calizas de Sta. María de las Hoyas.



#### 1.5.2.1.7. Fm. Calizas nodulosas de Monterde

Esta Formación equivale lateralmente, por cambio de facies, a la Fm. Calizas y margas de Casa Medina.

Está constituida por calizas nodulosas que lateralmente pasan a calizas dolomíticas tableadas, ligeramente arcillosas. Hacia el techo de la unidad aumenta el contenido en terrígenos finos. Predominan biomicritas que contienen abundantes restos fósiles, Braquiópodos, Gasterópodos, Ammonites, etc.

Al microscopio se reconocen fragmentos de Lamelibranquios (Ostreidos, Rudistas), Equinodermos, Serpúlidos, Gasterópodos y Foraminíferos bentónicos y planctónicos. Se clasifican los planctónicos: **Hedbergella paradubia** (SIGAL), (parte inferior), **Heterohelix** sp., **Pithonella sphaerica** (KAUFM.), **P. ovalis** (KAUFM.) y F. bentónicos como: **Pseudoclavulina brayi** COLOM, y **Ammonoaculites lagenalis** (ROEM.).

La edad de esta Fm. está regionalmente aceptada como Turoniense inferior y supone dentro de la Cordillera Ibérica, el máximo de la transgresión del mar durante el Cretácico Superior (presencia de F. planctónicos).

La potencia media es de 25 a 30 m disminuyendo progresivamente hacia el NO y O, como se ve en la fig. 27 a, donde se representan las isopacas de esta unidad junto con las de la Fm. Margas de Casa Medina.

Las estructuras sedimentarias son casi inexistentes. Se interpretan como depósitos de plataforma abierta poco profunda con libre circulación de agua.

#### 1.5.2.1.8. Fm. Calizas y margas de Mosqueruela.

Esta Formación está representada en la parte oriental de la Hoja, Sector del Maestrazgo, y es correlacionable con la Fm. Arenas, arcillas y calizas de Sta. María de las Hoyas y Fm. Calizas dolomíticas de Nuévalos, del Sector Central de la Cordillera Ibérica.

Presenta una notable variación de espesor de S a N. En la zona Sur alcanza los 415 m mientras que en el borde norte solamente tiene una potencia de 215 m. También en este sentido se produce un paulatino cambio de facies. Esta Unidad se subdivide en tres miembros (CANEROT *et al*, 1982), que presentan características litológicas y ambientales diferenciadas.

**MIEMBRO INFERIOR:** Descansa sobre la Fm. Arenas de Utrillas en tránsito gradual. Presenta una litología variada, constituida por margas, arenas finas y calizas arenosas, en ocasiones nodulosas.

Presentan estratificación cruzada de gran escala, y bioturbación moderada.

Las areniscas son de grano medio, con granos subangulosos de cuarzo (40%), feldk. alterado (15%), Orbitolinas. Texturas de microestratificación paralela. El cemento está formado por agregados de cristales gruesos de siderita en paso a limonita (podrían ser fósiles rodados y epigenizados) y calcita poikilotópica intergranular. Como accesorios, moscovita, circón y turmalina.

Entre las calizas se caracterizan biomicritas con fragmentos tamaño rudita de Orbitolinas, Equinodermos, Moluscos, Briozoos y Algas, en forma de gravels micríticos, que, a veces, contienen hasta el 20% de Feld.k y abundante glauconita. También niveles de intraoosparitas y bioesparitas con granos de cuarzo de-

trítico (0-10%) en que los clastos, tamaño rudita, corresponden a fragmentos rodados de los mismos fósiles contenidos en las biomicritas, a veces oolitizados o revestidos. En casi todas las muestras hay orientación paralela de los clastos así como granos de glauconita. El cemento es de esparita en mosaico heterogranular.

En el miembro inferior son abundantes los fragmentos de: Moluscos (Ostreidos), Equinodermos, Briozoos, Serpúlidos, Ostrácodos, Algas calcáreas y Foraminíferos bentónicos (Orbitolinidos, Lituolidos, Ataxaphragmidos, Miliólidos). Se han clasificado: **Orbitolina (Mesorbitolina) texana aperta** (ERMAN), **Orbitolina durandegai** (SCHR.), **Neorbitolinopsis conulus** (DOUVILLE), **Orbitolina gr. convava LMK**, **Neoragia cuvillieri** MOULL, **Hensonina lenticularis HENSON**, **Charentia cuvillieri** NEUM. y otros muchos Foraminíferos. Entre las Algas destacamos: **Acicularia elongata** CAR, **Boueina hochtetteri** TOLA, **Neomeris pfenderae** (K. y E.), **Heteroporella sp.**, **Arabicodium sp.**

En las margas levigadas se han clasificado: **Dordoniella strangulata** APOST, **Cytherelloidea stricta** (JONES Y HINDE).

La edad es Albiense superior (Vraconiense) por la asociación de fósiles citada.

Las asociaciones de facies (fig. 29 a y b) permiten interpretar los depósitos, como producidos en una llanura de mareas mixtas, con desarrollo de barras arenosas que evoluciona a plataforma carbonatada con **shoals** calcareníticos y oolíticos.

**MIEMBRO MEDIO:** Se dispone sobre el miembro anterior en sucesión normal y viene caracterizado su comienzo por la desaparición de términos arenosos. Presenta una gran variación litológica, estando constituida por margas (a veces con ostreas), calizas bioclásticas (**wackstones**, **packstones** y **grainstones**), calizas oolíticas y ocasionalmente niveles bioconstruidos con Rudistas.

Microscópicamente los **grainstones** corresponden a intraoosparitas, intra-bioesparitas, bioesparitas e intrabioesparitas, formadas, además de por oolitos con núcleo bioclástico o de cuarzo, de fragmentos más o menos intraclastados, rodeados, revestidos y oolitizados de Orbitolinas, Briozoos, Moluscos, Equinodermos y Foraminíferos, que, en algunos niveles son de tamaño rudita. Esporádicamente contienen hasta el 10% de granos de cuarzo y Feld.k, terrígenos, y es frecuente la glauconita como mineral accesorio, así como la orientación paralela de los clastos. El cemento es de esparita en mosaico heterogranular. A veces se aprecian crecimientos autigénicos de los Feld.k.

Los niveles de **packstones** son intraoobiomicritas e intrabiomicritas formadas por fragmentos de Moluscos, Briozoos, Ostreidos y Orbitolinas como bioclastos, intraclastos e incluso núcleo de oolitos. También se observan intraclastos micríticos como gravels simples o complejos. Además de la matriz micrítica, que suele estar parcialmente recrystalizada a calcita gruesa, puede haber una pequeña proporción de cemento de esparita. Algún nivel está muy recrystalizado y ferruginizado.

Los **wackstones** son biomicritas y biomicruditas con Rudistas en matriz de recrystalización fina, con gravels orgánicos ferruginosos.

En el miembro medio, las muestras estudiadas son bioesparruditas, biomicritas con abundantes restos de Ostreidos, Equinidos, Briozoos, Ostrácodos, Serpúlidos y Foraminíferos bentónicos (Miliólidos, Ataxiphragmidos, Orbitolinidos, Lituólidos). Se han clasificado: **Orbitolina gr. concava** LMK O. aff. *conica*



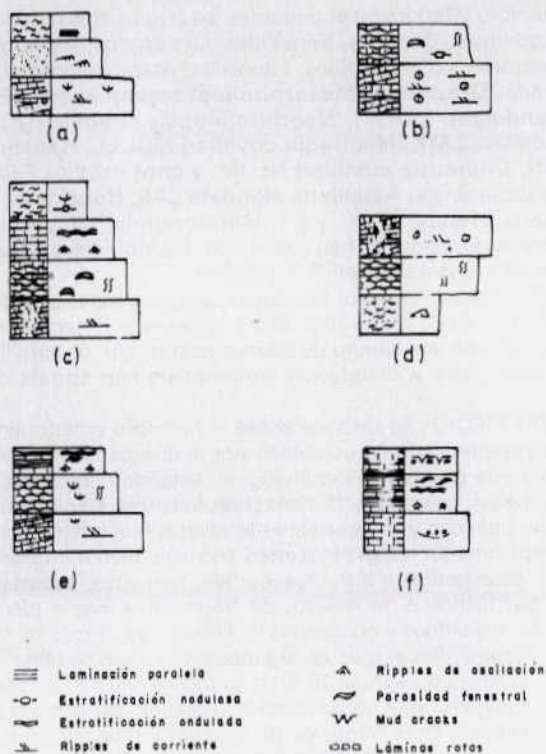


Fig. 29.—Asociaciones de facies de la Fm. Calizas y margas de Mosqueruela. (a) y (b) Miembro inferior. (c) y (d) Miembro medio. (e) y (f) Miembro superior.

D'ARCH, *Paracoskinolina* aff. *casterasi* BILLOTTE, *Biconcava bentori* HAM y S. MARC, *Crhysalidina gradata* (D'ORB.), *Hemicyclammina sigali* (MAYNC), *Daxia cenomana* CUV-SZAK, *Ovalveolina* sp, *Nezzazata simplex* OMARA, *Pseudocyclammina rugosa* (D'ORB.). Entre las Algas: *Salpingoporella dinarica* RAD. La asociación citada define el Cenomaniense inferior y medio.

Las estructuras sedimentarias son muy variadas. Estratificaciones cruzadas, laminación de **ripples** y de algas, estratificación lenticular y superficies ferruginosas encostradas, se encuentran entre las más frecuentes, a la vez que presentan una bioturbación abundante.

Este conjunto delimita una plataforma interna no protegida que hacia el Norte comprende zonas de alta energía con desarrollo de barras calcareníticas, y hacia el Sur formaría una llanura mareal mixta terrígeno-carbonatada con áreas submareales, en las que se desarrollarían **patches** de Rudistas y zonas de alta energía con formación de **shoals** calcareníticos y oolíticos. En la Fig. 29 c y d, se han representado las asociaciones de facies más representativas de esta unidad.

**MIEMBRO SUPERIOR:** Se dispone sobre el miembro anterior de forma normal, iniciándose con un tramo margoso con abundantes Ostreidos. El resto de la unidad está constituida por margas y margocalizas con Ostreidos, calizas nodulosas y calizas arenosas fuertemente bioturbadas.

Predominan las biomicritas, biomicruditas y biopelmicritas formadas por fragmentos de Equinodermos y Ostrácodos, Foraminíferos y Miliólidos en la parte superior y biomicritas (Orbitolinas, Equinodermos Moluscos) algo menores (10% de cuarzo) con glauconita, que suelen presentar microestratificación paralela y matriz desigualmente recristalizada hacia la parte inferior. En ésta, hay intercalaciones de intrabimicritas constituidas por bioclastos más o menos rodados de Moluscos, Equinodermos, Orbitolinas y Miliólidos, con gravels micríticos. Los presentan orientación paralela y, en algún caso, son de tamaño rudita.

El miembro superior contiene abundantes restos de Corales, Ostreidos, Gasterópodos, Lamelibranquios, Ostrácodos, Equinodermos y Foraminíferos bentónicos, los que clasificamos: *Praealveolina* gr. *cretacea* (D'ARCH), *P. tenuis* REICHEL, *P. iberica* REICHEL, *Biplanata peneropliformis* HAM-S. MARC, *Trochospira avnimelechi* HAM-S. MARC, *Dicyclina schlumbergeri* MUN-CHALM, *Hemicyclammina sigali* (MAYNC), *Pseudedomia drorimensis* REISS-HAM-ECKER, *Pseudedomia viallii* (COLAL), *Nummofallotia apula* LUP-SINN, *Pseudocyclammina rugosa* (D'ORB).

Esta asociación define el Cenomaniense superior.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son estratificación cruzada, **ripples**, laminación paralela y laminación de algas, grietas de desecación niveles de cantos negros y huellas de raíces.

Las asociaciones de facies más frecuentes en esta unidad están representadas en la fig. 29 e y f.

Corresponde en conjunto a una plataforma interna carbonatada con claro predominio de los términos inter y supramareales, siendo estos últimos más patentes a techo de la unidad.



### 1.5.2.2. Arenas, arcillas, calizas y dolomías (C5-C6). Albiense-Turonense

Por razones cartográficas se han reunido dentro de esta unidad las formaciones descritas en los apartados 1.5.1.10 y 1.5.2.1.

### 1.5.2.3. Dolomías y calizas (C7). Turonense- Coniaciense basal

Dentro de esta unidad cartográfica se engloban 3 Formaciones que corresponden cada una de ellas a los sectores de la Serranía de Cuenca, Sector Central y Maestrazgo. Entre ellas hay una correspondencia por cambio lateral de facies.

#### 1.5.2.3.1. Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada

Esta unidad es característica de la Serranía de Cuenca en donde forma un resalte morfológico.

Está constituida por dolomías recrystalizadas masivas en las que se reconocen fantasmas de Rudistas a veces en importantes núcleos de crecimientos. También se observan dolomías que originalmente eran calcarenitas bioclásticas.

A techo de la unidad se encuentran por lo general unos metros de dolomías margosas laminadas sobre las que se desarrolla un nivel ferruginoso importante.

Al microscopio se observan dolomías de grano fino y medio, de textura hipidiotópica a xenotópica, con parches irregulares de calcita en relación con fósiles (Equinodermos, Rudistas, Ostrácodos). También dolomías idiotópicas en cristales gruesos con calcita intercrystalina y biomicritas (20-30% de fósiles) de Equinodermos, Moluscos y Foraminíferos, arcillosas irregularmente dolomitizadas según bandas paralelas más o menos difusas. Pseudopelesparita microbandeada, correspondiendo a texturas de dedolomitización, con sombras de Moluscos o Rudistas y silicificaciones de cuarzo.

Del estudio micropaleontológico se han reconocido Rudistas en abundantes muestras. Sólo a techo de la Fm. y en la serie Peña del Fraile I (tramo 5) se tienen 10 m. de calizas nodulosas, dolomitizadas parcialmente, en las que se han reconocido abundantes Foraminíferos- planctónicos y bentónicos. Destacamos: *Pithonella sphaerica* (KAUFM.), *P. ovalis* (KAUFM.) *Heteroheliz*, *Hedbergella*, *Pseudocyclamina* aff. *brayi* COLOM, *Ammobaculites* eff. *lagenalis* (ROEM.). La asociación citada es típica del Turonense y probablemente de niveles no muy altos dentro de este piso.

La potencia de esta unidad es del orden de los 50 m. aumentando progresivamente hacia el NE donde pasa por cambio lateral de facies a la Fm. Calizas bioclásticas de Jaraba. Se han representado ambas formaciones en el mapa de isopacas de la fig. 30.

No son abundantes las estructuras sedimentarias tanto por la intensa dolomitización como por la bioturbación que han podido borrar las figuras preexistentes. En ocasiones se observan estratificaciones cruzadas de gran escala.

La asociación de facies más corriente está representada en la fig. 31 a.

Estos materiales corresponden a la sedimentación en una plataforma carbonatada en la que se desarrollarían **patches** arrecifales de Rudistas, así como barras calcareníticas que formarían una barrera discontinua. Las facies del techo

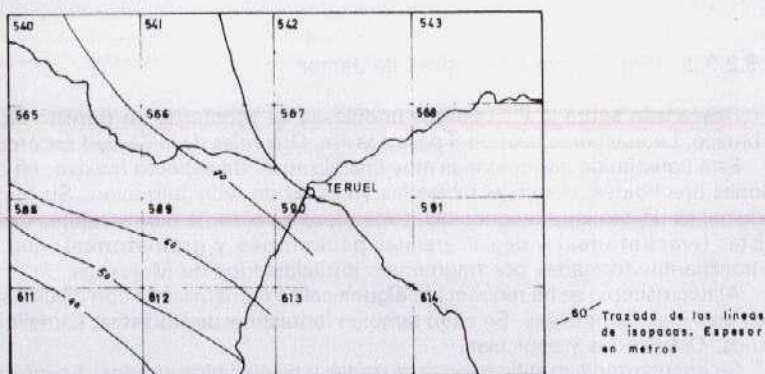


Fig.30. — Mapa de distribución de espesores de la Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada y de la Fm. Calizas bioclásticas de Jaraba.

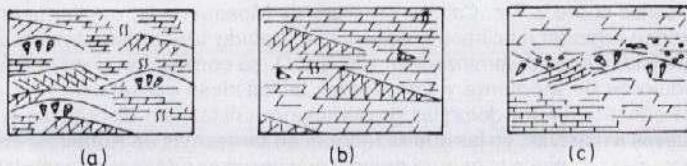


Fig. 31. — Asociaciones de facies del Cretácico superior: (a) Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada. (b) Fm. Calizas bioclásticas de Jaraba. (c) Fm. Dolomías del Bco. de los Degollados.



de la unidad representan ambientes más tranquilos, aunque la presencia de Foraminíferos planctónicos indicarían una libre circulación con las zonas externas.

#### 1.5.2.3.2. Fm. Calizas bioclásticas de Jaraba

Descansan sobre la Fm. Calizas nodulosas de Monterde en tránsito rápido y brusco. Lateralmente hacia el S pasa a la Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada.

Está constituida por dolomías muy cristalizadas, de aspecto masivo, en ocasiones brechoides, dolomías tableadas y calizas de recristalización. Su textura original es difícilmente reconocible, tratándose a veces de biomicritas de Rudistas (**wackstones**) o de calcarenitas **packstones y grainstones**), que son intraesparitas formadas por fragmentos intraclastados de Moluscos.

Al microscopio se ha reconocido alguna caliza recristalizada con calcificaciones de Algas Cianofíceas. Se citan también fantasmas de Rudistas, Lamelibranchios, Ostrácodos y espículas.

Se encuentran estratificaciones cruzadas y niveles bioturbados. Se interpreta como depósitos de plataforma interna carbonatada con **patches** arrecifales de pequeña entidad, barras litorales y áreas tranquilas. La asociación de facies más representativa de esta unidad se encuentra en la fig. 31b.

La edad se da por posición estratigráfica como Turoniense superior.

#### 1.5.2.3.3. Fm. Dolomías del Barranco de los Degollados.

Descansa sobre la Fm. Calizas y margas de Mosqueruela, mediante una discontinuidad regional difícilmente observable, debido fundamentalmente al grado e intensidad de la dolomitización. Hacia el O. se correlaciona con la Fm. Calizas nodulosas de Monterde y Fm. Calizas bioclásticas de Jaraba.

Está constituida por dolomías groseramente cristalinas, dispuestas en bancos gruesos a masivos, en las que se reconocen fantasmas de Rudistas. En algunos tramos se reconoce la textura original que correspondería a calcarenitas bioclásticas (**grainstones**). **En la zona sur en la base de la unidad se encuentran niveles de calizas y calizas bioclásticas dolomitizadas de aspecto tableado y noduloso.**

**Las muestras estudiadas al microscopio son básicamente calizas dolomíticas y no se reconocen fósiles. Sólo en la base de la serie de Fortanete, de Alcalá de la Selva, existen biomicritas con esparitas (dismicrita bioturbada), con restos de: Ostrácodos y Foraminíferos: Miliolidos, Discorbidos, Ataxophragmidos, se clasifican: Gavelinella sp., Ataxophragmium sp., Nezzazata sp., Cuneolina sp.**

En ausencia de referencias paleontológicas precisas y seguras, pero en razón de su posición estratigráfica, es por lo que hemos relacionado con el Turoniense la formación calcáreo-dolomítica que constituye el importante escarpe que separa el Cenomaniense del Senoniense.

La potencia en la zona Norte es de 45 m aumentando progresivamente hacia el S. donde alcanza 85 m.

Las facies identificables son dolomías masivas con Rudistas, dolomías tablea-

das con laminación algal, dolomías con estratificación **hummocky** y brechas (fig. 31 c).

El conjunto se interpreta como una plataforma inicialmente abierta que progresivamente va quedando protegida mediante barras calcareníticas y núcleos arrecifales de Rudistas. Hacia el techo hay señales de somerización.

#### 1.5.2.4. *Dolomías, calizas, margas (C6-7). Cenomaniense-Coniaciense basal.*

En este apartado se incluyen las unidades descritas en los apartados 1.5.2.1. y 1.5.2.3., que por razones del tamaño del afloramiento no ha permitido su separación en la cartografía.

#### 1.5.2.5. *Brechas, calizas y arcillas (8). Coniaciense-Maestrichtiense.*

Esta unidad cartográfica engloba, dentro de la Hoja que nos ocupa, seis Formaciones distintas (ver fig. 24).

De ellas, las dos primeras son comunes a los sectores de Serranía de Cuenca y Sector Central. Las dos siguientes corresponden a la Serranía de Cuenca y las dos últimas al Sector del Maestrazgo.

##### 1.5.2.5.1. Fm. Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera

Descansa sobre una discontinuidad regional que abarca parte del Turonien- se y parte del Coniaciense.

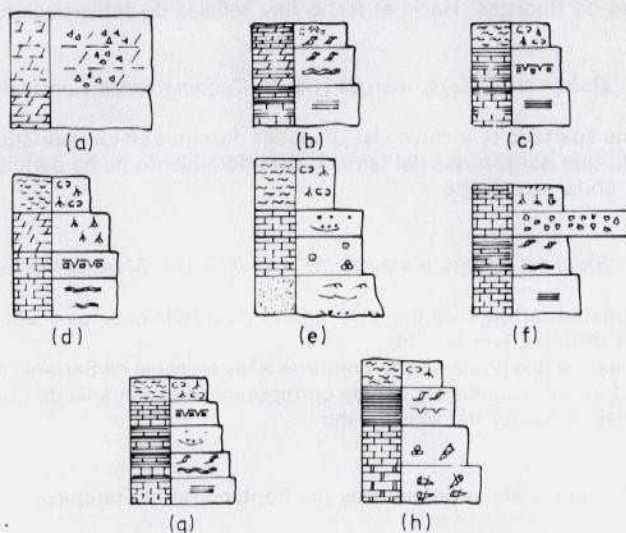
Fue definida para el sector Central de la Cordillera Ibérica aunque se puede considerar que se extiende, al menos en parte, a la Serranía de Cuenca.

Está constituida por una sucesión de dolomías estratificadas y brechas dolomíticas masivas. Al Sur de Teruel, aflora parcialmente presentando micritas y biomicritas con niveles margosos en la base y brechas dolomíticas (con cantos de dolomías finas y calizas de dedolomitización) a techo.

En la esquina SO de la Hoja (Cañete y Ademuz) esta unidad es difícilmente separable de los tramos superiores debido a la intensa brechificación. La potencia en la zona N es del orden de los 100 m. disminuyendo progresivamente hacia el Sur.

En algunos casos, cuando la recristalización no es muy intensa (son calizas de recristalización gruesa, con sombras de Moluscos, con silicificaciones en forma de cuarzos idiomorfos), se reconoce la textura original, tratándose de micritas laminadas (posiblemente lacustres, con Ostrácodos y Algas) y ocasionalmente calcarenitas con estratificación cruzada. Hacia el techo de la unidad se observan dolomías finamente cristalinas con laminación de algas y **ripples**. También se reconoce en ocasiones porosidad fenestral, niveles de encostramiento, texturas en malla con pseudomorfos de anhidrita y brechas de colapso (fig. 32a,b y c). Se interpretan como depósitos de plataforma restringida a **sebkha** costera, en donde se formarían los depósitos salinos que por posterior lavado darían lugar a las brechas de colapso.





	Laminación paralela		Laminas rotas
	Estratificación ondulada		Gasterópodos
	Superficie ferruginosa		Mudcracks
	Porosidad fenestral		Microfósiles en general
	Tapas		Perforaciones

Fig. 32. — Asociaciones de facies del Cretácico superior. (a), (b) y (c) Fm. Calizas dolomíticas del Pantano de la Tanquera, (d) y (e) Fm. Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra. (f) y (g) Fm. Calizas de los Organos de Montoro. (h) Fm. Margas y calizas de la Cañadilla.

Se citan restos de: Gasterópodos, Ostrácodos, Caráceas y Foraminíferos (Rotalidos, Ophthalimididos) y actividad de Algas Cianofíceas que forman laminaciones y gravels (a techo). Clasificándose. «*Rotalina*» *cayeuxi*, *Rotorbinella scarsellai* **TORRE**, *Ophthalmidium*. En las margas se ha reconocido *Porochara* sp.

Los fósiles carecen de valor cronoestratigráfico, pero por consideraciones regionales debe incluirse la unidad en el Coniaciense-Santonense.

#### 1.5.2.5.2. Fm. Calizas de Hontoria del Pinar.

Se apoya sobre la unidad anterior de forma concordante. Esta formación ha sido definida en el Sector Central teniendo su mayor desarrollo en áreas situadas al N de esta Hoja, pero se extiende hacia el Sur, hacia la Serranía de Cuenca, en donde pasa a ser equivalente a la parte superior de la Fm. Calizas y brechas de Sierra de Utiel (ALONSO et al, 1983).

Está constituida por dolomías recristalizadas, a veces brechoides, con restos de rudistas en la base y calcarenitas, biocalcarenitas (**grainstones**) y margas dolomíticas a techo. La potencia del tramo en la esquina SO es de 15 m.

Petrográficamente se caracterizan micritas, biomicritas y biogravelmicritas de Miliólidos, Moluscos, Equinodermos y Ostrácodos (hasta el 30% de fósiles) con gravels micríticos poco diferenciados y con abundantes señales de recristalización, generalmente fina, aunque hay niveles en que los fósiles recristalizan en calcita gruesa de disolución/relleno.

La parte superior («Calizas de Miliólidos») contiene abundantes restos de Gasterópodos, Lamelibranquios, abundantes Rudistas y abundantísimos Foraminíferos (Miliólidos en especial), Ataxophragmidos y algún Lituólido. Se han clasificado: *Idalina antiqua* D'ORB, *Periloculina* sp., *Peneroplis giganteus* GENDROT, *Moncharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Vidalina hispanica* SCHLUMB, *Cuneolina pavonia* D'ORB, *Nummofallotia apula* LUP-SINNI, *Pseudocyclammina sphaeroidea* GENDROT y algas calcáreas como: *Acicularia* sp.

Existen intercalaciones (parte inferior) de micritas y biomicritas con laminaciones de Algas Cianofíceas, restos de Caráceas y algunos Foraminíferos de habitat «restringido» como son los F. rotaliformes que se clasifican a continuación: *of Stensioina surrentina* **TORRE**, *Conorbina marginata* BROT, más raramente se encuentra *Nummofallotia apula* LUPSINNI.

La asociación micropaleontológica citada caracteriza el Santonense.

Las estructuras más frecuentes son estratificación cruzada y localmente niveles de estromatolitos de algas laminares.

Se interpreta esta unidad como depósitos de alta energía correspondiéndose con barras calcánicas dentro de una plataforma carbonatada poco profunda.

#### 1.5.2.5.3. Fm. Brechas dolomíticas de Cuenca.

Está representada únicamente en la Serranía de Cuenca donde se apoya sobre la unidad anterior siendo el contacto concordante con tránsito gradual rápido.



Su base no es reconocible en todas las zonas debido a que está fectada, como el techo de la unidad anterior, por una intensa brechificación.

Está constituida por una potente sucesión de brechas dolomíticas muy recrystalizadas, de aspecto masivo. Localmente se encuentran dolomías y calizas recrystalizada. En las bredeas de cantos calizos y dolomíticos muy recrystalizados, se reconocen cantos angulosos de micritas con Ostrácodos y Foraminíferos. Hay cuarzo de neoformación. Las calizas de recrystalización son de grano grueso o heterocrystalinas, con zonas de cristales de dolomita y otros son reliquias micriticas con «sombras» de aloquímicos y fósiles no identificables. En otros niveles estas calizas conservan la textura idiotópica del mosaico de cristales de dolomita micritizados en su interior y esparitizados en sus bordes.

En los niveles de calizas (biomicritas) son frecuentes las Rudistas, Ostrácodos, Gasterópodos, Algas Cianofíceas (gravels) y Caráceas, Foraminíferos como: *Moncharmontia apenninica* DE CASTRO, *Idalina antiqua* D'Orb, *Periloculina* sp., *Nummofallotia apula* LUP-SINNI, *Broeckinella* aff. *neumanae* GENDROT, *Aeolissacus kotori* RAD., *Vidalina hispania* SCHL., *Stensioina surrentina* TORRE, *Conorbina?* *marginata* BROT.

La edad Santiense-Campaniense queda definida por la microfacies y la situación estratigráfica entre las unidades infra y suprayacentes.

Como consecuencia de encontrarse la parte alta de la serie cretácica muy erosionada se hace difícil la reconstrucción de un mapa de isopacas. Donde se encuentran más completa alcanza los 100 de espesor, disminuyendo de potencia hacia el S. y E. Hacia el Sur pasa por cambio lateral de facies a la parte inferior de la Fm. Calizas de Perenchiza (ALONSO et al 1983).

Se reconocen en algunas zonas (Tragacete) estratificaciones cruzadas, aunque la estructura que se presenta con mayor abundancia son los moldes de cristales de evaporitas.

Estos depósitos se atribuyen a medios hipersalinos, *sebkha* supramareales subsidentes, que por lavado de agua dulce provocan la disolución de las sales y producen la brechificación observable en campo.

#### 1.5.2.5.4. Fm. Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra.

Esta Formación presenta grandes dificultades para su estudio, debido a la falta de afloramientos, estando, en gran parte de la hoja, total o parcialmente erosionada.

En la zona del Valle de Cabriel está formada por dolomías recrystalizadas y margas nodulosas, con intercalaciones arenosas o microconglomeráticas que incluyen niveles de calizas con cantos negros y Caráceas, (Intraoobiopelaresparitas con Miliólidos, Moluscos, gravels y peletoides de tendencia y bioturbación algácea). Más al N, en la zona de Tragacete, está formada por una sucesión de margas y arcillas rojas, grises y verdes con intercalaciones arenosas y ocasionales niveles de calizas.

Las arcillas calcáreas grises y verdes contienen abundantes caráceas y algunos Ostrácodos: *Amblyochara begudiana* GRAMB, *Saportanella maslovi* GRAM, *Strobilochara viallardi* GRAMB, *S. truncata* GRAMB, *Platychara* cf. *cristata* GRAMB, *Platychara* cf. *caudata* GRAMB, *Platychara* cf. *turbinata* GRAMB y GUT. y *Neocyprideis murciensis* FOURC. y DAM.

Las intercalaciones de micritas y biomicritas han proporcionado Foraminíferos bentónicos como: **Ophthalmidium**, **Gavelinellas** (**Rotorbinella?**), **Glomospira**, **Montcharmontia apenninica** (DE CASTRO), **Textularia**, Caráceas, Ostrácodos y Moluscos. Tanto las Caráceas clasificadas como la microfacies, indican una edad Cretácico terminal, (Maastrichtiense), sin que pueda descartarse la posibilidad de que esté representado el Campaniense superior.

La potencia en la zona de estudio es del orden de 30 m, pero donde encuentra su mayor desarrollo es en el borde occidental de la Serranía de Cuenca y hacia el Sur donde pasa lateralmente a la Fm. Sierra Perenchiza.

Las estructuras más frecuentes son las laminaciones de algas, tubos y huellas de raíces y brechas de desecación (fig. 32 d y e).

El conjunto se interpreta como episodios de evolución marina restringida a palustre.

#### 1.5.2.5.5. Fm. Calizas de los Organos de Montoro

Aflora en la zona NE de la Hoja (Sector Maestrazgo), donde se apoya sobre la Fm. Dolomías del Bco. de los Degollados, mediante una discontinuidad que se manifiesta por una superficie ferruginosa brechificada.

Está constituida por una sucesión de calizas, bien estratificadas y laminadas, y calizas brechoides (cantos de dismicritas y cemento de micritas con Miliólidos), con abundantes cantos negros. Hacia el techo se intercalan niveles margosos muy bioturbados. Localmente aparecen facies de biomicritas más o menos dismicriticas con Ostrácodos y pequeños Foraminíferos y de **grainstones**.

En las intercalaciones de biomicritas (dismicritas) se han reconocido Characeas, Moluscos, Foraminíferos (Rotaliformes, Discorbidos, Ophthalmididos, Ataxophragmidos). Se han clasificado; **Gavelinella** sp., «**Rotalina**» **cayeuxi**, **Discorbis** sp., **Bolivinopsis** sp., **Ophthalmidium** sp.

Se ha reconocido otro tipo de microfacies, la de la caliza de Miliolidos (Biomicritas) que contiene abundantes Foraminíferos: (Miliólidos, Discorbidos, Ataxophragmidos) y fragmentos de Rudistas, Equinodermos y Ostrácodos. Se han clasificado: **Pseudolituonella richeli** MARIE, **Moncharmontia apenninica** DE CASTRO, **Vidalina hispanica** SCHL, **Cuneolina** aff. **conica** D'ORB, **Dicyclina schlumbergeri** SCHLUMB, **Ataxophragmium** sp. y abundantes Miliólidos y Ataxophragmidos.

La edad de esta microfacies es Santoniense. Por posición estratigráfica a la Fm. se le da una edad Coniaciense.

La potencia oscila entre 40 y 60 m. Son abundantes en estos materiales los niveles ferruginosos, laminaciones de algas y las superficies de desecación, así como porosidad fenestral, láminas rotas y huellas de raíces (fig. 32 f y g).

El conjunto forma secuencias de emersión con importantes procesos edáficos correspondientes a medios de marismas o lucustre-palustre.

#### 1.5.2.5.6. Fm. Margas y Calizas de la Cañadilla

Tiene validez como Formación en el Sector del Maestrazgo, donde se apoya con contacto normal y gradual rápido sobre la unidad descrita anteriormente.



Está caracterizada por una alternancia de calizas bioclásticas en ocasiones brechoides con fragmentos de Rudistas (parcialmente silicificados) y Foraminíferos y margas bioturbadas. La parte superior de la unidad está ausente por erosión, por lo que resulta difícil establecer un mapa de isopacas.

Las estructuras más frecuentes son la porosidad fenestral, brechas de desecación y huellas de raíces en las margas (fig. 32 h)

Se ordenan en secuencias granodecrecientes de **lagoon**, con clara influencia a techo, de ambientes palustres que se situarán en áreas supramareales próximas.

Las microfácies observada son de dos tipos y corresponden a la base y techo de las secuencias granodecrecientes (de relleno de **lagoon**), en que se ordenan los sedimentos de la Fm. El techo de las secuencias está formado por biomicritas con restos de Gasterópodos, Ostrácodos, Lamelibranquios y escasas Charáceas; se ha clasificado: **Pseudolituonella cf. reicheli** MARIE. La base se trata de biomicritas de Miliólidos, Rudista, Lamelibranquios, Ostrácodos y F. Bentónicos como: **Idalina antigua** D'ORB, **Vidalina hispanica** SCHLUMBERGER, **Pseudolituonella reicheli** MARIE, **Moncharmontia apenninica** DE CASTRO, **Ataxophragmium** sp., **Quinqueloculina** sp.

La asociación clasificada determina el Senoniense (Santoniense-Campaniense). La edad asignada regionalmente a la Formación, es Santoniense-Maastrichtiense.

## 1.6. Terciario

Los materiales terciarios están ampliamente representados en esta Hoja, siempre en facies continentales. Los más antiguos (fundamentalmente paleógenos) se localizan casi exclusivamente en zonas sinclinales involucrados en la estructura de la Cadena Ibérica. Los más modernos (miocenos) constituyen el relleno de fosas y depresiones como las de Teruel, Sarrión-Mijares, Rubielos de Mora, etc., y se disponen en discordancia sobre los materiales paleógenos, y en general, sobre cualquier depósito más antiguo.

### 1.6.1. Paleógeno - Mioceno basal

Los materiales paleógenos se pueden agrupar en varios conjuntos de naturaleza y edad diferentes. Por una parte existen unos depósitos antiguos, que constituyen unidades litoestratigráficas y cartográficas definidas pero que probablemente abarcan el límite Cretácico-Paleoceno; tales materiales se localizan en la zona de los Montes Universales y zona de Sierra de La Lastra-Fortanete, en las partes occidental y nororiental de la hoja respectivamente. Otro conjunto lo constituyen los niveles paleógenos de Sierra Palomera, de edad Eoceno superior a Mioceno basal (ADROVER *et al.*, 1983) y finalmente un tercer conjunto lo constituye los materiales detríticos de la zona de Alustante-Piqueras.

En este apartado se han incluido materiales de edad mioceno basal dada su relación genética con los materiales del final del paleógeno y su independencia con respecto a los demás niveles neógenos que colmatan fosas y depresiones. En efecto, dichos materiales, de edad Ageniense probablemente, se locali-

zan en los términos superiores de dispositivos de discordancia progresiva-angular cuyos términos inferiores en ésta o bien en zonas próximas han sido datados como paleógenos.

#### 1.6.1.1. *Cretácico superior-Paleógeno*

##### 1.6.1.1.1. Fm. Calizas de Fortanete. Calizas, margas y arcillas versicolores (N1). Maastrichtiense-Paleoceno?

Esta unidad se localiza en el extremo NE de la hoja, aflorando en las proximidades de Pitarque y en diversos puntos de la Sierra de La Lastra y, ya fuera de los límites de la hoja, en el núcleo del sinclinal de Fortanete.

En esas zonas **GAUTIER 1980**; **CRESPO et al 1981** y **CANEROT et al al, 1982** sobre la Fm. Margas y calizas de La Cañadilla yacen sin discontinuidad unas calizas gris oscuras, con cantos negros en la base y *Lychnus*, a las que siguen margas y calizas margosas. Sobre esta intercalación margosa, que puede desaparecer lateralmente, yace un segundo tramo de calizas grises con *Lychnus* y horizontes de sílex, al que sigue un tramo de calizas margosas con *Gasterópodos* y carofitas. Finalmente, culminando la sucesión de esta unidad yace un tramo de margas y calizas margosas con *Gasterópodos* y carofitas. Finalmente, culminando la sucesión de esta unidad yace un conjunto de arcillas de color rojo vivo e hilada de conglomerados de cantos calizos. La potencia total es del orden de 60 m.

En esta unidad se pueden distinguir dos tramos con facies claramente diferenciadas; el tramo inferior de calizas con *Lychnus* y margas, depositadas en un ambiente lacustre, localmente con influencia lagunar, y el tramo superior de arcillas rojas y versicolores, de origen aluvial, que en muchas ocasiones falta debido a la erosión posterior.

El tramo inferior, dada la fauna y flora presentes, ha sido atribuido por los autores citados al Maastrichtiense. El tramo superior, arcilloso rojo, carece de fósiles característicos y probablemente representa ya al Paleoceno inferior. En **GAUTIER (1980)**, dada su escasa entidad, los incluye en una sola unidad cartográfica, criterio que se ha seguido aquí.

##### 1.6.1.1.2. Arcillas rojas, areniscas, conglomerados y calizas (N1-3). Maastrichtiense-Paleoceno-Eoceno?

Esta unidad aflora en la zona de los Montes Universales, generalmente en núcleos sinclinales, desde la zona del Alto Tajo-Valdecabriel, donde presenta los afloramientos más extensos y los cortes más completos, hasta la zona de El Sante-rón -Vallanca.

Está constituida fundamentalmente por facies de lutitas rojas que intercalan niveles de areniscas más o menos conglomeráticas con estratificación cruzada y bases erosivas. Esporádicamente intercalan calizas más o menos detríticas, a veces oncolíticas. Hacia la base se presenta localmente un tramo de calizas y margas negruzcas (Alto Tajo), o bien conglomerados de cantos angulosos, fun-



damentalmente calcáreos (Valdecabriel). También en tramos superiores se encuentran niveles conglomeráticos relativamente potentes (Valdecabriel. El Santerón)

Al microscopio se han caracterizado conglomerados formados por cantos de calizas diversas (60%) cementados por micrita con calcificaciones de «Microcodium», y granos de areniscas y feld. k accesorios. También areniscas microconglomeráticas con granos de cuarzo (15%), fragmentos de rocas calizas (20%) (calizas oolíticas, calizas recristalizadas, micritas, etc.) con cemento de calcita y zonas de micrita de elaboración algácea y arenisca de grano medio a grueso con granos de cuarzo (5%), feld. k alterados (20%), reliquias de matriz caolínica (5%) y cemento de calcita en grandes cristales de tendencia poikilotópica.

Las muestras de calizas corresponden a niveles de micritas con grumos y recristalizaciones de actividad algácea, con dudosos fragmentos de rocas calizas (algunas placa de Equinodermo resedimentada) y a biomicritas de Algas y Caráceas acumuladas en microbandas más o menos paralelas y onduladas.

Los materiales de esta unidad se depositaron en ambientes fluviales relacionados con abanicos aluviales, de los que en algún punto ha quedado registro de facies relativamente proximales. En estos medios ocasionalmente se desarrollarían zonas lacustres someras, donde tendría lugar una sedimentación carbonatada.

Los tramos arcillosos inferiores de esta unidad presentan una asociación de carofitas (VIALARD, 1973) que indica el Maastrichtiense, lo mismo que la fauna de moluscos de los tramos carbonatados inferiores (BERASTEGUI et al., 1982, en prensa). La mayor parte de autores que han trabajado sobre la región se inclinan por aceptar una edad desde Maastrichtiense a Paleoceno o aún Eoceno para los tramos más altos de la misma.

#### 1.6.1.2. *Paleógeno-Mioceno basal de Sierra Palomera y facies afines de otras áreas.*

En la zona septentrional de la hoja se localiza un conjunto de materiales paleógenos y miocenos inferiores que aparecen en afloramientos dispersos. La sucesión más completa se presenta en Sierra Palomera y, a fin de simplificar la cartografía y descripción de unidades, se ha seguido el criterio de referir los diversos afloramientos, a veces con significado paleogeográfico diferente, a dicha sucesión de Sierra Palomera efectuando no obstante las salvedades pertinentes.

Todos los niveles muestreados en las unidades que, más adelante se distinguen presentan características similares. Las calizas son predominantemente biomicritas y biodismicritas más o menos ricas en Algas, Ostrácodos y Caráceas, con esporádicos Gasterópodos y grumos algáceos irregulares. También micritas arnoso-limolíticas con matriz muy modificada por grumos y recristalizaciones algáceas. En algunos niveles hay vacuolas con depósito de micrita y OxFe (microkarst).

Las areniscas son de grano medio a grueso, con granos, en parte subredondeados, de cuarzo (45%), fragmentos de calizas (10%), fragmentos (15%) de pizarras, argilitas y argilitas ferruginosas. La matriz es sericitica muy sustitui-

da por cemento dolomítico. Moscovita y turmalina como accesorios. Orientación paralela de los granos.

#### 1.6.1.2.1. Conglomerados y lutitas amarillentos (N3). Eoceno superior

Esta unidad se localiza en el sinclinal de Sierra Palomera, donde yace sobre materiales jurásicos en discordancia. Los cortes más representativos se localizan en el corte de la carretera de Torre la Cárcel de Aguatón, justo en el límite septentrional de la hoja, y en las inmediaciones de la rambla de Villarroso.

En el primer lugar citado la parte inferior de la unidad está constituida por una alternancia de lutitas rojizas o pardoamarillentas, que a veces presentan nódulos carbonatados de color pardo de origen edáfico, y niveles de conglomerados de escaso espesor. La mitad superior muestra mayor abundancia de conglomerados que se presentan en niveles de 3 a 5 m. de potencia, y alternan con niveles de lutitas pardo-rojizas o amarillentas de hasta 1 m. de espesor. En la parte superior de esta unidad se intercala un tramo de unos 30 m. de potencia de lutitas pardas en la base, pasando a una alternancia de calizas arcillosas nodulosas con Gasterópodos y lutitas y margas grises y verdosas. Esta unidad alcanza unos 200 m de potencia.

Los conglomerados poseen cantos predominantemente calcáreos, heterométricos, generalmente subangulosos y suelen exceder el tamaño guijarro, alcanzando el de bloque (en algún caso superan 1 m de diámetro) presentan textura de soporte de canto, mal seleccionados, y generalmente carecen de organización interna. Localmente se intercalan costras calcáreas con vetas esparíticas anatómosadas de origen edáfico.

Las lutitas que alternan con los niveles conglomeráticos poseen color amarillento, pardo o rojizo, no presentan estructuras visibles a excepción de nódulos carbonatados de origen edáfico.

En conjunto esta unidad se originó en ambientes de abanico aluvial en los que los niveles conglomeráticos representan depósitos tractivos de canal, mientras que los niveles lutíticos representarían depósitos originados por de cantación en episodios de inundación. TAMIREZ *et al.* (1981, en prensa) señalan paleocorrientes hacia el E y NE. Localmente (Aguatón) estos depósitos se interdigitan con depósitos lacustres.

La datación de esta unidad se basa en la presencia de una fauna de mamíferos y flora de carofitas (RAMIREZ *et al.*, 1983). Entre las especies más características destacan: *Paradelomys* aff. *crusafonti*, *Theridomys golpei*, *Gliravus prius*, *Gyrogonia whighti* y *Nitellopsis (Tectochara) latispira*. Este conjunto fosilífero se asigna al Eoceno superior (Headoniense) y corresponde aproximadamente al nivel de Montmartre (ADROVER *et al.*, 1983).

Niveles asimilables a esta unidad afloran al E. de Peralejos. Están constituidos por calizas laminadas con sílex y gasterópodos, margas verdosas y grisáceas y yesos, culminando con un tramo de hasta 30 m de potencia de lutitas, areniscas y conglomerados (GODOY *et al.*, 1981b), MOISSENT (inédito) ha encontrado carofitas del Eoceno superior en estos niveles.



1.6.1.2.2. Calizas, margas, lutitas, conglomerados y arenisca (N3-11). Eoceno superior-Oligoceno inferior.

Los afloramientos principales de esta unidad se localizan en Sierra Palomera, aunque materiales correlacionables con la misma se encuentran en la zona del Barranco de Agualobos, entre Galve y Perales de Alfambra, y al SE de Moscardón.

En la zona de Sierra Palomera los cortes más representativos se localizan en las cercanías de Aguatón y Rambla de Villarroso, en las inmediaciones del Mas del Hambre, donde destacan las cuestras de los tramos calcáreos más importantes. En esta zona esta unidad cartográfica consta de dos tramos con facies diferentes. El tramo inferior, de unos 80 m de potencia, está constituido por lutitas y margas grises, verdosas y blancuzcas y calizas con gasterópodos que intercalan margas y lignitos. Localmente presentan sílex de color negro. Hacia la parte superior destaca algún nivel de arenisca y culmina con un nivel de margas verdosas con yesos. El tramo superior, de unos 10 m. de potencia, está constituido por lutitas pardas y rojizas y areniscas ocre-amarillentas, con esporádicos niveles de caliza intercalados. Hacia el techo abundan los niveles de conglomerados y areniscas.

Las calizas del tramo inferior presentan estratificación fina a media, localmente laminación, a menudo son bastante arcillosas y suelen poseer abundantes gasterópodos lacustres, ostrácodos y carófitas, correspondiendo a biomicrofitas. Los niveles de areniscas y conglomerados del tramo superior se presentan en niveles de base erosiva y muestran estratificación cruzada de pequeña y gran escala. En conjunto esta unidad se depositó en un medio lacustre somero que evolucionó en la vertical a medios fluviales en los que predominan los depósitos de inundación y en la que los canales poseerían una carga relativamente gruesa.

VILLALON et al (1959 a y b) atribuyen los niveles de calizas con sílex, margas y lignito de Sierra Palomera al Oligoceno. La datación de esta unidad se ha basado fundamentalmente en las carófitas y micromamíferos. Las Caráceas clasificadas son; *Harrisichara tuberculata* (LYELL), y *Nytellopsis* (*Tectochara*) *meriani* (LYN) GRAMB. del Oligoceno superior.

1.6.1.2.3. Calizas, dolomías y margas (01-2c). Conglomerados, areniscas y lutitas rojizas (01-2). Oligoceno medio-superior.

Los materiales continentales del Oligoceno medio-superior de la zona septentrional de la hoja se presentan bajo dos facies diferentes: una, constituida por calizas, lutitas y margas rojas, verdosas o amarillentas, que se localizan en la parte SE de Sierra Palomera, y otra mucho más detrítica, constituida por conglomerados, areniscas y lutitas rojizas que aflora al S y O del Galve, en la zona de Los Alcamines.

En Sierra Palomera (Unidad  $O_{1,2}$  c), consta de un tramo inferior de unos 50 m de potencia de lutitas y margas rojas, verdes y dolomías micríticas arcillosas blancas que originan un relieve en cuestras característico. El tramo superior, consta de unos 80 m de lutitas y margas amarillentas con intercalaciones de calizas y localmente conglomerados. GODOY et al (1981a, en prensa) y ADROVER et al. (1983), les asignan un edad de Oligoceno medio a superior en base a la flora

de carofitas que contiene. Esta unidad se originó en ambientes de tipo llanura lutítica con desarrollo de medios lacustres episódicos.

Las facies más detríticas de la zona de Galve, (Unidad 01-2), se disponen sobre las lutitas, areniscas y conglomerados del Barranco de Agualobos, o bien discordantes sobre niveles mesozoicos. Están constituídas por conglomerados de cantos de caliza y arenisca, que alternan con lutitas rojas. Intercalan esporádicos niveles de caliza. Los niveles conglomeráticos se presentan en niveles lenticulares laxos. Corresponden a ambientes de abanico aluvial. Esta Unidad únicamente ha proporcionado restos de gasterópodos atribuibles al Oligoceno superior ((GODOY *et al.* 1981a, a prensa). En la zona al Sur de Galve, los niveles más altos, fuertemente discordantes sobre los mesozoicos, podrían representar el Mioceno basal.

#### 1.6.1.2.4. Conglomerados, areniscas y lutitas rojizos ( $M_1$ ar). Oligoceno terminal-Mioceno basal (Ageniense).

Esta Unidad aflora en discordancia sobre diversos niveles paleógenos y mesozoicos en Sierra Palomera, donde está constituída por conglomerados con intercalaciones de lutitas rojizas. Similar edad poseen los conglomerados, areniscas y lutitas que afloran en el borde septentrional de la Hoja, al N de Camarillas, y que forma parte de la cubeta de Cobatillas (Hoja de Daroca).

En Sierra Palomera, el corte más representativo lo constituye el del Collado de Torralba, al S de la Rambla de Villarrosano, donde esta Unidad está formada por más de 25 m visibles de conglomerados de cantos calcáreos que intercalan niveles de lutitas, a veces con cantos flotando. Los conglomerados son heterométricos, mal seleccionados y presentan fábricas de soporte de canto y de soporte de matriz. Localmente intercalan costras carbonatadas de origen edáfico. Estas características corresponden a depósitos de abanicos aluviales de tipo «árido».

Los materiales detríticos de la zona meridional de la cubeta de Cobatillas han sido estudiados por MELENDEZ *et al.* (1981), quienes diferencian diversos subambientes de abanico aluvial, que en este caso sería de tipo «húmedo».

La edad de esta Unidad, en Sierra Palomera se ha deducido por su posición estratigráfica. En la cubeta de Cobatillas ADROVER *et al.* (1983) señalan la presencia de *Chara notata* en un tramo de calizas situado hacia la base de la formación detrítica que descansa en discordancia sobre conglomerados paleógenos fuera ya del límite de la Hoja. Teniendo en cuenta la presencia de dicha carofita en los niveles basales de la formación detrítica de Cobatillas, y su repartición estratigráfica, los niveles superiores de la unidad, aflorantes en la Hoja de Teruel, deben corresponder al Mioceno superior (Ageniense).

#### 1.6.1.2.5. Calizas, lutitas y margas ( $M_1$ c). Ageniense

Esta Unidad reposa sobre los conglomerados de la unidad anterior en Sierra Palomera, al S de la Rambla de Villarrosano. Está constituída por calizas y margas que en la vertical pasan a margas blancuzcas, con una potencia máxima de unos 25 m.



Un corte representativo de esta Unidad se observa en la subida al Collado de Torralba. En dicho punto está constituida por calizas micríticas y **grainstones** a veces nodulosas, frecuentemente bioturbadas y con huellas de raíces, en bancos de orden métrico, que intercalan margas calcáreas y lutitas parduzcas. Estas características sedimentológicas y el contenido en gasterópodos lacustres y carofitas indican un ambiente deposicional lacustre muy somero a palustre, con emersiones episódicas de fangos carbonatados.

GODOY *et al.* (1981a) y ADROVER *et al.* (1983) citan una flora de carofitas atribuibles al Mioceno basal (Ageniense).

#### 1.6.1.3. *Paleógeno-Mioceno basal de Alustante-Piqueras ( $N_3-O_2$ ) y ( $M_1$ )*

En la zona sinclinal de Alustante-Alcoroches-Piqueras se localiza una potente sucesión de conglomerados, areniscas y lutitas rojizas y amarillentos que se disponen en discordancia progresiva, llegando los último términos superiores del dispositivo a colocarse en discordancia angular sobre los niveles inferiores y los materiales mesozoicos (RIBA, 1959; LENDINEZ *et al.*, 1979, en prensa). En base a ello, se han distinguido dos unidades, sin embargo, la separación cartográfica de las mismas (LENDINEZ *et al.*, 1979) ofrece dificultades cuando no se observa o no ha quedado preservada la discordancia angular.

La unidad detrítica inferior ( $N_3-O_2$ ) aflora en los bordes de la zona S. del sinclinal de Alustante-Piqueras. Está constituida por niveles de conglomerados de hasta varios metros de potencia, que alternan con lutitas ocre y rojas en niveles más delgados y que a veces presentan nódulos carbonatados de origen edáfico. Localmente los conglomerados están encostrados y en la sucesión se intercalan niveles de costras calcáreas. Los conglomerados son fundamentalmente calcáreos y en menor proporción de cuarcitas, subredondeados y heterométricos, llegando en algunos casos a superar 1 m de diámetro. La potencia de esta unidad alcanza los 80 m.

La serie detrítica superior ( $M_1$ ), a menudo es difícil de distinguir de los términos superiores de la unidad infrayacente. Aparece bien representada en las cercanías de Piqueras, con una potencia de más de 150 m y está constituida por tramos de lutitas rojas o amarillentas que alternan con niveles de conglomerados y areniscas de hasta 5 m de potencia. Esporádicamente entre los niveles lutíticos se presentan niveles de orden métrico de calizas nodulosas y margas grises. Las areniscas a veces se presentan como lentejones en el seno de conglomerados y poseen laminación paralela y estratificación cruzada en surco. En esta unidad alternan los tramos de color rojo y amarillento, y RIBA (1959) señala un contenido en cantos de cuarcita superior al de la unidad infrayacente en la zona de Alustante.

Ambas unidades se depositaron en ambientes de abanicos aluviales estando representados diversos subambientes de los mismos.

No se han encontrado fósiles característicos en los niveles de estas unidades. RIBA (1959) atribuye al Paleógeno la unidad inferior y al Neógeno la superior. LENDINEZ *et al.* (1979, en prensa), atribuyen, por comparación con zonas al Oeste de la Hoja, una edad comprendida entre el Oligoceno superior (Arverniense) y el Mioceno inferior (Ageniense) a la serie detrítica inferior. Idéntica atri-

bución la asignan CAPOTE *et al.* (1982). En estos dos últimos trabajos se adopta una edad Mioceno post-Ageniense para la serie detrítica superior.

Estas atribuciones se basan en la correspondencia que efectúan los autores mencionados entre la discordancia que separa ambas unidades y la fase Neocastellana (AGUIRRE *et al.* 1976). DIAZ MOLINA y LOPEZ MARTINEZ (1979) precisan su localización temporal en la Depresión Intermedia (Cuenca) en el límite Ageniense superior-Orleaniense inferior. No obstante, en la presente Hoja y áreas próximas (rama aragonesa de la Cadena Ibérica), la discordancia relacionada con la última fase importante de plegamiento parece situarse en el límite Oligoceno-Mioceno (ADROVER *et al.*, 1982a; ADROVER *et al.*, 1983). Estas discordancias angulares y progresivas se localizan en depresiones sinorogénicas en las que los términos más recientes, escasamente deformados poseerían una edad Ageniense.

En base a todo ello y a los datos regionales aquí se asigna una edad Eoceno superior a Oligoceno terminal a la serie detrítica inferior y una edad Ageniense para los niveles más altos de la serie detrítica superior.

#### 1.6.1.4. *Paleógeno indiferenciado* ( $N_1$ - $O_2$ )

Corresponde únicamente a unos pequeños afloramientos de materiales carbonatados localizados al E de Cuevas Labradas y a un conjunto detrítico y carbonatado que aflora reducidamente al SO de Casas Bajas, cerca del límite con la Hoja de Liria (1:200.000).

En ambos casos, estos materiales están recubiertos en discordancia por las series detríticas neógenas de la Fosa de Teruel, y no han proporcionado hasta la fecha fósiles característicos.

Los niveles de Casas Bajas están constituidos por un tramo inferior de conglomerados heterométricos y poligénicos, fundamentalmente calcáreos, angulosos, con matriz lutítica carbonatada amarillenta. Se organizan en capas de orden métrico y presentan texturas de soporte de cantos, aunque existen niveles con soporte de matriz. Algún canto supera 1 m de diámetro. Sobre estos conglomerados yace un tramo de hasta 20 m de potencia visible, constituido por lutitas verdosas, grisáceas y amarillentas que alternan con calizas arcillosas blancuzcas en capas de 0,5 a 1 m. Las calizas presentan ostrácodos y las lutitas escasos fragmentos de gasterópodos.

Dado que hasta el presente no se han encontrado fósiles característicos en todos estos materiales, se les ha asignado una edad Paleógeno indiferenciado a los mismos.

#### 1.6.2. *Neógeno de Fosas y Depresiones*

En esta Hoja los materiales neógenos post-agenienses ocupan grandes extensiones, principalmente en el seno de fosas y depresiones. Algunas de ellas se formaron en el Mioceno inferior, probablemente a comienzos del Aragoniense (Fosas de Teruel y Mora de Rubielos) y su relleno en algún caso alcanza ininterrumpidamente hasta el Plioceno terminal. Los principales afloramientos co-



responden a la Fosa de Teruel, y a la Depresión de Sarrión-Cubeta de Mijares, y ya con mucha menor importancia a diversos afloramientos dispersos en el interior de la cadena Ibérica, correspondiendo probablemente a materiales depositados durante el Neógeno superior.

#### 1.6.2.1. Depresión de Sarrión-Cubeta del Mijares

A lo largo del curso alto del Mijares (cuadrante SE de la Hoja) se localizan extensos afloramientos de materiales neógenos. Parte de los mismos constituyen el relleno de la Depresión de Sarrión. En esta zona GAUTIER (1967) distingue una serie de unidades o conjuntos, que será la utilizada en la descripción de este apartado.

##### 1.6.2.1.1. Conglomerados, calizas travertínicas, lutitas y areniscas ( $M_{1,2}$ ). Mioceno inferior - medio?

Esta Unidad aflora de modo discontinuo a lo largo del curso medio-alto del río Mijares, desde La Escaleruela hasta las inmediaciones de Cirat-El Tormo, en la vecina Hoja de Vinaroz (E. 1:200.000). Se apoya en discordancia sobre diversas formaciones mesozoicas.

En la zona de La Escaleruela y Olba, GAUTIER (1967, 1974) distingue dos tramos característicos: uno inferior (50-60 m.) constituido por conglomerados poligénicos redondeados, gruesos y uno superior (30-40 m) de calizas travertínicas compactas, en bancos gruesos. Regionalmente se observa que los tramos detríticos inferiores presentan un cambio de facies, de las zonas situadas al NO a las zonas situadas al SE del área de afloramiento, pasando de facies conglomeráticas casi masivas, a facies de lutitas, areniscas y conglomerados con intercalaciones de calizas travertínicas.

En estas zonas los conglomerados se presentan en niveles de pocos metros de espesor, con bases erosivas y secciones lenticulares laxas, apareciendo frecuentemente varios niveles amalgamados. Los conglomerados están generalmente mal seleccionados, son heterométricos, poligénicos (predominantemente calcáreos) y presentan fábricas de soporte de cantos. Presentan intercalaciones lenticulares de areniscas con estratificación cruzada o laminación paralela. En el seno de los conglomerados, a veces se observa la presencia de construcciones travertínico-algales, algunas de gran tamaño.

Las areniscas se presentan ya sea como niveles lenticulares en el seno de los tramos conglomeráticos, o bien como tramos bien definidos en la sucesión, correspondiendo a depósitos de canales fluviales, con estratificación cruzada en surco.

Las lutitas se presentan en tramos de varios metros de potencia, con intercalaciones de areniscas, conglomerados o travertinos poco potentes, o bien en niveles lenticulares en el seno de tramos conglomerático-arenosos. Poseen colores gris verdoso, amarillento o rojo.

Las calizas travertínicas se presentan ya sea como niveles bien definidos intercalados en los tramos de lutitas, areniscas o conglomerados, o bien como masas de tamaño y forma diversos en el seno de niveles de conglomerados y arenisca.

Los materiales de esta Unidad se depositaron en ambientes de abanico alu-

vial, cuyas facies más proximales se localizarían en la zona N y NO de los afloramientos y que hacia el S y SE pasarían a facies más distales, predominantemente lutíticas, en las que de modo episódico se establecerían condiciones lacustres someras con depósito de travertinos. Los niveles superiores de esta Unidad evidencian que en un momento dado los sistemas lacustres someros se expandieron por toda el área, instalándose incluso sobre facies proximales de abanico aluvial o sobre niveles mesozoicos.

La edad de esta Unidad inferior del Mijares queda sin precisar. GAUTIER (1967) la atribuyó al Oligoceno sin bases paleontológicas. Posteriormente GAUTIER (1974) y MOISSENET (1982 a y b) la atribuyen al Mioceno inferior. En base a los criterios de estos autores se le asigna una edad Mioceno inferior-medio? con reservas.

#### 1.6.2.1.2. Cuenca de Mora de Rubielos

Los materiales del Mioceno inferior-medio de esta cubeta constituyen el relleno de una fosa de dirección ENE-OSO limitada por fracturas de idéntico rumbo. Los materiales en su interior adoptan una disposición en sinclinal. En discordancia sobre diferentes unidades de relleno de la fosa y fosilizando las fracturas limitantes, yacen conglomerados, lutitas y areniscas rojas de edad Turoliense-Plioceno. Se han podido distinguir cuatro unidades en el seno de los materiales de relleno de la fosa de Mora de Rubielos (GODOY et al., 1982, en prensa; ANADON, 1983).

##### A) Arenas y areniscas amarillentas y vinosas (M<sub>1</sub> l). Aragoniense inferior

Esta Unidad aflora en la zona septentrional de la fosa, disponiéndose en discordancia sobre diversas formaciones mesozoicas. En muchas ocasiones el contacto con estas formaciones es por falla.

Está constituida, en la parte oriental de la cuenca, por una serie de unos 75 m de potencia de arenas y areniscas mal seleccionadas, amarillentas, con frecuentes nódulos e hiladas ferruginosas. Los niveles arenosos presentan aspecto masivo, intercalan algunos niveles de brechas de cantos y bloques de caliza y arenisca con patina ferruginosa. Los tramos de areniscas y arenas son de gran potencia, constituidos generalmente por niveles masivos, a veces con organización granodecreciente y raramente presentan estructuras tractivas.

El estudio petrográfico revela que son areniscas heterométricas de granos subangulosos a subredondeados, de cuarzo (50%), feld.k (15%), cemento ferruginoso (35%), con zonas más arcillosas, a modo de cantos blandos. Pajuelas de moscovita como accesorio más constante.

En la zona occidental de la cubeta, está constituida por una sucesión de arenas lutíticas, generalmente de color vinoso, con intercalaciones de lutitas rosadas y más raramente de calizas y conglomerados de cantos angulosos.

Los depósitos de la zona oriental de la fosa corresponderían a un ambiente probablemente relacionado con abanicos aluviales, con corrientes no confinadas (ausencia de canales) y en el que se desarrollarían esporádicamente episodios lacustres de escasa profundidad. En la zona occidental se observa ya la diferenciación de depósitos de canal y depósitos de inundación, poseyendo unas características fluviales acusadas.



No se han encontrado fósiles característicos en el seno de esta Unidad. Localmente se ha observado la presencia de restos de macromamíferos clasificables. Por su relación con la unidad suprayacente, la edad de esta unidad probablemente es Aragoniense inferior.

B) *Lutitas versicolores, calizas, arenas y lignitos ( $M_2$  c). Aragoniense inferior*

Esta Unidad se dispone en concordancia sobre la unidad anterior. En la zona oriental de la cuenca, está constituida por un tramo inferior formado por unos 20 m de calizas en bancos delgados con abundantes intercalaciones de arcillas y margas grises y más raramente lignitos. Sobre este tramo calcáreo margoso se dispone otro constituido por lutitas grises, pardas y rojizas con intercalaciones de areniscas grises y amarillentas y calizas más o menos arenosas. Su potencia es de unos 70 m.

Las calizas potentes y lignitos alcanzan gran desarrollo en la zona del río Rubielos, disminuyendo en importancia hacia el Oeste.

Las calizas suelen presentarse en bancos delgados organizados en tramos de potencia variable. Son biomicritas que, generalmente, muestran laminación paralela u ondulada formada por acumulación de restos vegetales finos (algas filamentosas?), con abundantes restos de gasterópodos y bivalvos lacustres (Planorbidos, Limneidos, etc.), Carofitas y Ostrácodos, en el seno de una matriz micrítica arcillosa. Abundan los restos carbonosos y en alguna muestra hay granos de cuarzo (20%) y feld.k (15%) de tamaño arena media gruesa, distribuidos irregularmente en la matriz.

Los materiales de esta Unidad corresponden a depósitos de un ambiente lacustre somero con episodios de aportes terrígenos tractivos importantes.

En las inmediaciones del río Estrecho, en el seno de esta Unidad se localiza el yacimiento de mamíferos de RUBIELOS I, atribuido por CRUSAFFONT *et al.* (1966) al Vindoboniense basal. Recientemente LOPEZ (1977) lo atribuye a la parte inferior de la zona MN 3 de MEIN (Aragoniense inferior), en base a los datos de los micromamíferos.

C) *Margas, arcillas laminadas y ritmitas ( $M_2$  17). Aragoniense inferior*

Esta Unidad yace sobre la descrita en el apartado anterior en la zona occidental de la cuenca, con una potencia mínima de unos 100 m. En el extremo oriental de la cuenca pasa lateralmente a una sucesión de areniscas amarillentas que alternan con tramos de lutitas y margas que constituyen la unidad que se describe en el apartado siguiente.

La Unidad que nos ocupa está constituida por una sucesión predominantemente lutítico-margosa con intercalaciones esporádicas de calizas y areniscas poco potentes. Las lutitas poseen colores gris a pardo oscuro, a menudo presentan laminación y contienen restos vegetales bien conservados y más raramente moluscos lacustres. Intercalados en el seno de esta Unidad se presentan frecuentemente tramos decimétricos a métricos de ritmitas, constituidas por láminas del orden de décimas de milímetro de material carbonatado blanco y láminas arcilloso-organógenas oscuras alternantes. Numerosos niveles de lutitas la-

minadas en superficie poseen aspecto apergaminado (**paper shales**) y corresponden, a menudo, a niveles bituminosos.

En la zona oriental de la cuenca, en el seno de esta Unidad, se presentan dos niveles olistostromicos con olistolitos de gran tamaño de calizas cretáceas. También se ha observado la presencia de **slumps** en los niveles lutítico margosos de dicha zona.

En la zona del río Estrecho y Cerro Porpol (zona occidental de la cuenca), los niveles altos de esta Unidad están constituidos por una sucesión de lutitas y margas de colores blancos, verdosos y pardos, a veces de aspecto masivo. Los niveles inferiores son pelitas laminadas grises y niveles bituminosos.

Petrográficamente se caracterizan biomicritas análogas a las de la unidad anterior y biopelmicritas con cuarzo (15%) y feld.k (5%) tamaño limo-arena fina, en que los peletoides están débilmente cementados por la matriz, dejando porosidad intergranular. También hay alguna intercalación de dolomicritas ferrosa con trozos de cuarzo y ostrácosos.

Los materiales de esta Unidad corresponderían a depósitos de un ambiente lacustre, de cierta profundidad, con estratificación de masas de agua, periodos de anoxia en el fondo, etc. (ANADON, 1983), como lo prueba la ausencia de bioturbación y de fauna beutónica «in situ», preservación de ritmitas, materia orgánica y restos vegetales delicados, etc. Este estadio lacustre profundo se alcanzaría tras un estadio lacustre somero inicial, representado por la unidad descrita anteriormente.

Hacia la base de la unidad, en las inmediaciones del Cerro Porpol, se localiza el yacimiento de mamíferos de Rubielos II, que posee una fauna del Mioceno inferior. DE BRUIJN y MOLTZER (1974), sus descubridores, lo atribuyeron a la parte inferior de la zona **ibericus**, que correspondería a la zona MN 3 de MEIN. En su biozonación MEIN (1975) lo incluye en la MN3. LOPEZ (1977), teniendo en cuenta el grado de evolución de **Lagopsis peñai** y los datos de los insectívoros, opina que debe pertenecer a la zona MN4b de MEIN. En ambos casos este yacimiento pertenecería al Aragoniense inferior (Orleaniense).

D) *Arenas y areniscas amarillentas, lutitas y brechas (M ar). Aragoniense inferior.*

Esta Unidad aflora en la parte oriental de la cuenca (zona de Loma de Balles-ter) con una potencia de unos 100 m. Constituye un cambio lateral de facies de la última unidad descrita, y en parte de la anterior. Está constituida por arenas y areniscas, generalmente amarillentas, parduzcas y más raramente grises con abundantes nódulos e hiladas ferruginosas que alternan con tramos de lutitas y margas grisáceas. Las areniscas se presentan en tramos de varios metros de potencia, a veces con base erosiva y presentan estratificación cruzada en surco y localmente muestran lentejones de conglomerados. En algún caso presentan secuencias granocrecientes, en las que los niveles basales son calizas arcillosas que aumentan su contenido en terrígenos y pasan a techo a areniscas calcáreas con estratificación cruzada. Estos niveles arenosos alternan con lutitas, a menudo laminadas y más raramente ritmitas semejantes a las de la unidad anteriormente descrita.

Los niveles de areniscas son de grano grueso, morfoscopia SA-SR, forma-



das por cuarzo (15%), feld.k (10%), fragmentos de rocas calizas (45%) (que en su mayor parte son fragmentos de Moluscos y Orbitolinas) y cemento de calcita. Los clastos están ordenados paralelamente y destacan algunos fragmentos fósiles ferruginizados.

Esta Unidad yace sobre las calizas, margas y areniscas con niveles lignitosos en la parte septentrional de su zona de afloramiento. En el borde Sur se apoya directamente sobre materiales cretácicos, constituyendo un tramo de brechas de grandes cantos que a menudo sobrepasan el metro de diámetro. Este tramo es recubierto por lutitas y margas de la unidad descrita precedentemente al SO de la Loma de Ballester.

Los materiales de esta Unidad se han depositado en zonas de borde del medio lacustre en el que se generó la unidad descrita precedentemente. Las brechas de la zona S y SO de Loma de Ballester se formaron probablemente como consecuencia del juego de la falla S de la Cuenca. Las alternancias de tramos arenosos y tramos de lutitas y margas, a veces con ritmitas, se originaron probablemente en zonas próximas a desembocaduras fluviales. Este hecho estaría corroborado por la presencia de secuencias estrato y granodreciente de probable origen deltaico.

Por sus relaciones con otras unidades de la cuenca, a esta unidad se le atribuye una edad Aragoniense.

1.6.2.1.3. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas con intercalaciones de calizas travertínicas ( $M_4$ - $Pl_2$ ). Turolense-Villanyense.

Esta Unidad aflora extensamente en el cuadrante suroccidental de la Hoja. Está constituida fundamentalmente por lutitas rojas con intercalaciones de areniscas y conglomerados más o menos abundantes, localmente con una potencia de hasta 150 m. En la zona entre el Embalse de Los Toranes y Los Calpes intercala algunos niveles de calizas travertínicas. Los materiales de esta unidad yacen en discordancia sobre diversos niveles mesozoicos, sobre la unidad miocena inferior del Mijares y sobre los materiales miocenos de relleno de la fosa de Mora de Rubielos. Dada la naturaleza de sus materiales, su resalte morfológico es escaso, destacando poco en el paisaje.

En esta Unidad, en realidad, se agrupan dos conjuntos de materiales que no han podido ser diferenciados en cartografía. Los niveles más altos, o conjunto superior, de coloración rojo ladrillo, afloran fundamentalmente en la zona de Sarrión-Albentosa, y fosilizan un **karst** que contiene en sus fisuras una fauna de edad Plioceno superior. La procedencia de sus materiales es del S y O (MOISENET, 1982a). Los niveles inferiores o conjunto inferior, afloran con mucha mayor extensión y poseen un color rojo vinoso. Sus materiales proceden del N y NE.

A) *Conjunto inferior*: En la zona central del área de afloramiento alcanza más de 100 m. de potencia y está constituida por lutitas rojas, pardo rojizas y más raramente violáceas con intercalaciones de conglomerados y areniscas, y localmente de calizas travertínicas. En la zona septentrional de afloramiento de esta unidad el porcentaje de niveles de conglomerados aumenta, presentándose localmente esta unidad en facies casi exclusivamente conglomeráticas. Estas están constituidas por conglomerados de cantos heterométricos, subangulosos, algunos de tamaño bloque, en niveles lenticulares, a veces amalgamados, limitados por superficies erosivas. Generalmente predominan los cantos calcáreos, aun-

que localmente el porcentaje de cantos de areniscas silíceas o de cuarzo puede ser superior, en función del área local de soporte de canto.

Al microscopio, los niveles de areniscas estudiados, son de grano medio, subangulosos, con granos de cuarzo (40%), feld.k (10-15%), plagioclasas (0-5%), fragmentos de calizas y fósiles (15%), algunos muy ferruginizados, y cemento de calcita en mosaico fino-medio de relleno poral, con zonas poco cementadas y OxFe peliculares. Microestratificación paralela, y como minerales accesorios: turmalina, moscovita, biotita y OxFe.

El ambiente de depósito de este conjunto corresponde a medios fluviales relacionados con abanicos aluviales del borde septentrional de la cuenca o depresión del Mijares, abarcando desde facies proximales de los mismos (áreas septentrionales a facies de llanura lútica y lacustre someras (zona al S del río Mijares).

B) *Conjunto superior*: Aflora en las cercanías de Sarrión y Albentosa. Está constituido por un conjunto predominantemente lútico de color rojo ladrillo o anaranjado, con abundantes horizontes de nódulos carbonatados e intercalaciones lenticulares de conglomerados de cantos calcáreos subangulosos. Este conjunto descansa en aparente continuidad sobre el conjunto inferior o bien sobre diversos sustratos mesozoicos. En zonas cercanas a antiguos bordes de cuenca, predominan los conglomerados.

El ambiente de sedimentación de este conjunto superior corresponde a abanicos aluviales en los que coexisten depósitos de coladas de fango y de derrubios y depósitos conglomeráticos a partir de flujos acuosos. Estas características y la abundancia de paleosuelos carbonatados de tipo caliche hacen pensar en abanicos de tipo «árido». La procedencia de los materiales es occidental (MOISENET, 1982a), lo que contrasta con el área fuente septentrional deducida para el conjunto inferior.

En el seno de esta unidad cartográfica se conocen tres yacimientos de mamíferos fósiles que permiten su datación (GAUTIER, 1967; ADROVER, 1974; MOISENET, 1982 a y b ). El conjunto inferior sería de edad Turoliense y quizá Plioceno inferior, mientras el conjunto superior poseería una edad Plioceno superior.

También se ha incluido en esta Unidad, un conjunto de materiales detríticos, conglomerados, areniscas y lutitas rojas, que poseen un significado similar al de los niveles del sector de Mijares-Sarrión y que afloran en la zona de Camarillas-El Pobo (cuadrante Mororiental). ALBERTI y PAILME (1983) han localizado en las cercanías de El Pobo, dos yacimientos con Hipparion, que atribuyen a las zonas 12 y 13 de MEIN, sin desechar una edad más reciente para el yacimiento superior.

#### 1.6.2.2. Fosa de Teruel

La fosa de Teruel, de orientación NNE-SSO, se extiende desde la zona de Perales de Alfambra al N hasta la zona de Mira al S en la Hoja de Liria, con una longitud de más de 100 Kms. Su dirección es oblicua con respecto a las alineaciones de plegamiento de la Cadena Ibérica. La fosa presenta una notable disimetría, con las fallas principales localizadas hacia el centro y margen oriental de la depresión o área de afloramiento de los materiales de relleno, y un margen occidental recortado, donde los materiales neógenos se colocan en discordan-



cia sobre los mesozoicos y no resalta un borde neto por falla limitante. Estas características son más propias de una semifosa que de una fosa limitada por dos zonas de fracturas.

El relleno de esta fosa, por materiales siempre de origen continental, se inició en algunas zonas (Mira, Libros) en el Mioceno inferior-medio (Aragoniense inferior), prosiguiéndose en otras hasta el Plioceno terminal (sector de Teruel-Alfambra). Consiste en depósitos detríticos rojos depositados en ambientes de abanicos aluviales adosados a los bordes que gradan a facies de llanura lutítica y a facies lacustres generalmente someras y palustres, carbonatadas y evaporíticas (fig. 33).

En esta cuenca se localizan muchos yacimientos de mamíferos fósiles, algunos conocidos desde hace siglos, con gran riqueza de formas e individuos que ha originado una gran cantidad de estudios paleontológicos. No obstante, las aportaciones estratigráficas y sedimentológicas, especialmente los de tipo general, son escasas. Entre ellas cabe destacar los trabajos de ROYO GOMEZ (1921), BAKX (1935), CRUSAFONT, *et al* (1954, 1957), CRUSAFONT y TRUYOLS (1964), GAUTIER *et al* (1972), MOISSENET *et al* (1974), ADROVER *et al* (1978), MOISSENET (1982a) y MEIN *et al* (1983).

En la descripción de los materiales de la fosa, se ha considerado oportuno distinguir tres grandes grupos de facies o unidades; detríticas, carbonatadas y evaporíticas, teniendo en cuenta la complejidad de cambios de facies de las mismas. Las unidades distinguidas son generalmente las de los mapas geológicos a escala: 1:50.000 (2.ª serie), convenientemente unificadas, y en un caso modificadas. Para evitar confusiones no se han empleado nomenclaturas informales procedentes de otras cuencas y utilizadas por algunos autores (ej. Páramo 1 y 2; Rojo 2, etc.).

#### 1.6.2.2.1. Facies detríticas

En este apartado se han incluido las facies detríticas de la fosa de Teruel propiamente dicha y, en algunas unidades, materiales que aunque no se localizan en la fosa son asimilables o poseen un significado similar a las de las unidades correspondientes de la misma.

##### *A) Lutitas, areniscas y conglomerados rojos ( $M_2$ - $Pl_2$ ). Aragoniense-Plioceno*

En esta unidad se han integrado la mayor parte de sedimentos detríticos de la fosa. Está constituida en los bordes de la misma por materiales predominantemente conglomeráticos que gradan a lutitas con intercalaciones de areniscas y conglomerados en zonas más internas de la cuenca. Esta unidad pasa lateralmente a las unidades de facies carbonatadas y evaporíticas de zonas más al interior de la fosa mediante indentaciones laxas que provocan que a veces entre dos unidades carbonatadas se presente un tramo rojo intermedio.

Es difícil asignar potencia a esta unidad dado que en parte se asienta sobre paleorelieves, o bien poseen una edad diferente en zonas relativamente próxi-

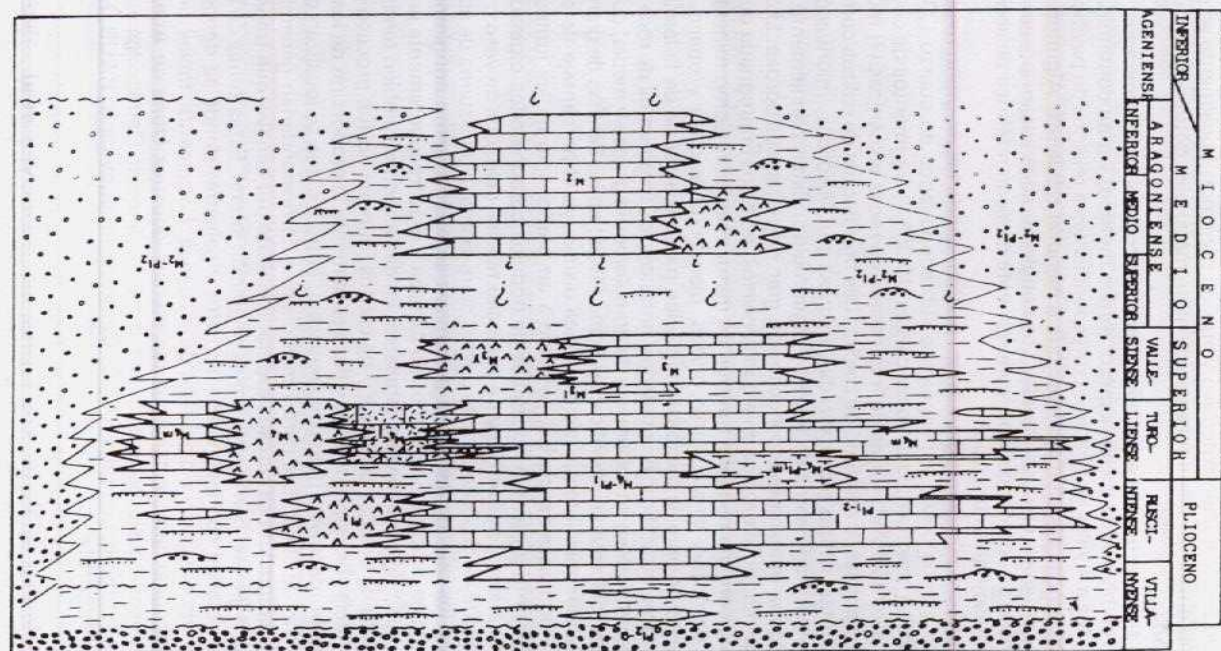


Fig. 33.—Esquema de distribución de la facies de la Fosa de Teruel según una transversal hipotética.



mas debido a su caracter expansivo y erosión posterior. Localmente se pueden apreciar potencias de hasta más de 200 m de materiales detríticos atribuibles a esta unidad.

En las zonas próximas a los bordes predominan los conglomerados, que se presentan en niveles de escaso espesor (orden métrico) y gran continuidad lateral, asociados a niveles lenticulares correspondientes a rellenos de paleocanales. Entre estos niveles conglomeráticos, que a menudo tabulares. Algunos niveles de lutitas contienen cantos flotando. Los conglomerados suelen poseer cantos subangulosos o subredondeados, generalmente presentan fábrica de soporte de cantos y presentan imbricación.

Las areniscas son heterogranulares, predominando las de grano medio, formadas por granos desde subangulosos-subredondeados de cuarzo (30-55%), feld.K (5-25%), fragmentos de rocas calizas (10-30%), fragmentos de cuarcitas, pizarras y sílex (5-15%), trazas de fragmentos de rocas volcánicas (?) muy alteradas, ferruginosas, y cemento de calcita. Los fragmentos de calizas corresponden a: micritas, calizas recristalizadas, micritas con Miliólidos, micritas con Microfilamentos, fragmentos de fósiles y algún oolito. Están parcialmente disueltos y en alguna muestra se reconocen con gran dificultad sus bordes. El cemento es de calcita, poikilotópica en algunos niveles, en otros impregnada por  $OxFe$  y, en otras, con una pequeña fracción de matriz micrítica. Como minerales accesorios: turmalina, circón, rutilo, micas, glauconita oxidada y opaco. En algunos niveles se aprecia microestratificación paralela a escala de la lámina delgada. En otros, estratificación gradada y entonces los fragmentos de roca calizas y fósiles se reconocen en las láminas de granulometría gruesa y media, con paso a peletoides (difícilmente identificables como FRCla) en las láminas de grano fino.

Hacia zonas más internas de la cuenca disminuye el porcentaje de conglomerados y areniscas asociadas, pasando a un predominio de las lutitas rojas. Estas localmente presentan horizontes de nódulos carbonatados originados por procesos edáficos y pueden llegar a intercalar niveles delgados de yeso o caliza.

El ambiente de depósito de esta unidad corresponde a un sistema de abanicos aluviales en los que, en las partes proximales se sedimentaron conglomerados mediante flujos acuosos confinados en canales y más frecuentemente en flujos laminares que originaron niveles tabulares. En dichas zonas también tendrían lugar depósitos de coladas de fango y de clastos, aunque no fue proceso predominante. Hacia zonas intermedias y distales aumenta la proporción de los depósitos de desbordamiento (lutitas y areniscas), entre los que se localizan depósitos de relleno de canal. Las partes más distales corresponderían generalmente a zonas de llanura lutítica surcada esporádicamente por canales que transportaban arenas o gravas, con escasa o nula migración lateral. Estas zonas de llanura lutítica conectarían con los medios lacustres y palustres donde se depositaron las facies carbonatadas y evaporíticas de la cuenca. Localmente, facies de zonas intermedias conectan directamente con medios lacustres (zona de Ademuz).

En niveles margosos de esta unidad se han reconocido Ostrácodos y Gasterópodos como *Ilyocypris giba* RAMO, *Candona* cf. *suevica* STRAUB, *Hydrobia* sp. y *Planorbis* sp.

El registro de yacimientos de mamíferos fósiles en el seno de esta Unidad es escaso (Masías del Barbo, Los Tejares, etc., ADROVER et al., 1982b), en comparación con el número de yacimientos localizados en facies carbonatadas

o evaporíticas de la cuenca. Debido a ello la datación de esta unidad se puede establecer teniendo en cuenta las indentaciones y cambios de facies con otras unidades de facies carbonatadas o evaporíticas bien datadas. En conjunto, esta Unidad abarcaría desde el Aragoniense inferior (niveles detríticos rojos bajo las calizas aragonienses de Libros-Mas del Olmo) hasta el Plioceno.

Aunque depositados fuera del ambiente de la fosa de Teruel, se ha asignado a esta Unidad un conjunto de materiales detríticos, conglomerados, areniscas y lutitas rojas que poseen un significado similar al de a unidad que nos ocupa y que deben poseer una edad neógena sin poder efectuarse más precisiones dada la ausencia de fósiles. Afloran en las proximidades de Tejadillos-Alobras (cuadrante SO de la Hoja).

*B) Lutitas rojas y verdosas, yesos y calizas (M<sub>3</sub> 1). Vallesiense-Turolense inferior?*

Esta Unidad, que constituye un cambio lateral de facies de la unidad anterior, yace sobre los yesos de Cascante del Río y soporta las calizas turolenses de la Muela de Cascante y de Cubla. Está constituida por hasta 50 m de lutitas rojas que intercalan varios niveles de hasta 1,5 m de calizas y yesos. En las bases de estas intercalaciones se presentan lutitas verdosas o versicolores con una potencia de hasta 0,5 m.

En el techo de esta Unidad, MOISSENET (en GODOY *et al.*, 1981c, en prensa) ha localizado un yacimiento de vertebrados en la zona de Cascante-Cubla, que indica la base del Turolense, por lo que se le asigna una edad Vallesiense y quizá Turolense inferior.

*C) Lutitas rojas, arenas y conglomerados (Pl<sub>2</sub>). Villanyense inferior.*

Materiales atribuibles a esta unidad afloran de forma discontinua a lo largo de la fosa de Teruel, desde Perales de Alfambra hasta Cubla y en algunos puntos del borde occidental de Sierra Palomera. Se sitúan en discordancia sobre materiales mesozoicos, paleógenos y neógenos.

En la zona de Perales de Alfambra-Villalba Alta se puede observar una sucesión tipo de esta unidad, constituida por unos 70 m de lutitas rojas y pardo-rojizas que intercalan areniscas y conglomerados. Las lutitas rojas presentan varios niveles de nódulos carbonatados de origen edáfico. Las areniscas y conglomerados, generalmente constituyen depósitos de relleno de canal, con una potencia de orden métrico, y contacto inferior erosivo. Esta unidad en la zona de Perales corresponde fundamentalmente a depósitos fluviales relacionados con abanicos aluviales.

Petrográficamente se estudian areniscas de grano fino, formadas por granos de cuarzo (40%), feld.k (15%), fragmentos de rocas calizas (10%), algunos muy ferruginizados, y cemento parcial de calcita vadosa. Turmalina como mineral accesorio. Microestratificación paralela.

En otros puntos de la cuenca esta Unidad se presenta bajo facies diferentes (MOISSENET, 1982 a y b). Así, en Valdecebro y cercanías de Aldehuela está constituida fundamentalmente por brechas rojizas. En Escorihuela se pueden distinguir tres tramos: uno inferior de margas blancuzcas y lignitos con yeso, tramo intermedio de lutitas rojas, arenas amarillas y gravas y un tramo superior de mar-



gas y calizas de origen palustre. Los niveles de arenas amarillas de la zona de Escorihuela corresponden, en parte, a depósitos eólicos (GUTIERREZ y PEÑA, 1976; CARRILLO y GISBERT, 1979).

Se han asimilado también a esta Unidad una serie de conglomerados areniscas y lutitas que afloran sobre diversos niveles neógenos y mesozoicos entre Valacloche y Riodeva. En conjunto constituyen los depósitos de un abanico aluvial cuyos materiales proceden de la Sierra de Javalambre y están constituidos por lutitas rojas, areniscas y conglomerados subredondeados, poligénicos, predominantemente calcáreos y dolomíticos y con matriz lutítico arenosa constituyendo una secuencia granocreciente. (ABRIL *et al.*, 1978). Las facies proximales se localizan al NE de Riodeva.

Esta Unidad, aunque en muchos puntos de sus áreas de afloramiento se dispone en discordancia sobre diversas unidades mesozoicas o terciarias, en otros, yace, sin discontinuidad aparente sobre unidades carbonatadas del Plioceno inferior-medio (Villalba Alta, Escorihuela, cercanías de Aldehuela), y recientemente MOISSENET (inédito) ha localizado fauna de la zona MN16b de MEIN en el seno de las facies detríticas de esta unidad, por lo que debe atribuirse a la misma una edad Villanyense.

*D) Gravas cuarcíticas y arcillas rojas. Conglomerados, areniscas y lutitas (PI<sub>1</sub> - Q). Plioceno.*

Se localiza esta Unidad en diversos afloramientos de la mitad occidental de la Hoja, en las cercanías de macizos paleozoicos.

Está constituida por un conjunto predominantemente conglomerático en el que se intercalan niveles de lutitas arenosas rojas. La potencia de esta unidad puede llegar a alcanzar 40 m en la zona de Campillo-Rubiales. Los niveles conglomeráticos están constituidos por gravas heterométricas, mal seleccionadas con matriz lutítico arenosa roja. Las gravas se disponen en niveles lenticulares amalgamados que dan apariencia de tramos masivos con textura de soporte de canto. Estos generalmente son de cuarcitas o cuarzo, angulosos a subredondeados, algunos muy redondeados, proceden del Buntsandstein (zona de Ródenas). Generalmente se trata de guijarros y cantos, aunque abundan los bloques. Rara vez presentan estructuras atractivas aunque localmente se ha observado estratificación cruzada de bajo ángulo e imbricación.

Las lutitas rojas se presentan en niveles desde pocos centímetros a más de 1,5 m son arenosas y presentan hiladas lenticulares de gravas, o bien, a veces, cantos dispersos flotando.

Los materiales de esta Unidad se depositaron en un ambiente de abanico aluvial, en zonas intermedias o proximales de los mismos. Dichos abanicos se desarrollaron adosados a macizos paleozoicos con morfología culminante de glacia de pie de monte.

No se han encontrado fósiles característicos en el seno de los materiales de esta unidad. Por su posición estratigráfica y otros criterios geomorfológicos diversos autores (LENDINEZ *et al.*, 1979, en prensa; AZNAR *et al.*, 1981, en prensa) la asimilan a Plioceno, sin excluir algunos de ellos que quizá representa el Pleistoceno inferior.

#### 1.6.2.2.2. Facies carbonatadas

La sedimentación lacustre en facies carbonatadas ha persistido casi ininterrumpidamente en la fosa de Teruel desde el Aragoniense inferior hasta el Plioceno terminal. Debido a la indentación y cambio de facies de los niveles carbonatados con las facies detríticas, muchas veces aquellos se encuentran separados unos de otros en la vertical por tramos detríticos rojos, que permite muchas veces la diferenciación cartográfica de una serie de unidades. En ocasiones la desaparición de los tramos rojos hacia los depocentros de las antiguas cubetas no permite diferenciar en dichos puntos las mismas unidades que en zonas más externas. Este es el caso de las calizas turolense ( $M_4$  m) y pliocenas ( $PI_{1,2}$ ) al Sur de Alfambra, donde debido a la falta de detríticos intermedios se han cartografiado como una unidad compresiva ( $M_4 - PI_1$ ).

Los niveles de calizas son biomicritas de Algas, Caráceas, Ostrácodos y Moluscos cuya matriz está más o menos recristalizada y modificada por acción algácea. También se encuentran dismicritas a veces con limo y arena de cuarzo, y zonas calcíticas. En estas calizas se aprecian señales de karstificación, y, en algunos niveles, presencia de sulfatos disueltos o sustituidos por calcita.

Un hecho importante a destacar es la variación de las áreas de sedimentación lacustre con el tiempo y así durante el Aragoniense inferior se situaron entre Libros-Riodeva-Mas del Olmo. Durante el Vallesiense en la zona de Ademuz, y en las cercanías de Peralejos, formando dos áreas lacustres independientes. Durante el Turolense tiene lugar una expansión de las zonas lacustres con sedimentación carbonatada, pudiéndose considerar dos áreas de sedimentación: la de Teruel-Alfambra y la de Cubla-Ademuz. Finalmente, durante el Plioceno tiene lugar una importante fase expansiva del área de sedimentación lacustre carbonatada en la zona de Teruel-Alfambra con respecto al Turolense.

En el seno de estas unidades o bien en las zonas de contactos con las unidades detríticas se localizan la mayor parte de yacimientos de vertebrados, que ha permitido un control cronoestratigráfico de las mismas.

#### A) Calizas ( $M_2$ ). Aragoniense

Constituida fundamentalmente por calizas con intercalaciones de margas y lutitas, esta unidad aflora en la zona meridional de la fosa. Yace sobre materiales detríticos rojos del relleno neógeno de potencia diversa o bien como en Libros, directamente sobre niveles mesozoicos. Su potencia oscila alrededor de 50 m en su zona central de afloramiento, y se acuña hacia el N. En la zona del río de Riodeva está constituida por calizas más o menos arcillosas con estratificación fina en tramos de orden métrico, a menudo son fértidas y presentan laminación, abundantes Gasterópodos, Carofitas y Ostrácodos. Intercalan niveles de lutitas y margas con Gasterópodos de color gris verdoso poco potentes, así como hileras lignitosas. En las cercanías de Mas del Olmo los lignitos intercalados en esta formación fueron explotados a principio de siglo.

Esta Unidad se depositó en un ambiente de tipo lacustre cuyas facies de mayor profundidad se formaron en la zona de las Minas de Libros. Hacia Libros-pueblo pasa lateralmente en parte a un conjunto de yesos finamente estratifica-



dos y lutitas lignitosas que han proporcionado una fauna coetánea a la de las calizas de la zona de Mas del Olmo y Riodeva (ADROVER *et al.*, 1978).

En las minas de lignito de Mas del Olmo DUPUY y FERNANDEZ (1918) señalaron una fauna de macromamíferos que atribuyen al «Vindoboniense». ADROVER *et al.* (1978), en niveles atribuibles a esta unidad han localizado los yacimientos de micromamíferos de Mas del Olmo (minas de lignito), Barranco del Rito y Libros-pueblo proporcionando todos ellos una fauna asimilable a la zona MN4 de MEIN.

#### B) Calizas, margas y arcillas lignitosas ( $M_3$ ). Vallesiense.

Las calizas de edad Vallesiense poseen dos áreas de afloramiento en la fosa de Teruel; Ademuz-Casas Bajas y Peralejos.

En la zona de Peralejos no se observa el yacente y forman un resalte de varios metros sobre el nivel del río. Esta Unidad aparece constituida por hasta 50 m de calizas micríticas muy bioturbadas, con señales de raíces, que alternan con niveles de lutitas y margas, a menudo lignitosas, con abundantes gasterópodos lacustres. El conjunto posee estratificación difusa y son frecuentes los acuífamentos de bancos de calizas.

En la zona de Ademuz-Casas Bajas esta Unidad está constituida por calizas y margas con intercalaciones lignitosas. La potencia es variable, a menudo difícil de calcular debido a deslizamientos recientes, aunque probablemente no llega a superar los 30 m se acuña y desaparece hacia el N y hacia el S. Está constituida por calizas arcillosas con abundantes restos de gasterópodos en niveles de hasta 2 m de potencia, con capas de orden decimétrico que alternan con niveles de margas grises, a veces con fragmentos travertínico-algales e hiladas lignitosas. A veces las calizas presentan hiladas de clastos de origen travertínico, o bien están constituidas por travertinos desarrollados sobre cañas. Son frecuentes la bioturbación atribuible a raíces y los travertinos desarrollados sobre tallos vegetales (cañas), a veces en posición vertical.

Las calizas vallesienses, se originaron en dos áreas lacustres someras diferenciadas. Las características que presentan son típicas de lagos muy poco profundos con sedimentación carbonatada, con variaciones periódicas de nivel de las aguas y amplio desarrollo de zonas palustres. En la zona de Ademuz-Casas Altas abundan las facies travertínicas, mientras que parecen estar ausentes en la zona de Peralejos.

De esta Unidad, en la zona de Casa Altas, ADROVER *et al.* (1978) citan un yacimiento de micromamíferos atribuible a la zona MN9 de MEIN (Vallesiense).

En la zona de Peralejos se localizan los yacimientos de La Roma 1 y 2 y Peralejos a, b, c, d (ADROVER *et al.*, 1982c, y VAN DE WEERD, 1976) que han proporcionado: *Hispanomys peralensis*, *Progonomys cf. cathalai*, *Prolagus crusafonti* y *Galerix* sp. que indican la zona MN10 de la biozonación de MEIN (Vallesiense).

#### C) Calizas, margas y arcillas lignitosas ( $M_4$ m). tuoliense

Esta Unidad posee dos áreas fundamentales de afloramiento: una septentrional, desde las inmediaciones de Teruel hasta la zona de Peralejos y otra meridional desde la zona de Aldehuela-Villastar hasta Casas Bajas, prolongándose por

la vecina Hoja de Liria. Entre ambas zonas y en cambio lateral de facies pasan a los yesos de Castrolvo-Los Aljezares (M4)

La potencia de las calizas turolenses es muy variable de un punto a otro de la cuenca, pudiendo llegar a superar los 60 m. Origanan relieves de tipo estructural con escarpes pronunciados y plataformas o muelas. Esta unidad está constituida por calizas blancuzcas o beiges, en capas de orden métrico que intercalan niveles de potencia menor de margas o lutitas blancuzcas, grisáceas y raramente rojizas. Esporádicamente intercalan hiladas lignitosas. A menudo las calizas, generalmente biomicritas con Gasterópodos, Ostrácodos y Carofitas, presentan trazas de bioturbación muy manifiestas atribuibles a raíces. Localmente algunos bancos de caliza son de origen travertínico, llegando a predominar este tipo de facies en algunos puntos de la zona de Ademuz.

Esta Unidad se originó en áreas lacustres somera y palustres con sedimentación carbonatada que conectarían lateralmente con zonas en las que tendría lugar el depósito de evaporitas subacuáticas.

En esta Unidad son muy abundantes los restos fósiles de Gasterópodos lacustres, Ostrácodos y Carofitas de los cuales se han clasificado: *Bythinia* sp., *Hydrobia* sp., *Chara molassica* STRAUB, y, *Ch. lagenalis* STRAUB.

#### D) Margas amarillentas y grisáceas y calizas ( $M_4 - Pl_1$ m). Turolense

Esta Unidad aflora en la zona de Ademuz, constituyendo un cambio lateral de facies de las calizas turolenses, con las que se indenta, y soporta el nivel de caliza rusciniense de Los Planos, al NO de Val de la Sabina. Dada su litología y posición, entre niveles más resistentes a la erosión, no presenta una expresión morfológica particular y a menudo está recubierta por derrubios de pendiente.

Está constituida por lutitas y margas grises blancuzcas y pardo amarillentas que intercala niveles de calizas arcillosas bioturbadas con gasterópodos y calizas travertínico-algales. Esporádicamente intercala niveles delgados de lutitas rojas y areniscas, más frecuentes e importantes hacia el Oeste (zona de Vallanca).

Esta Unidad se depositó en un ambiente lacustre somero-palustre con influencias detríticas importantes, sobre todo en la zona occidental de su afloramiento, donde se indenta con depósitos de origen aluvial.

En el seno de esta Unidad se localiza el yacimiento de Ademuz-Vallanca, que según ADROVER et al. (1978) corresponde a la zona MN12 de MEIN, situada en el Turolense.

#### E) Calcsiltitas y calizas travertínicas ( $M_4$ c). Turolense

Aflora en las cercanías de Villalba Baja, y constituye por una parte, un cambio lateral de facies de los Yesos de Tortajada y por otra de calizas Turolenses. Está constituida por unos 50 m de calcsiltitas blancuzcas y beiges con estratificación fina en tramos métricos que intercalan bancos de hasta 50 cms e hiladas centimétricas y milimétricas de calizas travertínicas. Las calcsiltitas son poco compactas, deleznales y presentan una abundante fauna de gasterópodos lacustres, localmente presentan laminación. La bioturbación es escasa en esta unidad. El ambiente deposicional donde se originó es lacustre con cierta salinidad



en sus aguas como lo demuestra la fauna de Gasterópodos (entre la que abunda **Neritina**) y su paso lateral a los yesos de Tortajada.

La datación de esta Unidad se basa en la fauna recogida en dos yacimientos de Villalba Baja, que son asimilables a la zona MN12 de MEIN (ADROVER en GODOY *et al.*, 1981b, en prensa).

#### F) Calizas, margas y arcillas lignitosas ( $PL_{1,2}$ ). Plioceno

Las calizas pliocenas afloran principalmente en la parte septentrional de la fosa de Teruel, desde la zona de Villastar-Aldehueta hasta Villalba Alta. A esta Unidad cabe referir también el afloramiento de Los Planos, al NO de Val de la Sabina. Constituye la plataforma de diversas «muelas» o bien relieves estructurales con escarpes generalmente bien marcados. La potencia es variable, alcanzando un máximo de hasta 80 m en la zona de Teruel, disminuyendo hacia los bordes de la cuenca.

Está constituida por calizas más o menos arcillosas, en bancos de orden métrico, que intercalan lutitas y margas grisáceas o negras con abundantes Gasterópodos. Las calizas, que en general están muy bioturbadas y poseen huellas de raíces, son biomicritas con Gasterópodos, Ostrácodos y Carofitas depositados en un medio lacustre de escasa profundidad o palustre. Localmente puede predominar las facies de origen travertínico (Val de la Sabina).

La edad de esta Unidad puede abarcar desde un Rusciniense basal (Celadas) hasta el Villanyense (zona de Escorihuela, Orrios y centro de la Cubeta de Teruel. De la zona de Villalba Alta se han clasificado: Gasterópodos (**Planorbis** sp., **Hidrobia** sp. y **Bythinia** sp.) Ostrácodos (**Ilyocypris gibba** RAMB., **Cypri-deis torosa** JONES, **Candona** aff. **suevica** STRAUB, **C. sp.** y **C. recta** Llen, y caráceas (**Chara** cf. **lagenalis** STRAUB, **Ch. cf. molassica** STRAUB y **Rhabdochar** sp.). recientemente MEIN *et al.* (1983) dan a conocer un gran número de yacimientos de micromamíferos fósiles en esta unidad que les permite establecer una biozonación muy fina dentro del Plioceno continental. El afloramiento de Val de la Sabina ha proporcionado un yacimiento de mamíferos fósiles de edad Rusciniense inferior (ADROVER *et al.*, 1978).

#### G) Calizas, margas y arcillas lignitosas ( $M_4$ - $PI_1$ ). Turolense- Plioceno

En algunas ocasiones, debido a la ausencia de un tramo detrítico rojo intermedio o en zonas centrales de cuenca, no se puede diferenciar las calizas turolenses ( $M_4$  n) y las pliocenas ( $PL_{1,2}$ ). Debido a ello, se han representado en la cartografía como unidad indiferenciada, poseyendo unas características sedimentológicas similares a las expuestas para las calizas turolenses y para las pliocenas. Esta unidad se originó en un medio lacustre somero a palustre, en zonas centrales de la cuenca y donde tuvo lugar una sedimentación continua desde el Mioceno superior (Turolense) al Plioceno.

##### 1.6.2.2.3. Facies evaporíticas

Las principales facies evaporíticas en la fosa de Teruel se disponen a lo largo de la misma, con edades comprendidas entre el Vallesiense, en la parte meridio-

nal (zona de Libros) y el Plioceno medio en el sector septentrional (zona de Orrios-Escorihuela). El tipo de litofacies es semejante a grandes rasgos, y un hecho significativo a destacar es que se localizan próximas a afloramientos de evaporitas del Keuper en los relieves circundantes. El origen de las facies evaporíticas de la fosa es lacustre, pasando lateralmente, entre otras, a facies carbonatadas de origen lacustre o palustre, lo que indicaría diferentes tipos de depósitos para un mismo lago o episodio lacustre.

#### A) Yesos, calizas y margas ( $M_3$ y). Vallesiense

Aflora esta Unidad en la zona de Cascante del Río hasta las cercanías de Riodeva. Está constituida por yesos laminados en niveles de varios metros de potencia que intercalan niveles de calizas y margas, más abundantes hacia la parte inferior de la unidad. En la zona entre Libros y Riodeva los niveles de yeso y algunos de carbonatos poseen azufre que fue objeto de explotación. Localmente se observa la presencia de **slumpings** afectando a niveles de yeso. La potencia atribuible a esta unidad es de unos 100 m en la zona de Vilhel-Cascante.

Los niveles de yeso presentan litofacies de yeso primario, finamente estratificado a laminado, estando constituidas las láminas por acumulaciones de lenticulares de pequeño tamaño. Intercaladas entre las láminas y estratos delgados se presentan finas hiladas de carbonatos constituidos por acumulaciones de Carofitas (preferentemente tallos) y Gasterópodos. Idéntica composición se observa en los bancos y niveles de caliza que alternan con los tramos yesíferos. En la zona de las minas de Libros, el azufre se presenta en forma de nódulos o nivelillos estratiformes sustituyendo tanto al yeso como a los carbonatos, y localmente aparece asociado a niveles bituminosos intercalados en la sucesión.

Las características sedimentológicas de los materiales de esta unidad hacen pensar en que se depositaron en un medio lacustre en el que existirían zonas de cierta profundidad y episodios de anoxia del fondo (fauna en niveles bituminosos). La sedimentación de las evaporitas fue subacuática, con una historia post-deposicional compleja en la zona de Libros, en la que tuvo lugar formación de azufre a partir de la reducción de los sulfatos previamente depositados.

La datación de esta unidad se basa en la fauna recogida en la zona de las minas de Libros por NAVAS (1922 a y b) y posteriormente revisada por ROMAN (1926, 1927) quien la atribuyó al «Pontiense». GAUTIER et al. (1972) asignan dicha fauna al Vallesiense.

#### B) Yesos y margas ( $M_4$ ). Turolense- Rusciniense

Los afloramientos de esta unidad se localizan en la zona de Castralvo-Los Aljezares de Teruel y en la zona de Tortajada-Cuevas Labradas, constituyendo cambios laterales de facies tanto de unidades carbonatadas como de unidades detríticas de borde. Está constituida por tramos potentes, a veces de aspecto masivo, de yesos con intercalaciones de lutitas y margas grisáceas, blancuzcas y verdosas y esporádicamente de calizas. Localmente intercalan hiladas lignitosas.

La potencia de esta unidad es variable, estimándose unos 150 m en las cercanías de Tortajada y hasta 50 m en Los Aljezares de Teruel.



La edad de esta Unidad se ha establecido gracias a diversos yacimientos de mamíferos localizados en Los Aljezares de Teruel (ADROVER, 1975) y por sus relaciones laterales con otras unidades bien datadas.

#### C) Yesos y margas ( $PI_1$ ). *Rusciniense*

Las calizas, margas y arcillas lignitosas de edad pliocena de la zona de Orrios-Escorihuela ( $PI_{1-2}$ ) presentan un cambio lateral de facies a un conjunto de tramos yesíferos que alternan con niveles de margas y calizas blancuzcas que constituyen esta Unidad.

Los afloramientos más característicos se localizan en las cercanías de la Ermita de San Miguel, donde los yesos fueron objeto de pequeñas explotaciones. En esta zona los yesos se presentan en niveles de hasta más de 3 m de potencia, presentan un aspecto masivo, aunque en realidad corresponden a yesos laminados, a veces con Gasterópodos abundantes. Las zonas masivas localmente muestran una apariencia microgrumosa o con pequeños nodulitos carbonatados. Estos niveles de yeso alternan con capas de margocalizas y margas con Gasterópodos.

En general las características de los yesos de esta Unidad son muy semejantes a las de los yesos de Los Aljezares. El ambiente de depósito de esta unidad, correspondería a una zona lacustre con sedimentación de evaporitas subacuáticas dentro de un complejo lacustre con sedimentación carbonatada predominante.

La edad de esta Unidad se ha establecido por su relación con las calizas pliocenas de las que es un cambio lateral de facies.

#### 1.6.2.3. *Formaciones culminantes fini-pliocenas de la fosa de Teruel y depresión de Sarrión.*

Tanto en la depresión de Sarrión-Mijares, como en diversas zonas de la fosa de Teruel-Alfambra, sobre diversos niveles neógenos, o aún mesozoicos, yace una serie de formaciones detríticas culminantes del ciclo neógeno, con modelado superior en forma de glaciares extensos. La constitución litológica predominante son los conglomerados poco cementados o gravas con intercalaciones delgadas lutítico arenosas. En algunos lugares a techo se observa una costra calcárea de origen edáfico bien desarrollada. Sólo localmente, en las cercanías de Orrios y Escorihuela se ha observado el paso a depósitos carbonatados palustres, constituidos por calizas travertínicas interestratificadas con gravas de cantos rodados. Estas formaciones han sido recientemente objeto de estudio por MOISSENET (1982 a y b).

##### 1.6.2.3.1. Gravas, arenas y limos ( $PI_2$ Q). *Villanyense*

Estos materiales se localizan en la zona occidental y meridional de la depresión de Sarrión, y dentro de la fosa de Teruel en tres zonas principales de afloramiento: Perales de Alfambra, Gea-Concud y Valdecebro. Dada la independencia entre las zonas mencionadas, se describen por separado, aunque han sido referidas de modo único en la cartografía.

### A) Zona de Sarrión-Mijares y La Puebla de Valverde \*

Esta unidad se extiende de N a S desde Formiche Alto a Fuente del Cepo y desde La Puebla de Valverde hasta la alineación Valbona-Barracas de O a E. Las pendientes de los glaciares culminantes por lo general son hacia el centro de la depresión del Mijares, con excepciones locales (cercanías de Valbona) debido a basculamientos tectónicos.

En La Puebla de Valverde la Unidad que nos ocupa está constituida por un tramo inferior de gravas de cantos muy angulosos, calcáreos, de tamaño guijarro generalmente. Intercalan numerosos niveles lenticulares laxos de orden decimétrico de arenas de grano medio bien seleccionadas, con laminación paralela o *ripple*. Las gravas presentan abundantes cicatrices internas laxas. El tramo superior está constituido asimismo por gravas pero con menos intercalaciones arenosas delgadas, poseyendo un aspecto masivo. En este tramo destaca una intercalación arenosa de 1 m de potencia en la que se localiza el famoso yacimiento de Puebla de Valverde. La potencia de esta Unidad en dicho punto es de unos 15 m.

GAUTIER y HEINZ (1974) describen también esta sucesión, señalan la presencia de granos de arena de origen eólico en el nivel del yacimiento, y efectúan una hipótesis sobre la génesis del mismo. MOISSENET (1982 a y b) opina que las gravas angulosas de esta formación corresponden a gelifractos procedentes de la zona del Javalambre. No obstante hay que precisar que en otros lugares de la zona los cantos son subangulosos subredondeados y han sufrido un transporte puramente aluvial.

En general, los materiales de esta Unidad corresponden a depósitos aluviales, originados en un ambiente de laxos abanicos, sin incisiones importantes y con morfología culminante en glacis. Localmente los cantos podrían proceder de zonas periglaciares donde tendrían lugar procesos de gelifración. La superficie de glacis que generalmente corona esta Unidad aparece constituida en muchas ocasiones por una costra calcárea de origen edáfico.

### B) Fosa de Teruel

En la fosa de Teruel esta Unidad, con morfología de glacis culminante, aflora en diversos puntos de la misma: Perales de Alfambra, Gea, Valdecebro, y de forma puntual en Aldehuela. La potencia en los diversos puntos varía desde 3 m en Gea hasta más de 25 m en Aldehuela. Está constituida por gravas con intercalaciones lenticulares de areniscas y lutitas. Los tramos de gravas están constituidos por niveles lenticulares amalgamados. En algunas zonas los cantos son subredondeados, mientras que en otras muy angulosos, proviniendo de gelifractos, como en Aldehuela y Valdecebro. Generalmente los cantos son predominantemente calcáreos pero en la zona de Gea existe un importante porcentaje de cantos de cuarcita, sobre todo en los niveles más altos. La superficie culminante, generalmente presenta una costra calcárea de origen edáfico (Perales, Valdecebro, etc.).

La datación de esta Unidad se basa en el clásico yacimiento de La Puebla de Valverde, dado a conocer por CRUSAFONT et al. (1964) y estudiado con



profundidad por GAUTIER y HEINTZ (1974), quienes lo atribuyeron al Villafrankense medio (biozona de Saint Vallier). Modernamente MEIN, 1975; MOISSENET, 1982 a y b ) se atribuye a la biozona MN17 de MEIN, es decir, Plioceno terminal (Villamyense), precediendo por poco al límite plio-cuaternario.

La edad de esta unidad en la fosa de Teruel se ha establecido por comparación con el yacimiento de La Puebla de Valverde y por su posición estratigráfica.

## **1.7. CUATERNARIO**

### **1.7.1. Arenas, gravas y limos. Aluviales y terrazas (Qr). Pleistoceno-Holoceno.**

Se incluyen en este apartado los sedimentos de origen aluvial acumulados en los valles de los ríos principales, Alfambra, Guadalaviar, Jiloca, Turia, Tajo, Júcar, Cabriel y Mijares, así como los niveles de terrazas localizados en sus márgenes.

La cronología de las terrazas es difícil de establecer debido a la escasa extensión de cada nivel.

Se diferencian tres niveles de terrazas (Alfambra-Turia). La terraza alta situada a 70 -80 m sobre el cauce actual del río, la terraza media situada a 40-50 m, y la inferior situada a 10-15 m. Están constituidas por depósitos de gravas y conglomerados, generalmente de cantos calizos, excepto la del río Turia que lleva una mezcla de cantos calizos y silíceos. La terraza media presenta localmente encostramientos.

### **1.7.2. Conglomerados y arcillas con cantos. Glacis (Q g). Pleistoceno-Holoceno.**

Dentro de este grupo se incluyen una serie de depósitos que forman extensas llanuras de suave pendiente. Se caracterizan por la superposición de niveles de gravas, generalmente calcáreas, en matriz areno-limosa. La potencia oscila entre 0 y 10 m.

### **1.7.3. Cuaternario indiferenciado (Q). Pleistoceno-Holoceno**

Dentro de esta Unidad se han agrupado diferentes tipos de depósitos cuaternarios, que por su extensión convenía diferenciar, y que por otra parte, por sus características litológicas y genéticas no encajaban en el resto de los apartados del Cuaternario.

### **1.7.4. Brechas con matriz limo-arcillosa. Coluviales (Qc). Holoceno**

Constituyen pequeñas manchas localizadas alrededor y dentro de los relieves mesozoicos y terciarios. Están formados por arcillas con cantos angulosos y heterométricos, en general poco cementados.

## 2. TECTONICA

Desde el punto de vista estructural la Hoja 1:200.000 de Teruel está situada en el sector central de la Cadena Celtibérica, abarcando parte de sus Ramas Castellana y Aragonesa, así como las depresiones de Teruel-Alfambra y del Jiloca, consideradas tradicionalmente como la divisoria entre ambas. Dentro de la Rama Aragonesa la depresión de Mora-Sarrión separa el sector del Maestrazgo situado al Norte, del Levantino. La Historia Tectónica de la región es completa. Sus materiales más antiguos son de edad paleozoica y fueron estructurados durante el Ciclo Hercínico. Durante el Mesozoico es un área de sedimentación controlada por los accidentes del zócalo hercínico. Su estructuración tiene lugar en el Terciario, con la participación de varias fases compresivas y distensivas.

### 2.1. MARCO GEOTECTONICO REGIONAL

La Cadena Celtibérica es considerada por JULIVERT *et al* (1972-74) como una «cadena de tipo intermedio», ya que su evolución sedimentaria y estructural y ausencia de metamorfismo y magmatismo impiden incluirla entre las cordilleras alpinas. La historia sedimentaria se inscribe en un marco intracratónico y su estructuración corresponde a una tectónica de zócalo y cobertera.

La individualización de la Cadena Celtibérica tiene lugar a comienzos del Mesozoico, evolucionando como un **graben** complejo, el Aulacógeno celtibérico, (ALVARO *et al*, 1978) dispuesto transversalmente al margen bético balear. La disyunción continental que tiene lugar a comienzos del Mesozoico en el ámbito del Atlántico y la Mesogea se operó según una serie de puntos triples que correspondían a puntos calientes del manto. Uno de ellos estaría situado en la región de Valencia-Castellón, y la apertura de sus dos ramas principales originó



el margen catalano-balear, prolongación del bético. El tercer brazo corresponde a la Cordillera Celtibérica, que se desarrolló como un aulacógeno. Esta disposición está preconfigurada en cierto modo por la existencia de una trama de fracturas en el zócalo hercínico según las alineaciones principales NO-SE y NE-SO. Estas líneas de facturación tardihercínica, especialmente la NO-SE coincidente con la elongación, líneas paleogeográficas y directrices estructurales de la Cadena, condicionarán de manera muy importante la evolución posterior de la Cadena Celtibérica.

Durante la **etapa de graben**, correspondiente al Trias inferior y medio, el aulacógeno es un graben complejo de geometría controlada por las fracturas NO-SE y las NE-SO en menor grado, que se rellena con sedimentos clásticos y se colmata finalmente con depósitos carbonatados de aguas someras correspondientes a la facies Muschelkalk.

El Trias superior corresponde a la **etapa de transición**, época de paso de un mecanismo de subsidencia por **rifting** a otro por estiramiento y subsidencia térmica. La distensión permite el ascenso de materiales ígneos a través de las principales líneas de fractura: doleritas thoelíticas («ofitas») en el aulacógeno, y coladas de basaltos alcalinos en el área balear (ALVARO, et al, 1982). La sedimentación es de carácter continental y transicional. La **etapa de flexura** se desarrolla fundamentalmente durante el Jurásico. La subsidencia generalizada da paso a condiciones marinas, configurándose la Cordillera Celtibérica como un golfo o entrante marino ortogonal a margen pasivo bético balear. La extensa plataforma carbonatada que se implantó en este área comienza a fragmentarse entre el Lías medio y superior, y testigos de este fenómeno son las efusiones de rocas básicas que, como los dispositivos paleogeográficos, continúan condicionadas por los accidentes NO-SE. Mientras en el margen bético-balear esta fragmentación abre paso a condiciones de cuencas profundas en relación con el área del Tethys; el área celtibérica experimentó sucesivos intentos de fragmentación y recomposición de la plataforma carbonatada.

La rotación de la Península Ibérica entre el Jurásico superior y el Cretácico inferior da lugar a un período de tiempo en el que se registra una actividad tectónica importante, caracterizada por una tectónica distensiva con juego de bloques en la vertical, y probablemente con desplazamientos laterales (movimientos Neokiméricos y Aústricos). Los dispositivos paleogeográficos varían radicalmente, especialmente en las zonas externas, con períodos de emersión, y transgresiones y regresiones marinas. Según el punto de vista que se adopte, se puede considerar que estos sucesos marcan el final del desarrollo del aulacógeno o que simplemente suponen una interrupción en su evolución. Algunos autores incluso suponen que el ciclo del Cretácico superior corresponde al desarrollo de un nuevo aulacógeno superpuesto al anterior (VILAS et al, 1982). En cualquier caso este período corresponde a un gran ciclo transgresivo-regresivo, que culmina a finales del Cretácico, en el contexto de una etapa de flexura. La **etapa tectogenética** se inicia con la emersión generalizada de la Cordillera a finales del Cretácico, prolongándose durante el Paleógeno y parte del Neógeno, cuando varias fases de compresión dan lugar a las estructuras tectónicas que configuran actualmente el área celtibérica, y tiene lugar la sedimentación terciaria de carácter molásico. La deformación del aulacógeno es conexas con la de las zonas móviles vecinas, la Cadena pirenaica y las Cordilleras Béticas, deformándose lon-

gitudinal y transversalmente. Finalmente, durante el Neógeno superior y el Cuaternario los movimientos distensivos que ocurren en el Mediterráneo occidental dejan su impronta en la Cadena Celtibérica: Fosas de Teruel-Alfambra, Calatayud y Jiloca.

## 2.2. DOMINIOS ESTRUCTURALES

La estructura de las Hojas de Teruel, como la del conjunto de la Cordillera celtibérica, está configurada por la orientación de las fases de compresión, la trama de los accidentes del zócalo, y la naturaleza y disposición de los materiales de la serie sedimentaria. Estos factores controlan el estilo y la geometría de las estructuras visibles en la actualidad.

Desde el punto de vista mecánico la región presenta una estructura de zócalo cobertera, en la que ambos niveles se han deformado independientemente gracias a la existencia de un nivel de despegue entre ambos. Los elementos que constituyen los pisos estructurales presentes son:

*El zócalo y el tegumento.* Corresponde al basamento hercínico y al tegumento del Buntsandstein, al que puede asociarse el nivel inferior del Muschelkalk, dotado generalmente de una tectónica de revestimiento. Este piso se deforma preferentemente mediante fallas y pliegues de fondo de gran radio. Localmente la compresión ha llegado a producir una esquistosidad de plano axial en los niveles lutíticos del Buntsandstein del pliegue de fondo de Espadán.

*El nivel de despegue regional* está constituido principalmente por las margas y evaporitas (cuyo volumen original posiblemente era superior al observable en la actualidad) del Keuper, a las que se asocian con frecuencia los niveles margosos y las dolomías superiores del Muschelkalk, que presentan una tectónica intracutánea. Este nivel individualiza el tegumento de la cobertera, que ha deslizado independientemente durante la estructuración. Cuando ha migrado el Keuper la cobertera suprayacente puede presentar localmente un estilo de revestimiento. Los materiales plásticos del Keuper han desarrollado asimismo estructuras de tipo diapírico más o menos desarrolladas durante las etapas de distensión.

*La cobertera* está formada por los materiales calcáreos, margosos y terrígenos del Jurásico, Cretácico y Paleógeno plegados, estructurados independientemente del zócalo excepto en los grandes pliegues, de fondos. Se han deformado mediante reflexión y fractura, origina pliegues, fallas inversas, cabalgamientos y desgarres durante las fases de compresión, y fallas y pliegues de gran radio durante las de distensión. Ciertos niveles (margas toarcienses, niveles del Cretácico inferior) pueden actuar localmente como niveles de despegue secundarios, originando disarmonías en el conjunto de la cobertera. Además de la litología, el espesor del conjunto de la cobertera es otro elemento que condiciona el estilo y geometría de las estructuras. Las zonas con menor espesor (próximo a los 1.000 metros) presentan pliegues más apretados y numerosas fallas inversas y cabalgamientos, mientras que en la zona oriental, con más de 2.000 metros de cobertera, las estructuras predominantes son los pliegues laxos de gran amplitud.

Los mecanismos de deformación propios de cada nivel estructural han con-



dicionado el que presenten acortamientos diferentes, despegándose el conjunto de la cobertera que ha deslizado independientemente sobre el zócalo. Las estructuras de escamas intracutáneas y pliegues desenraizados de la Hoja de Zafri-llas (25-23), vergentes hacia el SE indican que hubo un deslizamiento generaliza-do de la cobertera al inicio de la compresión, con anterioridad o simultáneamen-te a la formación de los pliegues de fondo que la anclan.

Las relaciones entre los pisos estructurales, la trama de accidentes de zóca-lo, y la secuencia de fases compresivas y distensivas condicionan conjuntamen-te la compartimentación del territorio de la Hoja de Teruel en varios dominios estructurales, caracterizados por asociaciones de estructuras compresivas y dis-tensivas que les confieren su carácter individual.

### 2.2.1. El dominio de Albarracín

Ocupa el sector noroccidental de la Hoja. Hacia el Este queda limitado por las fosas de Teruel y del Jiloca. El límite meridional corresponde a la falla del Tajo (línea Hespérica). Se caracteriza por presentar dos direcciones de pliegues de fondo: la de Sierra Menera, y la de los macizos del Nevero, Tremedal, Sierra Carbonera y Collado de la Plata. Se disponen según dos alineaciones NO-SE en las que aflora el zócalo paleozoico y el tegumento a favor de fallas de zócalo dispuestas en relevo. Estas fallas actuaron como inversas, con vergencia NE, durante la compresión, siendo reactivadas como fallas normales que elevan los bloques durante la distensión, con una geometría de bloques basculados de ma-nera que el situado entre las fallas de Alustante-Albarracín y Sierra Menera pre-senta el borde meridional deprimido y el septentrional elevado.

Los pliegues de fondo están rodeados por una orla de cobertera esencial-mente jurásica plegada con direcciones predominantemente NNO-SSE y NO-SE, de pequeño radio de curvatura y desarrollo longitudinal variable, erguidos y con vergencias SO y NE. También se desarrollan pliegues transversos de rum-bo NE-SO y ENE-OSO, con vergencia SE. El límite Sureste de este dominio es la falla del Tajo, y la transición al dominio vecino se realiza mediante la zona de **domos y cubetas de Griegos-Jabaloyas**, que generadas inicialmente por la interferencia de ambas direcciones de plegamiento adquieren su configuración definitiva por diapirismo de los materiales del Keuper durante la distensión neógena.

La fracturación de la cobertera se realiza según las directrices NO-SE y NE-SO. La primera predomina en el sector septentrional, mientras que la segunda lo hace en el meridional. Antiguos desgarres generados durante la compresión, las fracturas NE-SO y NNE-SSO actúan como fallas normales en la distensión miocena, originando fases y bandas diapíricas transversales.

### 2.2.2. La franja de Tragacete-Zafrilla

Queda enmarcada por la Falla del Tajo y la falla de Beamud. Es una franja de 10 ó 12 kilómetros de anchura de dirección NO-SE. Su estilo está definido por la cobertera Jurásico-cretácica, despegada del tegumento y plegada con un

estilo jurásico según las directrices ibéricas. Su estructura de plegamiento se caracteriza por el desarrollo de pliegues con geometría en cofre, esto es, flancos con fuertes buzamientos, y «techos» y «fondos» planos con doble charnela. En el núcleo de los sinclinales más importantes (Alto Tajo-Valdecabriel) se han preservado los depósitos continentales del tránsito Cretácico-Terciario. Los flancos de los pliegues aparecen afectados por cabalgamientos en ambos sentidos a favor de las dobles charnelas. Las superficies de cabalgamiento adquieren buzamientos fuertes cuando afectan a la cobertera, adquiriendo posiblemente en profundidad una posición más tendida hasta alcanzar el nivel de despegue, por lo que localmente los recubrimientos pueden lograr cierta importancia. Pliegues y cabalgamientos mantienen un rumbo bastante constante NO-SE durante decenas de kilómetros. La doble vergencia está en relación con el estilo de los pliegues, por acumulación de materiales del Keuper en los núcleos anticlinales y migración desde los sinclinales, durante la etapa de compresión. La tectónica de fractura, aparte de los cabalgamientos, se manifiesta por fallas longitudinales, y especialmente transversales, que actuaron como desgarres durante la compresión y como fallas normales en el Mioceno y Plioceno.

### **2.2.3. El dominio de Beamud-Cañete**

Está situado en la esquina SO de la Hoja, al oeste del dominio anterior, del que los separa la Falla de Beamud. Se caracteriza por los pliegues de fondo de la Sierra de Valdemeca y de El Cañizar-San Martín de Boniches, en los que aflora fundamentalmente el tegumento y ocasionalmente el zócalo hercínico. La falla de Beamud, de dirección NO-SE, actuó como inversa durante la compresión que genera las directrices ibéricas, rejugando posteriormente como falla normal. Alrededor de los pliegues de fondo se desarrolla una orla constituida por materiales del Trias medio y superior con un estilo de revestimiento y/o escamas intracutáneas.

El resto de este dominio corresponde a la cobertera jurásica y depósitos del Cretácico inferior en disposición subtabular, con buzamientos suaves que definen pliegues laxos de orientación ONO-ESE, oblicuas a la directriz de los pliegues de fondo.

Sobreimpuesto a las estructuras de plegamiento se desarrolla un sistema de fallas normales que definen fosas y alineaciones diapíricas de dirección NNE-SSO.

### **2.2.4. Las cubetas transversales de Cañete**

Es un conjunto de estructuras transversales que forman una banda de dirección NE-SO que corta a los dominios de Beamud-Cañete y Tragacete-Zafra.

Consisten en cubetas de estilo laxo constituidas por materiales de la cobertera jurásica-cretácica limitados por bandas de gran densidad de fracturación con afloramientos diapíricos del Keuper. Cabe pensar que la génesis de estas cubetas se deba a la interferencia de pliegues cruzados, principalmente debe estar relacionada con la actividad diapírica durante la distensión neógena, que posiblemente estaba preconfigurada desde los movimientos neokiméricos y austri-



cos (facies Utrillas sobre el Keuper) en relación con las fracturas de zócalo de Cañete y Teruel.

### 2.2.5. El Dominio del Macizo de Gudar

Ocupa todo el sector oriental de la Hoja, quedando enmarcado por la Fosa de Teruel-Alfambra y la cuenca terciaria de Mora-Sarrión. En conjunto constituye un gran domo creado durante la distensión pliocena, y constituido principalmente por la cobertera jurásica y cretácica, que alcanza en este sector un espesor superior a los 2.000 metros. Las estructuras de plegamiento son poco patentes, pues se trata de pliegues de gran radio afectados por una red de fracturación muy densa. El elemento dorsal del dominio es el anticlinal de Alcalá de la Selva, sobre la falla de zócalo del mismo nombre de dirección NO-ES. Se trata de un pliegue de estilo eyectivo, con la charnela muy aguda y fallada, a favor de la cual se introduce localmente el Keuper. Su disposición es recta o vergente hacia el Oeste. Al Oeste del anticlinal se desarrolla un sinclinal con el flanco oriental más corto y el occidental muy suave, originando hacia el SO un extenso monoclinal jurásico. Hacia el Norte está interrumpido por una falla transversal que lo separa de la cubeta jurásica de El Pobo-Aguilar de Alfambra.

Al NE del anticlinal de Alcalá se desarrolla un amplio sinclinorio con morfología de fondo plano ocupado fundamentalmente por materiales cretácicos, con direcciones de plegamiento girando progresivamente hacia el NNO-SSE. Hacia el NE este sinclinorio da paso a la zona anticlinal de Villarlengo, con geometría en cofre y fracturas longitudinales, mientras que hacia el Norte las estructuras de plegamientos adquieren directrices NS y EO, abseviéndose pliegues NE-SO con vergencia Norte que cabalgan la cubeta terciaria.

La fracturación adquiere gran desarrollo en todo el dominio, especialmente en la Sierra de Guda donde adquiere disposición radial. Predominan las fallas NO-SE y NE-SO, con gran desarrollo longitudinal y saltos en la vertical importantes.

### 2.2.6. Dominio de Javalambre-El Espadán

Se incluye en este dominio el sector triangular que queda limitado por la depresión terciaria de Sarrión, la Fosa de Teruel y el borde meridional de la Hoja. Al Este el pliegue de fondo de Pina es la representación más septentrional del Macizo de Espadán, que con dirección NO-SE se prolonga hacia el Sur en la hoja 1:200.000 de Liria. El núcleo del anticlinorio de dirección ibérica está constituido fundamentalmente por el tegumento y un pequeño afloramiento del zócalo paleozoico, elevado durante la distensión a favor de las fallas heredadas de la compresión o de las fallas de zócalo. La falla de Caudiel, con una larga historia paleotectónica, se sitúa en el flanco meridional del pliegue, manifestando actualmente un salto de unos 500 mts. La orla de terrenos triásicos que lo rodea presenta una estructura de detalle compleja, con escamas intracutáneas y pliegues desenraizados en las dolomías y fenómenos extrusivos en el Keuper. La cobertera manifiesta pliegues poco definidos y una fracturación intensa.

El sector de Javalambre es en la actualidad otro domo elevado durante la

distensión pliocuaternaria, que se prolonga hacia el Norte en la Sierra de El Po-bo. El elemento estructural más destacable es la banda triásica de Manzanera, de alineación ENE-OSO, constituida por Keuper diapírico y dolomías del Muschelkalk con un estilo de escamas intracutáneas y pliegues desenraizados. La actividad diapírica en este sector probablemente se remonte a las etapas distensivas neokimérica y austrica. El resto del sector se caracteriza por pliegues de dirección ibérica NO-SE mal definidos: una zona anticlinal central, en la que aflora el tegumeto, flanqueada por dos sinclinales con cobertera principalmente jurásica con pliegues NO-SE y NE-SO, con una red de fracturas muy densa según direcciones NNE-SSO, NE-SO y NO-SE.

#### **2.2.7. Fosas de Teruel - Alfambra y del Jiloca**

La fosa de Teruel es una estructura distensiva compleja sobreimpuesta a la estructura regional de plegamiento. Ocupa la parte central de la hoja de Teruel, a la que atraviesa en dirección NNE-SSO. Se ha desarrollado mediante un sistema de relevos a favor de las fallas de zócalo de Teruel y Ademuz, que constituyen la prolongación hacia el sur de la zona de falla del Segre. El sistema de fosas de Teruel ha sido estudiado recientemente de manera detallada por SIMON (1983).

El relleno de la fosa de Teruel está constituido por depósitos miocenos, aunque hacia el Norte contiene también sedimentos cuaternarios. La fosa del Jiloca queda situada al Oeste de la anterior, en la mitad septentrional de la hoja. Presenta una alineación NNO-SSE, según el eje del río Jiloca, y está ocupada principalmente por rellenos pliocuaternarios.

Ambas fosas presentan un dispositivo semejante, con complicaciones locales: un semigraben con el borde oriental limitado por una falla o sistema de fallas en relevo con saltos de hasta 300 metros, y el borde occidental constituido por una flexión del zócalo mesozoico. En los bordes, y localmente en el interior, los depósitos terciarios están afectados por fallas de orientación variable, cuya actividad hasta el Cuaternario es patente pues pueden afectar a depósitos de esta edad (CAPOTE *et al.*, 1982; SIMO, 1983).

#### **2.2.8. Cuenca Terciaria de Mora-Sarrión**

Está situada en el cuadrante SE de la Hoja, enmarcada por las Sierras de Gudar y Javalambre. En conjunto presenta una orientación ibérica y está ocupada por depósitos Miocenos, Pliocenos y Cuaternarios. En su extremo NE se encuentra la fosa de Rubielos, que presenta una disposición sinforme asimétrica limitada en su borde sur por una falla normal.

### **2.3. ESTRUCTURAS COMPRESIVAS**

Entre el Cretácico superior y el Mioceno medio la Cadena Celtibérica ha sufrido varias fases de compresión, caracterizadas a nivel regional mediante ma-



cro y microestructuras: (ALVARO, 1975; GOMEZ y BABIN, 1973; CAPOTE *et al.*, 1982; SIMON, 1980, 1982).

Las macroestructuras compresivas, pliegues, cabalgamientos y desgarres se disponen según direcciones NO-SE, N-S, NE-SO y ENE-OSO. Asimismo existen estructuras menores (estilolitos, grietas de tracción, desgarres) que se agrupan en varias familias de distinta orientación. En la FIG. 34 se han representado las direcciones de acortamiento medidas en 46 estaciones a partir de microestructuras, indicando su cronología relativa. Aunque localmente hay indicios de que temporalmente algún sector puede haber estado sometido a dos acortamientos simultáneos, regionalmente parece que ha habido un giro progresivo de las direcciones de compresión, que posiblemente refleja la evolución de la placa Ibérica durante la aproximación de África y Europa durante el Terciario. Por otra parte las direcciones de acortamiento localmente pueden sufrir desviaciones con respecto a las líneas de esfuerzo regional a causa de la proximidad de anisotropías como pliegues de fondo del zócalo, movimientos de desgarre a lo largo de fallas del basamento, o la estructura de la cobertera generada en las fases anteriores.

La datación de las fases se ha establecido en base a la cronología relativa de las fases mediante la superposición de estructuras, y su comparación con las estructuras que afectan a las series terciarias datadas y las discordancias que marcan los momentos álgidos del plegamiento.

La primera fase de compresión tiene una dirección de acortamiento ESE-ONO (100-120) que a escala microestructural es difícil de separar de la cuarta fase si no hay relaciones con microestructuras de otras fases. A esta escala es patente en los sectores septentrional y occidental de la hoja. A escala regional apenas se reconocen estructuras de esta fase, únicamente algunos pliegues de cobertera en la hoja de Checa, y tal vez pliegues lazos en la hoja de Tragacete, que posteriormente al interferir con pliegues NO-SE dan lugar a la zona de domos y cubetas. Regionalmente esta fase parece tener lugar en el Eoceno o el tránsito al Oligoceno, sin que hasta el momento se haya datado con precisión.

La segunda fase de compresión tiene una dirección de acortamiento regional (NE-SO) (045). Es la responsable de la arquitectura principal de la Cadena, y se manifiesta en todo el ámbito de la hoja a todas las escalas. Ha generado pliegues de fondo, pliegues de cobertera, cabalgamiento y removilización de fracturas del zócalo como fallas inversas y probablemente desgarres. Los pliegues de fondo de Sierra Menera, Albarracín, Beaumud y Espadán se elevan durante esta fase. La cobertera se despega y desliza sobre el nivel del Keuper y se pliega y fractura según haces de pliegues y cabalgamientos NO-SE de menor amplitud en el sector occidental y más amplios y regulares en el oriental. Esta fase es la mejor documentada desde el punto de vista cronológico. Su edad es Oligoceno superior, correspondiendo a la fase Castellana de PEREZ GONZALEZ *et al* (1971).

La tercera fase de compresión está muy pobremente representada en el territorio de la Hoja, donde únicamente en el sector NO existen algunos pliegues menores muy girados al Norte y estilolitos tectónicos que indican una dirección de acortamiento ENE (060 a 080). En los sectores externos de la Cadena donde aparece mejor desarrollada (Entronque con el Guadarrama, Sierra de Altamira), su edad es posiblemente Mioceno inferior.

La cuarta fase de compresión, por el contrario, está representada de manera

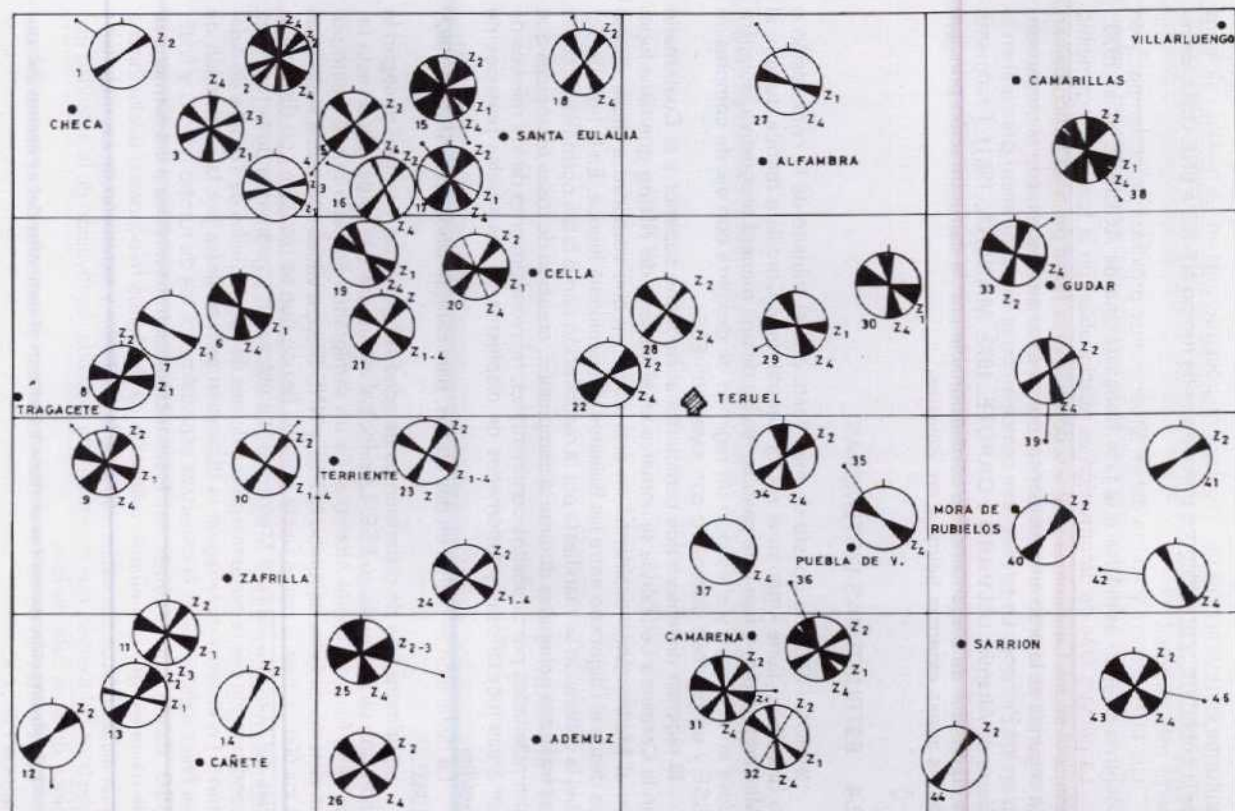


Fig. 34. — Direcciones de acortamiento deducidas a partir de las medidas microestructuras (estilolitos, desgarras y grietas). Las estaciones 1 a 5 están tomadas de CAPOTE et al (1982), las 34 a 44 de SIMON (1982).



uniforme en toda la Hoja de Teruel por microestructuras en los niveles calcáreos de la cobertera, y por pliegues transversos de rumbo NE-SO a ENE-OSO, de reparto más desigual.

Las fases tercera y cuarta deben situarse muy próximas en el tiempo, y en conjunto pueden asimilarse a la fase Neocastellana de AGUIRRE *et al* 1976.

La primera fase de deformación es relacionable con la fase de plegamiento principal en las Catalánides y tal vez con primeras fases del área bético-balear. La segunda es la propiamente ibérica, puede estar en relación con el plegamiento en los Pirineos. La tercera fase coincide con la estructuración principal en la Sierra de Altamira (ALVARO y CAPOTE, 1973; MANERA, 1981). Finalmente la cuarta fase de plegamiento es correlacionable con la estructuración principal de las zonas externas bética y las Baleares.

## 2.4. ESTRUCTURAS DISTENSIVAS

SIMON (1982) ha puesto de manifiesto que el tránsito de la compresión a la distensión tiene lugar en el sector central de la Cordillera Ibérica durante el Mioceno medio, y que este paso se realiza de una manera progresiva, solapándose en el tiempo y el espacio un régimen de desgarre con eje de compresión SSE y un régimen distensivo con extensión ESE.

El régimen distensivo que caracteriza al Neógeno superior y el Cuaternario en la Cordillera Celtibérica se enmarca en el proceso del **rifting** que tiene lugar en el Mediterráneo occidental en esta época, y que comenzó a desarrollarse ya desde el Oligoceno entre las Baleares y la península Ibérica. En la hoja de Teruel la distensión se manifiesta por la reactivación como fallas normales de todas las fracturas generadas durante la compresión, creación de fosas tectónicas que son rellenadas por depósitos continentales, rejuvenecimiento de los relieves de las áreas montañosas y fenómenos de diapirismo de los niveles plásticos de Keuper.

La distensión se realiza en dos etapas, bien caracterizadas por SIMON (1982, 1983).

La primera fase de distensión es de edad Aragoniense y se realizó según la dirección de estiramiento ESE. La principal estructura que se genera en esta fase es la fosa de Teruel-Alfambra. Es un semigraben limitado por el Oeste por un sistema de fallas de rumbo NO-SE y NNE-SSO, a veces con saltos superiores a los 600 metros, y por el Oeste por una flexión que se resuelve con discordancias del Mioceno sobre el Mesozoico. La ubicación y geometría de la fosa está condicionada por la existencia de accidentes de zócalo (fallas de Teruel y de Ademuz). En el resto de la región la distensión se manifiesta por la reactivación de las fallas existentes en la cobertera especialmente las de rumbo NE-SO y NNE-SSO, dando lugar a numerosas fosas tectónicas transversales a las estructuras de plegamiento, que pueden rellenarse de depósitos miocenos o evolucionar a «canales» triásicos por estiramiento de la cobertera y extensión de los materiales plásticos del Keuper, que muestran una marcada reactivación de la actividad diapírica durante este período.

La colmatación de las fosas tiene lugar con el depósito del «Páramo 2», durante el Plioceno inferior, simultáneamente al establecimiento de la superficie de

erosión fundamental, extensas penillanura con algunos suaves relieves residuales que enrasaba con las superficies de colmatación. En las memorias de las hojas geológicas escala 1:50.000 realizadas por C.G.S. en este área se describen, por primera vez de manera detallada y completa la sucesión de acortamientos tectosedimentarios que tienen lugar en la región.

La segunda fase de distensión tiene lugar durante el Plioceno superior (fase iberomanchega I) con reactivación de fallas normales que deforman la penillanura fundamental, reactivan el sistema de fosas de la fase anterior y crean la fosa del Jiloca.

Un nuevo impulso distensivo (fase iberomanchega II) provoca que los relieves rejuvenecidos tiendan a regularse mediante un sistema de cuaternarios.

Estos glaciares son deformados localmente durante el Pleistoceno, época en que tienen lugar las etapas de fracturación del Maestrazgo y de Javalambre, que adquieren su relieve actual. La distensión de esta segunda fase tiene un carácter radial (SIMON, 1982, 1983).



### 3. HISTORIA GEOLOGICA

En este capítulo se da una visión generalizada de la paleogeografía y evolución sedimentaria y tectónica del sector abarcado, teniendo en cuenta los datos existentes en la bibliografía y los obtenidos en los trabajos realizados en esta hoja, así como en áreas próximas.

Los materiales más antiguos en este área, corresponden a las cuarcitas y pizarras del Ordovícico y Silúrico. La sedimentación en esta época tuvo lugar en una extensa plataforma somera sometida a la acción de las mareas. El análisis secuencial con datos tomados también en áreas próximas, pone de manifiesto tres episodios sedimentarios. El primero corresponde al Ordovícico inferior que comienza con facies heterolíticas y termina con facies de barras litorales (Cuarcita Armoricana). El segundo abarca el Ordovícico medio y superior, que comienza con facies finas y pasan a términos regresivos sobre los anteriores. El tercer episodio corresponde al Silúrico y es de carácter transgresivo. Por afloramientos situados más al S. (Hoja 200.000 de Liria), se deduce que esta situación perdura durante la primera parte del Devónico, sin que aparentemente exista laguna estratigráfica entre ambos tipos de depósitos.

Con los datos que se tienen de esta zona no se pueden diferenciar ámbitos paleogeográficos.

De acuerdo con las paleocorrientes el área de erosión quedaría al NE de la zona, y el mar profundo al SO, sin que se pueda estimar a qué distancia. En ese sentido el «Macizo del Ebro» de CARLS no puede ser confirmado como área fuente, puesto que desconocemos si se encuentra a 100 o a 1000 Km. de distancia.

Los espesores ponen de manifiesto una subsidencia diferencial durante el Ordovícico medio y superior, dibujándose surcos y umbrales sedimentarios que se disponen paralelamente al aporte es decir NE-SO., en el área considerada se identifica el «Umbral de Molina», con potencia de 100 metros de sedimentos, y un área subsidente hacia Teruel, con más de 600 m. de sedimentos.

Al final del Ordovícico, la sedimentación carbonatada domina parte de la cuen-

ca, con depósito de grandes espesores en zonas localizadas, como Sierra Menera, que parece corresponder a formaciones arrecifales.

Durante el Silúrico más inferior se observa la misma tendencia de aumento de espesores y direcciones de corriente que la indicada para el Ordovícico medio superior.

El plegamiento hercínico estructura las series ordovícico-silúricas, al que sigue un importante proceso de fracturación tardihercínica de edad permocarbonífera, que se inicia con fallas de desgarre, posteriormente reactivadas en régimen distensivo y que se relacionan con los vulcanismos pérmicos presentes en las hojas de Tragacete y Checa.

A partir de estos momentos la sedimentación se produce en una cuenca que evoluciona a lo largo del Mesozoico según un esquema de tipo aulacógeno. Sería una cuenca alargada, con pendiente principal hacia el SE. que está siendo alimentada longitudinal y lateralmente por sistemas de abanicos aluviales y fluviales **braided**, de dimensiones variables. La coalescencia de algunos de estos últimos, al menos en sus posiciones distales daría lugar a llanuras aluviales arenosas, de cauces **braided**, ocupando el fondo de un amplio paleovalle limitado a ambos lados por los relieves del Paleozoico, que constituirían los bordes del mismo. Bordeando estos relieves se formarían localmente depósitos de brechas, bien a modo de pequeños conos de derrubios que pueden ser luego retransportados, o bien como rellenos de cárcavas o canales de fuerte pendiente o inactivos por largas temporadas.

Durante intervalos de baja actividad de estos sistemas aluviales y especialmente durante el Pérmico, se depositarían materiales finos con niveles de caliche locales, intercalados esporádicamente con otros de granulometría más gruesa incluidos en pequeños canales efímeros, de vida muy corta correspondientes a etapas de avenida durante periodos de fuerte descarga.

Aguas abajo de las llanuras aluviales arenosas antes mencionadas o en zonas marginales entre entradas principales de siliciclásticos, se depositarían también algunos tipos de facies heterolíticas en las que la bioturbación (en buena parte de **Scoyenia**, **Planolites**, huellas de pisada de Vertebrados, raíces, etc.) es más frecuente.

La orientación principal de las paleocorrientes, que coincide en gran parte con la del **graben** antes citado, es mayoritariamente de NW a SE, aunque se observan también direcciones locales de N a S y de E a W que representan aportes laterales de sedimentos con respecto al eje principal de la cuenca.

La dispersión relativamente escasa que presenta estas paleocorrientes, tanto a escala de afloramiento como en el conjunto de la Hoja, prueba su relación con distributarios **braided** de baja sinuosidad situados en unos pocos casos sobre pendientes locales de mayor ángulo, y en otros sobre la pendiente general a la que antes se ha hecho alusión.

Por otra parte es de destacar, que la extensión geográfica ocupada por los depósitos progresivamente más modernos de facies Bunt, sería cada vez mayor a medida que se van desbordando por relleno los sucesivos escalones del **graben**, así como los surcos y umbrales dentro del mismo.

Las etapas finales del depósito se caracterizarían por una disminución de la actividad tectónica periférica que vendría acompañada a su vez por la disminución de aportes terrígenos, junto con el relleno y colmatación de una gran parte



de la depresión. Hay que tener en cuenta, no obstante que esta disminución en la entrada de siliciclásticos, comenzaría a notarse en primer lugar en las áreas situadas más al SE, en las que primero se depositan las facies carbonatadas de la etapa siguiente, e iría luego avanzando progresivamente hacia el NW.

Más al Sur de la zona que nos ocupa (Hoja 200.000 de Liria), estos depósitos están relacionados con su medio de transición, donde las mareas modificarían las facies fluviales y que por lo tanto se pueden interpretar como facies de estuario. Este estuario en sentido vertical pasa a una llanura arenosa de régimen meso a macromareal de gran desarrollo horizontal y vertical. Probablemente estas condiciones son las que tendrían lugar cuando se depositaron los materiales al techo de la facies Buntsandstein en la zona que nos ocupa.

Al finalizar estos depósitos la cuenca se encuentra casi totalmente nivelada, comenzando la sedimentación del tramo inferior carbonatado del Muschelkalk, que en parte es coetánea con la del Buntsandstein de otras partes de la Cordillera Ibérica. Las relaciones entre las facies clásticas y carbonatadas, así como su distribución espacial sugieren que en determinadas áreas existe una correlación entre el tramo inferior del Muschelkalk y el superior del Buntsandstein. Así, la franja NO-SE, situada en la parte central de la hoja, donde los carbonatos del tramo inferior del Muschelkalk están ausentes, representaría una de las principales zonas de salida y circulación de clásticos que rellena el **graben** ibérico. Lateralmente a esta zona quedarían zonas con escasa influencia de terrígenos, donde se produciría la sedimentación dentro de una extensa llanura inundable por las mareas, ocasionalmente al menos bajo condiciones macromareales, donde en un ambiente predominantemente de aguas claras, se produjo una activa sedimentación de carbonatos. A la vista de la distribución de espesores, es evidente que la parte oriental de la zona estudiada era notablemente más subsidente durante este tiempo, lo cual denota una tendencia general de hundimiento, dentro del sistema de **horst-grabens**, hacia el Mediterráneo.

En algunas áreas, por efecto de pequeños relieves del fondo de la llanura mareal, se producen ambientes más o menos hipersalinos que contrastan con un ambiente más generalizado de llanura de mareas con salinidad normal. Los carbonatos, claramente dominantes en el tramo inferior del Muschelkalk, son sustituidos en su mayor parte por los clásticos finos del tramo medio. En aquellas áreas peor comunicada con el mar, de tipo llanura supramareal a **sebkha** costera sólo ocasionalmente inundadas por aguas marinas, se llevó a cabo una sedimentación de sulfatos y cloruros, a veces en un ambiente de tipo lagunar más o menos efímero.

El ambiente durante la sedimentación del tramo superior del Muschelkalk es bastante similar al que existía durante la sedimentación del tramo inferior, esto es, una extensa llanura de mareas con aguas claras, pudiendo reconocerse los diferentes subambientales de ésta en función de las estructuras sedimentarias presentes en los sedimentos, a pesar de su carácter dolomítico. La presencia de este tramo superior es generalizada en toda el área reconocida, y, a mayor escala, en la mayor parte de la Cordillera Ibérica, dado que es extensivo sobre los tramos anteriores del Muschelkalk, aunque no lo es respecto al Buntsandstein. El dispositivo paleogeográfico cambia ligeramente respecto al tramo inferior, así existe para el tramo superior un área de mínimos espesores relativos de orientación NO-SE, que cruza la hoja desde Checa al área de Manzanera, que aunque

desplazado hacia el sur en su zona central, presenta una orientación similar y proximidad geográfica, al área donde el tramo inferior está ausente. Esta franja de mínimos espesores está flanqueada por dos áreas de máximos. La situada al N. tiene importantes valores absolutos de espesor (entre el área de Cella y alcala de la Selva); la situada al S. tiene espesores más modestos (Entre Zafrilla y Camarena de la Sierra). Se definen así dos cuencas de segundo orden, separadas por un umbral relativo.

Con la sedimentación del Muschelkalk la etapa **graben** del aulacógeno.

A continuación se pasa a la etapa de **Transición**, en la que la distinción aumentó dando lugar a un adelgazamiento de la corteza por estiramiento, lo cual permite la efusión de materiales volcánicos básicos procedentes del manto. Durante esta etapa se depositan los sedimentos detrítico-evaporíticos de la Facies Keuper en condiciones continentales con influencia marina (**sebkhas** litorales).

En estos momentos los relieves constituidos durante la fracturación tardihercínica debían estar prácticamente peneplanizados, lo cual permitió la expansión de un mar epicontinental que va cubriendo progresivamente la mayor parte de las superficies, desarrollándose una amplia plataforma carbonatada. Corresponde a la etapa de Flexura (**downwarping**). En la plataforma marina somera así formada, comienzan a depositarse las dolomías tableadas de Imón en un ambiente de llanura mareal.

Durante el Lias inferior, la sedimentación se llevó a cabo en un ambiente de llanura de mareas, inter a supramareal, hipersalino a **sebkha**, con algunos períodos de exposición subaérea durante los que se produciría la disolución de parte de las evaporitas incluidas en los sedimentos, provocando la karstificación y colapso de los carbonatos.

Las diferenciaciones paleogeográficas comienzan en el Lias inferior y medio. Coincidiendo quizás con la fase **pre-rifting**, pudo producirse la articulación de la Plataforma Ibérica, en una serie de **horts** y **graben**, algunos de los cuales van a perdurar durante la sedimentación del Jurásico.

En el Lias inferior de la zona, (Hettangiense-Sinemuriense), la sedimentación tuvo lugar en un ambiente de **lagoon** restringido más o menos hipersalino. El depósito de carbonatos tuvo lugar en los umbrales y sus márgenes (carniolas, dolomías, calizas), mientras que en las áreas fuertemente subsidentes tiene lugar la acumulación de evaporitas (Cuencas del Ebro, Vinaroz y Cuenca).

A partir del Lias medio se reconocen en la zona sedimentos de **lagoon** abierto —llanura de mareas (Carixiense), **shelf**-cuenca y margen de plataforma (Domeriense) y **shelf**-cuenca (Toarciense).

El Lias superior (Toarciense) marca una etapa decisiva en la evolución del Tethys y del Atlántico, al producirse en este tiempo un importante impulso en la apertura oceánica como resultado de una activa etapa distensiva; haciendo que el Toarciense sea transgresivo en numerosas áreas circunmediterráneas. Este hecho es el responsable de la presencia de un ambiente de plataforma abierta, que condiciona la presencia significativa de Ammonites y otras formas pelágicas en el Toarciense.

La reestructuración de la plataforma ha traído consigo que se formen dos dominios principales: una zona de surco (Surco Ibérico) en la que tiene lugar una sedimentación de carbonatos en un régimen de baja energía (facies micrítica).



cas) y una zona de plataforma (Plataforma Ibérica sur-occidental), en la que predominan facies someras.

Durante el Dogger se reconocen gran variedad de ambientes deposicionales: margen de plataforma (**grainstones** oolíticos), talud (arrecifes de espongiarios y facies asociadas) y **shelf**-cuenca (margas y margocalizas con Ammonites), asociadas a umbrales y surcos, que se han generado por la reactivación de las fallas tardihercínicas.

El nivel de oolitos ferruginosos de Arroyofrío (durante el Calloviense), representa una somerización en un ambiente de plataforma abierta con baja productividad de carbonatos. La laguna estratigráfica que limita el Jurásico medio del superior está provocada por la desaparición de las zonas de producción, en una etapa de nueva reestructuración de la plataforma, bajo un ambiente de escasa energía.

Al comienzo del Malm tiene lugar el movimiento relativo de Iberia con respecto a Europa y Africa, lo que origina un cambio brusco en la evolución de la cuenca, desapareciendo algunos de los elementos paleogeográficos existentes durante el Lias y Dogger, los márgenes de la cuenca emergen, desarrollándose el macizo del Ebro aumentando la extensión del Macizo Ibérico. El mar abierto se encuentra hacia el Mediterráneo.

En esta época se reconocen en la zona depósitos de plataforma (margas y alternancia rítmica de calizas y margas) y de **lagoon** y margen de plataforma (calizas con oncolitos).

La sucesión carbonatada del Jurásico culmina con la tendencia regresiva que provoca la aparición de depósitos clásticos de la Facies Purbeck.

En los lugares en los que esta unidad alcanza un mayor desarrollo se observa la siguiente tendencia evolutiva: en la base predominan las situaciones mareales, con episodios carbonatados dentro de un modelo de llanura de marea-**lagoon** mixto terrígeno carbonatado. Progresivamente, los carbonatos se hacen más escasos, predominando entonces las situaciones supramareales.

Esta regresión ocurrida en la cuenca, es consecuencia de las primeras fases Neokiméricas. Asimismo, parece probable que ligadas a las mismas, comience a desarrollarse un diápirismo incipiente de los materiales del Keuper.

Tras un largo episodio de no sedimentación y erosión en el cual se dieron fenómenos de inestabilidad tectónica y que comprende al menos parte del Portlandiense, Berriasiense y el Valanginiense, se inicia un gran ciclo sedimentario que comienza con la transgresión hauteriviense y finaliza con una regresión cuyos efectos se dejan sentir con gran intensidad en el Albiense inferior y medio. Este ciclo va estrechamente unido a los efectos de los movimientos verticales de la epigénesis neokimérica que son los que regulan el reparto, espesores y naturaleza de los depósitos.

En esta zona se perfilan dos áreas fuertemente subsidentes de orientación NO-SE (Surco Ibérico Nororiental y Surco Ibérico Suroccidental), separadas por una zona elevada de igual dirección denominada por algunos autores (VILAS *et al*) Umbral de Javalambre.

En la primera etapa de este ciclo se desarrollaron ambientes fluviales en cauces meandriformes, que alcanzan en ocasiones la zona litoral de carácter eminentemente fangosa. Posteriormente se inicia durante un intervalo que comprende la parte alta del Hauteriviense y la mayor parte del Barremiense inferior un corto

episodio con tendencia transgresiva para pasar a regresivo. Se mantienen las directrices y la geometría de los depósitos. Así en este periodo se instala una llanura litoral fangosa, surcada esporádicamente por cauces meandriformes de dominio fluvial. En las áreas entre canales más próximas a la costa se desarrollaban marismas salones que eran invadidas esporádicamente por aguas marinas durante fuertes mareas o tempestades. Finalmente, en la última etapa de este periodo, los materiales se depositan en una amplia llanura aluvial surcada por canales, en su mayoría meandriformes.

Durante la parte más alta del Barremiense inferior, el Barremiense superior y el Bedouliense se desarrolló un episodio transgresivo. Las directrices paleotectónica NO-SE y NE-SO que condicionaban la sedimentación y geometría de la cuenca se mantienen, siendo predominantes las primeras. Se sigue reflejando de forma marcada el alto paleogeográfico del Umbral de Javalambre.

Durante el Barremiense, se reconoce en esta zona una llanura mareal fangosa y mixta surcada por canales de marea que engloban material arenoso más o menos rico en bioclastos. Alternan con facies finas de marisma con fauna de aguas salobres, también con facies más carbonatadas de **lagoon** y plataforma interna que se hacen predominantes hacia la parte superior.

Durante el Bedouliense se produce la instalación de una primera plataforma urgoniana en el sentido en que ha sido utilizado por otros autores (RAT, 1959; MASSE, 1976; RAT y PASCAL, 1979). En gran parte de la región estudiada se instalaron ambientes de plataforma interna carbonatada con una zona tranquila en la que se producía un gran desarrollo de los Rudistas.

Estas condiciones se mantienen durante el Gargasiense y gran parte del Clansayesiense. En esta última etapa se observan además facies de bahía interdistritarios, así como cauces fluviales y fluvio-estuarinos. Esta parte superior, que se enriquece progresivamente en materia orgánica, representa el tránsito gradual a las facies de la Fm. Escucha.

La fase Austrica marca el inicio de un nuevo ciclo que tuvo su desarrollo durante el Albiense, terminando en la parte más baja del Cenomaniense inferior.

Las directrices paleotectónicas NO-SE vuelven a ser claramente dominantes durante este ciclo, aunque comienza a insinuarse la dirección N-S, hacia el borde occidental.

En una primera etapa se produce una irrupción de materiales terrígenos en toda la cuenca. Corresponde a depósitos de llanura aluvial predominantemente arenosa, elaborada por un sistema de distribución de tipo **braided** de baja sinuosidad. Hacia el SE, se aprecia un paso gradual a ambiente de llanura aluvial litoral.

En la segunda etapa predomina la influencia de ambientes primero costeros (en parte en relación posiblemente con estuarios) y más tarde de plataforma.

La evolución de la cuenca durante el Cretácico superior corresponde a una megasecuencia de carácter transgresivo-regresiva. Esta megasecuencia puede dividirse en cuatro ciclos de distinta naturaleza separados por discontinuidades estratigráficas. La sedimentación tuvo lugar en una extensa plataforma carbonatada que en la región estudiada se encuentra dividida en tres sectores con características paleogeográficas y evolución diferentes.

El primer ciclo se desarrolla durante el Vraconiense y está bien reflejado en la Serranía de Cuenca y Maestrazgo. Se caracteriza por una tendencia transgre-



siva en la que el dominio inicial de la sedimentación terrígena, comienza a dar paso a sedimentación carbonatada en medios someros de llanuras mareales, en donde existían zonas de alta energía con formación de barras litorales. Este ciclo se manifiesta claramente en el sector central de la Ibérica, en donde los aportes terrígenos están ligados al segundo ciclo.

El segundo ciclo se desarrolla durante el Cenomaniense y se encuentra bien representado en los tres sectores. Está caracterizado en un primer momento para la instalación de una llanura de marea carbonatada con presencia continuada de medios sub e intermareales, lo que le da una tendencia evolutiva transgresiva. Durante este estadio, en el ámbito paleogeográfico de la Serranía de Cuenca, han cesado los aportes terrígenos, mientras que en el Maestrazgo aún son patentes en los primeros momentos. Esto mismo ocurre en el Sector Central en donde se manifiestan más tardamente los efectos del primer ciclo. Así en este Sector este ciclo comienza con una llanura mixta que rápidamente evoluciona a carbonatada, en igualdad con el resto de la plataforma. La segunda parte del ciclo tiene tendencia regresiva que viene marcada por la evolución de esta extensa llanura de marea hacia el predominio de los ambientes inter y supramareales, llegando incluso en el Maestrazgo a iniciarse la sedimentación en medios marginales de marismas.

El tercer ciclo se desarrolla durante el Turoniense. Se inicia en el borde occidental, Serranía de Cuenca y Sector Central de la Ibérica, con una homogenización de la plataforma con la instalación de medios de plataforma abierta relativamente profunda. Este estadio no se manifiesta claramente en el Maestrazgo. En una segunda etapa, se instala una plataforma más somera, interna, que da al ciclo una evolución regresiva. En esta plataforma se desarrollan medios energéticos de barras litorales y crecimientos arrecifales de Rudistas tanto en la Serranía de Cuenca como en el Maestrazgo. Estas acumulaciones varían la configuración de la plataforma con la creación de una barrera discontinua que provoca que hacia el Norte, Sector Central y parte Norte del Maestrazgo, esta plataforma interna quede parcialmente protegida apareciendo facies de medios menos energéticos.

El cuarto ciclo se desarrolla durante el Senoniense y no está totalmente representado en los tres sectores. Tiene una evolución transgresivo-regresiva, sólo patente en la Serranía de Cuenca. En este sector se inicia el ciclo en medios de llanura de marea que rápidamente evolucionan a condiciones restringidas de hipersalinidad, **sebkhas**, para dar paso al episodio transgresivo del Santoniense en ambientes energéticos de barras litorales y **patches** de Rudistas. En el Sector Central se inicia en medios lacustres-palustres que dan paso a la instalación de medios salinos restringidos, **sebkhas**, que durante el Santoniense dejarán lugar al impulso transgresivo de barras litorales migrantes. Este episodio se manifiesta en el Maestrazgo con un comienzo en medios marginales supramareales, palustres o marismas, y pasan paulatinamente a condiciones de **lagoon** con influencias supramareales.

La etapa regresiva final de este ciclo sólo está presente en la Serranía de Cuenca, en donde a lo largo del Campaniense y quizás también en parte del Santoniense superior, tiene lugar una nueva restricción del medio hacia condiciones de hipersalinidad, de la que resultan potentes acumulaciones de materiales en medios de **sebkha** subsidente que durante el Campaniense final-Maastrichtiense

son sustituidas por ambientes continentales de agua dulce, medios lacustres, palustres o marismas, en las que pueden encontrarse alguna recurrencia marina. Estos depósitos se encuentran erosionados por los depósitos torrenciales y fluviales del Paleoceno con disposición de discordancias progresivas que señalarían la inestabilidad tectónica al final del Cretácico, causante de la regresión.

Estos tres sectores están individualizados por la existencia de accidentes paleotectónicos que actúan como «barreras» paleogeográficas. Así, la depresión del valle del Alfambra de alimentación N-S sería el accidente que impediría la extensión hacia el O de la plataforma del Maestrazgo y que individualiza, al menos durante algunos periodos, a ésta de la plataforma ibérica. Esta evolución parcialmente individualizada comunica esta plataforma hacia el E con el Mediterráneo, y explica en parte las características peculiares de su evolución.

La alineación NO-SE del cabalgamiento del Alto Tajo-Vadecabriel es el accidente paleotectónico, falla Hesperica de ALVARO *et al* (1978) y CAPOTE *et al* (1982), que separa paleogeográficamente la Serranía de Cuenca y el Sector Central de la Cordillera Ibérica. La Serranía estaría en clara comunicación con el S y SE hacia el Mediterráneo, de donde vendría la "transgresión Cenomanense", no superando dicha barrera hasta el Turoniense inferior, poniéndose nuevamente de manifiesto esta barrera en los estadios regresivos o de instalación de medios marginales, Coniaciense, Campaniense, Maastrichtiense. Estos momentos son aquellos en los que la diferencia de facies y potencias con respecto al Sector Central son más patentes.

Por lo tanto, el Sector Central se encontraría comunicado hacia el Norte inicialmente, homogeneizándose la plataforma en el Turoniense inferior y poniéndose en contacto las influencias Atlánticas (N) y Mediterráneas (S y SE). Las diferencias de facies y potencias durante el Coniaciense señalarían diferencias de subsidencia a uno y otro lado. El estadio transgresivo Santoniense muestra un nuevo momento de homogeneización, que es cortado rápidamente con nuevos cambios de facies y potencias durante el Campaniense-Maastrichtiense poniéndose de nuevo de manifiesto las diferencias de subsidencia a uno y otro lado del accidente paleotectónico.

La inestabilidad tectónica al final del Cretácico pone fin a la evolución con individualización en cubetas, donde se desarrollan medios continentales que darán paso a los depósitos torrenciales y fluviales del Paleógeno.

Durante el Eoceno medio-superior, y probablemente a causa del inicio de una fase tectónica, se produce una redistribución de las áreas de sedimentación paleógena. Los depósitos originados a partir de este momento en muchos casos se disponen en discordancia sobre diversos niveles mesozoicos (Sierra Palomeira) o del Cretácico superior-Paleógeno inferior (Alto Tajo).

Desde el Eoceno superior hasta el Mioceno basal, los materiales sedimentados en dicha etapa lo hicieron en ambientes de abanico aluvial y en cubetas lacustres intramontañas formadas durante el plegamiento. Los momentos de máximo depósito de conglomerados bien datados parecen situarse en el Eoceno superior y en el Oligoceno superior-Mioceno basal observándose, no obstante, variaciones de una cubeta a otra.

Debido a escasez de datos paleontológicos es difícil precisar, en el ámbito de esta Hoja, la evolución de la compresión, las fases de plegamiento y el final de las mismas. Basándonos en los datos de ADROVER *et al* (1982a), ADRO-



VER *et al* (1983), PARDO *et al* (1983), los momentos compresivos culminantes parecen situarse en el Oligoceno medio-superior y sobre todo en el Oligoceno terminal-Mioceno basal. Lo cierto es que, en el ámbito de la hoja, materiales atribuibles al Oligoceno terminal-Mioceno basal, aparecen afectados por discordancias progresivas-angulares (zona de Cobatillas), en las que los últimos términos, probablemente Agenienses, aparecen ya escasamente deformados.

Durante el Ageniense (Mioceno basal) tiene lugar por lo tanto la colmatación final, con materiales escasamente deformados, de las cubetas paleógenas (Cobatillas, Sierra Palomera) y es posiblemente en el tránsito Ageniense-Aragoniense cuando tiene lugar el cambio de régimen tectónico y el inicio de formación de las depresiones y fosas de origen distensivo (Teruel, Rubielos de Mora), con un cambio paleogeográfico importante. En la fosa de Calatayud-Daroca, el inicio de la distensión parece haberse producido durante el Mioceno basal o Ageniense, tal como se deduce de ADROVER *et al* (1982).

La fosa de Rubielos de Mora presenta un relleno de materiales aluviales y lacustres del Aragoniense inferior. La sucesión de esta fosa muestra una evolución con profundización de los medios lacustres a lo largo de su historia y una actividad tectónica importante durante el Aragoniense inferior-medio? de la falla meridional de la fosa. En discordancia sobre los materiales de relleno de la misma y fosilizando las fallas limitantes yacen materiales detríticos del Mioceno superior-Plioceno, que a su vez fosilizan a los conglomerados y travertinos del Mijares, atribuibles al Mioceno inferior.

Esta discontinuidad, tan manifiesta, no se observa aparentemente en la fosa de Teruel. Aquí la sedimentación parece iniciarse en el Mioceno inferior (ej. zona de Libros-Riodeva) y se prolonga hasta el Plioceno superior, sin haberse observado discordancias internas. Los materiales de relleno de la fosa de Teruel corresponden a depósitos de abanicos aluviales que pasan lateralmente a sedimentos de origen lacustre o palustre carbonatados y evaporíticos. Se aprecia una expansión importante de los medios lacustres durante el Mioceno superior y sobre todo el Plioceno. También hay que señalar una retracción importante de los mismos durante el Aragoniense superior con la curiosa falta de yacimientos mastológicos de las zonas 5 a 8 de MEIN, en una fosa tan rica en yacimientos de vertebrados.

La fosa posee una dirección NNE-SSO y la disposición de las fallas le da un aspecto disimétrico. Las fallas mayores visibles, que afectan incluso a materiales pliocénicos, con saltos de centenares de metros, se localizan en la parte axial y oriental de la fosa, dándole un aspecto de semifosa.

El Mioceno superior y el Plioceno, parecen corresponder a una etapa de reactivación de la sedimentación en el ámbito de la hoja. Se configura e inicia el relleno de la depresión de Sarrión que finalizará durante el Plioceno terminal-inicio del Cuaternario en la cubeta del Pobo y zonas próximas, y tiene lugar una expansión de las facies detríticas y lacustres en la fosa de Teruel. Durante el Plioceno superior se asiste al paso de la sedimentación lacustre, en diversos puntos de la fosa, a una sedimentación de tipo aluvial, localmente con presencia de depósitos eólicos (Escorihuela). A finales del Plioceno, tanto en la fosa de Teruel como en la depresión de Sarrión, se forman unos importantes depósitos de gravas con morfología culminante en glacis con los que finaliza el relleno antes de dar paso al exorreísmo de dichas zonas.

En zonas internas de la Cadena Ibérica y zona de Rubiales-Campillo (margen occidental de la fosa de Teruel) tuvo lugar la sedimentación de gravas cuarcíticas durante el Plioceno, con un significado semejante al de la rañas de otras zonas de la Península Ibérica. Dichos materiales aparecen adosados junto a macizos paleozoicos.

La actividad tectónica no ha cesado en esta zona con posterioridad al Plioceno superior-Cuaternario inferior, como lo demuestran las fracturas de dirección NO-SE que afectan a las gravas culminantes villanyenses en Valdecebro (MOISENET, inédito) y a glaciares al NO de Valbona. También en esta época se originó la falla del río Alfambra en la zona de Orrios.



## 4. GEOLOGIA ECONOMICA

### 4.1. MINERIA Y CANTERAS

La actividad minera en la zona es variada pero de escaso interés en cuanto al número de explotaciones.

Los materiales extraídos, o que presentan un cierto interés por el número de indicios existentes en la zona, son los siguientes:

- Caolín:** Se explota a cielo abierto de las arenas caoliníferas de la Formación Utrillas. Se extrae caolín y arena silicea que son utilizados principalmente en industrias de manufacturación de papel, refractarios y porcelana, así como en vitrificados, vidrio y arenas de moldes. Los indicios más importantes se encuentran en las hojas E. 1:50.000 de Checa, Tragacete, Zafrilla, Cañete, Terriente, Ademuz, Alfambra, La Puebla de Valverde y Camarena.
- Lignito:** Existen labores mineras, hoy en completo abandono, de niveles lignitíferos en las margas del Mioceno y en la Formación Utrillas. De las primeras, las principales labores se encuentran en las hojas E. 1/50.000 de Camarena, Ademuz y Mora de Rubielos. De las segundas en Terriente y Tragacete.
- Pizarras bituminosas:** Han sido objeto de explotación a principios de siglo en la cuenca terciaria de Rubielos de Mora (Hoja de Mora de Rubielos). En fecha reciente se han efectuado por parte del IGME, diversos trabajos de exploración mediante sondeos y valoración de reservas de las mismas.
- Azufre:** Se han explotado de las margas calcáreas del Mioceno de la zona de Libros (hojas de Ademuz y Camarena).
- Oxido de Magnesio:** Los indicios de este material se encuentran en las formaciones miocenas en diversos puntos de las hojas de Teruel, Alfambra y La Puebla de Valverde.

Arcillas:	La explotación de arcillas del Mioceno para ladrillería y cerámica, se concentra en los alrededores de Teruel. Las reservas son cuantiosas.
Yesos:	En la zona de Teruel se explotan yesos del Mioceno, aunque de forma artesanal. Las reservas son cuantiosas.
Calizas para áridos:	Se utilizan principalmente las calizas del Jurásico. Las explotaciones más importantes se encuentran en las hojas de Teruel, Cella y Cañete.
Salas:	En algunos afloramientos del Keuper, existen antiguas salinas, que obtenían sal por evaporación del agua extraída de pozos. Este tipo de explotaciones han existido en Tragacete, Zafrilla y Cañete.
Uranio:	Se han realizado investigaciones para minerales de Uranio en las areniscas de facies Buntsandstein de la mitad occidental de la Hoja 1:200.000 de Teruel, fundamentalmente en las hojas de Checa y Cañete.

Indicios de mineralizaciones de cobre, hierro, blenda, galena, plata y baritina se encuentran repartidos en diversos puntos de las hojas de Terriente, Cella, Zafrilla, Checa y Mora de Rubielos, generalmente asociados a los macizos paleozoicos y del Buntsandstein, excepto las mineralizaciones de la Hoja de Mora de Rubielos que están relacionadas con las dolomías del Aptiense. En la actualidad, ninguna de estas labores se encuentra en explotación.

## 4.2. HIDROGEOLOGIA

En la mitad occidental de la Hoja de Teruel se sitúa una importante divisoria hidrográfica, constituida por las sierras de los Montes Universales que separan la vertiente Atlántica (Tajo) de la Mediterránea (Júcar, Cabriel, Turia-Guadalaviar-Mijares y Jiloca). En este sector se forman las cabeceras de cuenca de los ríos más importantes que surcan esta hoja.

Desde el punto de vista hidrogeológico, se pueden distinguir varios sistemas acuíferos. El primero de ellos comprende los macizos formados por materiales paleozoicos, que se sitúan principalmente en el cuadrante noroccidental. Las litologías predominantes son las pizarras y cuarcitas de permeabilidad reducida por fisuración. La circulación de las aguas en este sistema es subsuperficial.

El segundo sistema comprende los acuíferos existentes en los materiales mesozoicos de naturaleza calco-dolomítica, cuya base impermeable se sitúa en el Triásico. Dentro de este sistema se pueden diferenciar dos subsistemas; el constituido por los acuíferos de las formaciones jurásicas, de mayor importancia en la mitad occidental de la hoja. La permeabilidad es por fisuración y karstificación, destacando los paquetes calco-dolomíticos del Lias inferior y Dogger. El otro subsistema lo forman los paquetes carbonatados del Cretácico superior y los tramos arenosos de la Formación Utrillas, que tiene como base impermeable las unidades arcillosas del Cretácico inferior. Este subsistema es más importante en la mitad oriental de la hoja.

El segundo sistema comprende los acuíferos existentes en los materiales mesozoicos de naturaleza calco-dolomítica, cuya base impermeable se sitúa en el Triásico. Dentro de este sistema se pueden diferenciar dos subsistemas; el cons-



tituido por los acuíferos de las formaciones jurásicas, de mayor importancia en la mitad occidental de la hoja. La permeabilidad es por fisuración y karstificación, destacando los paquetes calco-dolomíticos del Lías inferior y Dogger. El otro subsistema lo forman los paquetes carbonatados del Cretácico superior y los tramos arenosos de la Formación Utrillas, que tiene como base impermeable

El tercer sistema lo constituyen los depósitos detríticos terciarios que forman los bordes de las fosas terciarias de Teruel y Alfambra. Ocupa una posición central dentro de la hoja.

Debido a la intensa fracturación de los materiales mesozoicos, los acuíferos están compartimentados, por lo que sólo un estudio concreto de la zona en cuestión nos puede dar la importancia de cada acuífero.

Es importante destacar el nacimiento del río Jiloca que se efectúa a partir del manantial de Cella (3.500 l/s) que drena el acuífero contenido en las formaciones jurásicas de esta zona.

En cuanto a las regularizaciones de los cursos fluviales destaca en la zona, la presa situada entre Montanejos y Campos de Arenoso (esquina SE de la hoja), destinada a alimentar una nueva central eléctrica y permitir la irrigación de los cultivos y huertas de la llanura de Castellón.

Desde el punto de vista de las aguas minero-medicinales destacan las surgencias existentes en las localidades de Camarena de la Sierra y Paraiso Bajo, en la hoja de Camarena de la Sierra y la de Montanejos en la de Manzanera.

## 5. BIBLIOGRAFIA

- ABRIL, J., APALATEGUI, O., PLIEGO, D. y otros (1978). — Mapa Geológico de España E. 1:50.000. 2.ª Ed., Hoja n.º 613. Camarena de la Sierra. IGME. Serv. Publ. Min. Industria.
- ADROVER, R. (1974). — «Un relleno kárstico plio-pleistocénico en el Cerro de los Espejos en Sarrión (Provincia de Teruel, España)». *Acta Geol. Hispánica* 9: 142-143.
- ADROVER, R. (1975). — «Principales yacimientos paleomastológicos de la provincia de Teruel y su posición estratigráfica relativa». *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 4:31-48.
- ADROVER, R., MEIN, P. et MOISSENET, E. (1976). — «Mise en évidence du Pliocène moyen continental dans le nord du fossé de Teruel (Espagne). Le gisement de Villalba Alta». *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon*. Vol. 14, pág. 11-14.
- ADROVER, R., MEIN, P. et MOISSENET, E. (1978). — «Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales, neógenas de los alrededores de Teruel». *Est. Geol.* Vol. 34, pág. 205-214.
- ADROVER, R., GUTIERREZ, M. y PEÑA MONNE, J.L. (1981). — «Geología y Paleontología de los alrededores de Teruel». *XV Curso de Geología Aplicada*. Teruel. Col. Univ. pág. 213-238.
- ADROVER, R., FEIST, M. HUGUENEY, M., MEIN, P. et MOISSENET, E. (1982). — «L'âge et la mise en relief de la formation détritique culminante de la Sierra Pelarda (Provincia de Teruel, Espagne)». *C.R. Acad. Sc. Paris* 295; ser II: 231-236.
- ADROVER, R., ALCALA, L., MEIN, P., MOISSENET, E. y PARICIO, J. (1982). — «Micromamíferos vallesienses de yacimiento La Salle en las Arcillas rojas de Teruel». *Acta Geol. Hispánica* 17 (1-2): 89-93.



- ADROVER, R., ALCALA, L., MEIN, P., MOISSENET, E. y PARICIO, J. (1982). — Dos nuevos yacimientos de vertebrados terciarios continentales; La Roma 2 y Bunker del Valdecebro (Teruel). *Teruel*, 67:7-21.
- ADROVER, R., FEIST, M., GINSBURG, L., GUERIN, C., HUGUENEY, M. y MOISSENET E. (1983). — «Les formations continentales paléogènes de la Sierra Palomera (Province de Teruel, Espagne) et leur place dans la biostratigraphie tertiaire des Chaînes Ibériques Orientales». *Bull. Soc. Géol. France* (7) XXV (3). pp. 421-431.
- AGUILAR, M.J., RAMIREZ DEL POZO, J. y RIBA, O. (1971). — «Algunas precisiones sobre sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel)». *Est. Geol.* n.º 27, pp. 497-512.
- AGUIRRE, E., DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ, A. (1976). — «Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española». *Trab. sobre Neog. y Cuart.* Vol. 5, pp. 7-29.
- ALBERTI, M.T. y PAILME, P. (1983). — Precisiones sobre la edad de los sedimentos de la Sierra del Pobo (Cadena Ibérica Oriental, Provincia de Teruel). *Estudios Geol.* 39: 117-119.
- ALONSO MILLAN, A., y MAS, R. (1981). — Trabajo estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico del Cretácico superior del sector suroccidental de la Cordillera Ibérica», *IGME*. (Inédito).
- ALONSO, A., FLOQUET, M., MAS, R., MELENDEZ, A. (1983). — «Evolution paleogeographique des plates-formes de la Meseta Nord-Castillane et de la Cordillère Ibérique (Espagne) au Senonien». Colloque sur le Senonien. Groupe Français du Cretacé. Marseille 1983. *Geologie Méditerranéenne* (rifi).
- ALVARO, M. (1975). — Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). — *Estudios geológicos* 31; pp. 241-247.
- ALVARO, M. y CAPOTE, R. (1973). Las estructuras menores de las calizas jurásicas de la Sierra de Altomira (Cuenca). *Est. Geol.*, 467-478.
- ALVARO, M., CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1978-1982). — «Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica». *Acta Geol. Hips. Libro Homenaje al Profesor Solé Sabaris*. Barcelona. T. 14, p. 172-177.
- ANADON, P. (1983). — Características generales de diversas cuencas lacustres terciarias con pizarras bituminosas del NE de la Península Ibérica. *Comunic. X Congreso Nac. Sedim. Menorca* 1.9-1.12.
- ARCHE, A., COMAS, M.J., GOMEZ, J.J. y GOY, A. (1977). — «Evolución vertical de los sedimentos carbonatados del Lías Medio y Superior en la Sierra Palomera (Teruel)». *Est. Geol.* n.º 33, pp. 571-574.
- ARCHE, A. (1981). — «Le Permien supérieur et le Trias du SE de la Chaîne Ibérique: Talayuelas-Landete et Boniches». *Excursion en Espagne du Groupe Français du Trias*. Edit. Dpto. Estratigrafía. Fac. Geol. Madrid. P. 31-40.
- ARCHE, A. y LOPEZ, J. (1983). — «Características sedimentológicas del Buntsandstein entre Landete y Talayuelas (Cuenca), Cordillera Ibérica». *X Congr. Nac. Sedimentología*, Menorca, pp. 1.39-1.42.
- ARTHAUD, F. y MATTE, R. (1975). — «Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation». *Tectonophysics*. V. 25, pp. 139-171.

- AZNAR, J.M., RAMIREZ, J.I., OLIVE, A. y otros (1981). — Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2.ª serie, 1.ª Ed. *Hoja n.º 589 — Terriente*. IGME. *Serv. Publ. Min. Industria*. (en prensa).
- BAKX, L.A.J. (1935). — «La géologie de Cascante del Rio et de Valacloche (Espagne)». *Leid. geol. Medel.*, Leiden, 7:157-220.
- BEHMEL, H., GEYER, O.F. (1966). — «Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Spanien. Stratigraphie und fossilführung in unter Jura von Albarracin». *N. Jb. Geol. Paläontol. Abh.* Vol. 124, n.1, pp. 1-52. Stuttgart.
- BERASTEGUI, J., RAMIREZ, J.I., ALVARO, M. y otros (1982). — Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2.ª serie, 1.ª Ed. *Hoja n.º 588 - Zafrilla*. IGME. *Serv. Publ. Min. Industria* (en prensa).
- BOULOUARD, C. y CANEROT, J. (1970). — «Données nouvelles sur l'Aptien Supérieur et l'Albien dans le bas Aragon et le haut Maestrazgo (Espagne)». *Bull. Centre Rech. Pau*. Vol. 4, n. 2, pp. 453-463. PAU.
- BOULOUARD, C. et VIALARD, P. (1971). — «Identification du Permien dans la Chaîne Ibérique». *C.R. Ac.Sc. Paris*. V. 273, pp. 2441-2444.
- BOULOUARD, C. et VIALARD, P. (1981). — «Identification du Ladinien et du Carnien dans les marnes Triasiques de la Serranía de Cuenca (Chaîne Ibérique sud occidentale, Espagne): considerations stratigraphiques et structurales». *Bull. Centres Rech. Explo. Prod. Elf-Aquitaine*, 5, 1:31-41.
- BULARD, P.F.; GOMEZ, J.J.; THEIERRY, J.; TINTANT, H. y VIALARD, P. (1974). — La discontinuidad entre Jurásico medio y Jurásico superior en la Cadena Ibérica. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 278, Opp. 2107-2110.
- BUFFET, C. (1968). — «Recherches géologiques dans les environs de El Toril au Sud de Albarracin (Teruel) en Espagne Centrale». *Fac. Sc. Uni Dijon*. pp. 1-57 (prov. de Teruel) Espagne Centrale. D.E.S. Dijon 57 pp.
- BUFFET, C. (1968). — «Recherches géologiques dans les environs de Toril, au SE d'Albarracin». «Carte géologique des environs de Toril (Provincia de Cuenca) Espagne», *Inst. Cat. Paris*.
- BURILLO, F., GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J.L. (1981). — «El Centro del Castillo de Alfambra (Teruel)». *Kalathos 1*. Col. Univ. Teruel. pp 1-63.
- CANEROT, J. y SOUQUET, P. (1972). — «Le Facies Utrillas. Distinction du Wealdien et place dans la phase dépendages terrigènes Albo-Cénomaniens». *C.R. Ac. Sc. Paris*. T. 275, Vol. 4, pp. 527-530.
- CANEROT, J. y SOUQUET, P. (1974). — «Recherches géologiques aux confins des chaînes Ibérique et Catalane (Espagne)». *ENADIMSA*, serie 5, n.º 4 517 pp.
- CANEROT, J., CUGNY, P., PARDO, G., SALAS, R. y VILLENA, J. (1982). — «El Cretácico de la Ibérica Central-Maestrazgo. in: El Cretácico de España». *Univ. Complutense. Madrid*. pp. 273-334.
- CANT, D.J. (1978). — «Bedforms and bar types in the South Saskatchewan River». *J. Sediment. Petrol.* 48, pp. 1321-1330.
- CANT, D.J., y WALKER, R.G. (1978). — «Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canadá». *Sedimentology*, 25, pp. 625-648.
- CAPOTE, R., GUTIERREZ, M., HERNANDEZ, A. y OLIVE, A. (1981). —



- «Movimientos recientes en la fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica)». *Actas V. Reun. Nac. Grupo Esp. Trabaj. Cuatern.* (Sevilla).
- CAPOTE, R., DIAZ, M., GABALDON, V., GOMEZ, J.J., SANCHEZ DE LA TORRE, L., RUIZ, P. ROSELL, J., SOPEÑA, A., y YEBENES, A. (1982). — «Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica». 2 vols. IGME. *Temas geológico mineros*. 390 pp.
- CARLS, P.; LIÑAN, E. y VILLAS, E. (1982). — «El Ordovícico-Devónico de la unidad de Herrera; Cordillera Ibérica». *XVI Curso de Geología Práctica*. Memoria pp. 29-43.
- CARRILLO, L., GISBERT, J. (1979). — «Análisis sedimentológico de unos depósitos tipo «wadi» en el Plio-Cuaternario de Escorialuela (Teruel)». *Bol. Geol. y Min. IGME*, vol. 90, n.º 4, pp. 329-332.
- COMAS, M.J., y GOY, A. (1978). — «El Pliensbachense y Toarciense en la Rambla del Salto (Sierra Palomera, Teruel)». *Grupo Esp. Mesozoico-Jurásico Cord. Iber.* (Excursiones). Estratigrafía. Madrid, n.º 1.
- CRESPO, A.; NAVARRO, D., PEREZ, A. y otros (1981). — «Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2.ª serie, 1.ª Ed. Hoja n.º 544 - FOR CALL. IGME, Serv. Pub. Min. Industria.
- CRUSAFONT, M., VILLALTA, J.F., de y JULIVERT, M. (1954). — «Notas de la Estratigrafía y Paleontología de la cuenca de Calatayud-Teruel». *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.* 34:43-58.
- CRUSAFONT, M., VILLALTA, J.F. de et TRUYOLS, J. (1957). — «Definición estratigráfico-paleontológica de la cuenca terciaria de Calatayud-Teruel». *Curs. y Conf. Inst. «Lucas Mallada»*, Cons. Sup. Inv. Cient 4:89-91.
- CRUSAFONT, M., y TRUYOLS, J. (1964). — «Aperçu chronostratigraphique des bassins de Calatayud-Teruel». *Curs. y Conf. Inst. «Lucas Mallada»*, Cons. Sup. Inv. Cien., 9:89-92.
- CRUSAFONT, M., HARTENBERGE, J.L., et HEINTZ, E. (1964). — «Un nouveau gisement de mammifères d'âge villafranchien de la Puebla de Valverde (prov. de Teruel, Espagne)». *C.R. Acad. Sc. Paris*. pp. 2869-2871.
- CRUSAFONT, M., GAUTIER, F. y GINSBURG, L. (1966). — «Mise en évidence du Vindobonien inférieur continental dans l'Est de la province de Teruel (Espagne)». *C.R. Acad. Sc. Paris*, a, 258:2869-2871.
- CRUSAFONT, M., PAIRO, M., VILLALTA COMELLA, J.F., JULIVERT, N. (1966). — «Notas para la estratigrafía y Paleontología de la Cuenca de Calatayud. Teruel». *Not. y Com.* n.º 90, pp. 53-76.
- DAAMS, R., FREUDENTAL, M., y VAN DE WEERD, A. (1977). — «Aragonian a new stage for continental deposits of miocene age». *Newsl. Stratigr.* Vol. 6, n.º 1, pp. 42-55.
- DIAZ MOLINA, M. y LOPEZ, N. (1979). — «El Terciario Continental de la Depresión Intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleografía. *Estudios Geol.* 35:149-167.
- DE BRUIJN, H. y MOLTZER (1974). — «The Rodents from Rubielos de Mora: the first evidence of existence of different biotopes in the Early Miocene of Eustem Spain. *Kon. Ned Akad. Weterns*, Ser B, 77:129-145.
- DOUBINGER, J., ADLOFF, M.C., RAMOS, A. SOPEÑA, A. y HERNANDO, S.

- (1978). — «Primeros estudios palinológicos en el Pérmico y Triásico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema». *Palinología*. n.º extr., 1, 27-33.
- DUBAR, G., ELMI, S. et MOUTERDE, R. (1970). — «Remarques sur le Toarcien d'Albarracín (province de Teruel) et sur sa faune de *Bouleiceras*». *C.R. Somm. S. Geol. Fr.* fasc. 5, p. 162-163.
- DUPUY DE LOME, E. et FERNANDEZ DE CALEYA, C. (1918). — «Nota acerca de un yacimiento de mamíferos fósiles en el Rincón de Ademuz (Valencia)». *Bol. Inst. Geol. Esp.* 2eme sér. 19:299-348.
- ESTERAS, M. y AGUIRRE, E. (1966). — «*Paralephas Trogontherii* Pohling en una terraza media de Teruel». *Rev. Teruel*. n.º 32. pp. 244-253. Teruel.
- ESTERAS, M. y ADROVER, R. (1974). — «Nota sobre la existencia del Plioceno en los alrededores de Concud (Teruel)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* Tomo 72, pp. 95-97.
- FELGUEROSO, C., RAMIREZ DEL POZO, J. (1971). — «Estratigrafía del Jurásico en la zona de Teruel-Morella (Maestrazgo)». *Cuad. Geol. Ibérica*. Vol. 2, pp. 439-488.
- FERNANDEZ LOPEZ et al (1978). — «El Dogger y Malm en Moscardón (Teruel). — Grupo Esp. Mesozoico Exc. Sur. Cord. Ibérica».
- FERNANDEZ NIETO, C., FERNANDEZ, R., GUTIERREZ ELORZA, M. y ARRESE, F., (1981). — «Papel de la karstificación en el Génesis de los yacimientos de hierro de Sierra Menara (Teruel) y Guadalajara». *Bol. Geol. y Min IGME*. Tomo 92, n.º 2, pp. 127-140.
- FLOQUET, M., MELENDEZ, A. (1982). — «Características sedimentarias y paleogeográficas de la regresión finicretácica en el Sector Central de la Cordillera Ibérica». II Coloquio Estratigrafía y Paleogeografía Cretácico España. Albacete 1982. En prensa en *Cuadernos de Geología Ibérica*, vol. 9. Madrid.
- FLOQUET, M., ALONSO, A., MELENDEZ, A. (1982). — «El Cretácico superior de Cameros-Castilla en el Cretácico de España». *Univ. Complutense Madrid*. pp. 387-456.
- GABALDON, V. y DE LA PEÑA, J.A. (1973). — «Estudio petrológico del Carbónífero Pérmico (?), y Triásico inferior del NE de Molina de Aragón (Guadalajara)». *Estudios Geológicos*, 29, 63-75.
- GARCIA PALACIOS, M.C., LUCAS, J., DE LA PEÑA, J.A. y MARFIL, R. (1977). — «La Cuenca Triásica de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. I. Petrografía y Mineralogía». *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, 341-354.
- GARRIDO, A. y VILLENA, J. (1977). — «El Triás germánico en España: Paleogeografía y estudio secuencial». *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, 37-56.
- GAUTIER, F. (1967). — Nouvelles observations sur le Tertiaire continental de la Chaîne Ibérique au Sud-Est. de Teruel (Espagne). *Comp. Rend. Som. Soc. Geol. France*. Fasc. pp. 64-65, París.
- GAUTIER, F. (1968). — «Sur la Stratigraphie et les faciès du Jurassique et du Crétacé inférieur de Nord du Teruel». *C.R. Somm. Sc. Géol. France*. V. 2, pp. 43-48.
- GAUTIER, F. (1968). — «Existence et Age du Paléovolcanisme Jurassique Sud-Aragonais». *C.R. Somm. Sc. Géol. France*. V. 3, pp. 73-75.
- GAUTIER, F. y MANGIN, D. (1965). — «Observations Stratigraphiques et Paléontologiques sur le Weald de l'Est de la province de Teruel». *Bull. Mus. Nat. d'HIST. Nat. Paris*. V. 37, n.º 1, pp. 192-197.



- GAUTIER, F., MOISSENET, E., y VIALARD, F. (1972). — «Contribution a l'étude stratigraphique et tectonique du fossé Néogène de Teruel (Chaînes Ibériques, Espagne)». *Bull. Mus. Nat. d'Hist. Nat. Paris* V. 77, pp. 179-200.
- GAUTIER, F. (1974). — Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2.ª serie, 1.ª Ed., Hoja n.º 614 - Manzanera IGME. Serv. Publ. Min. Industria.
- GAUTIER, F. (1974). — Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2.ª, 1.ª Ed. Hoja n.º 543 - Villaluengo, IGME. Serv. Publ. Min. Industria.
- GAUTIER, F. y HEINTZ, E. (1974). — «Le gisement villafranchien de La Puebla de Valverde (Provincia de Teruel, Espagne)». *Bull. Mus. d'Hist. Naturelle*, n.K 228, Sciences de la Terre, 36, pp. 113-137, Paris.
- GEYER, O. (1965). — «Beiträge zur Stratigraphie un Paläontologie des Jura von Ostspanien 2. Eine Korallen Faune aus dem Coberjura des Montes Universales (Teruel)». *N. Jahn. Geol. Paläont. Abh.* Tomo 121, n.º 3, pp. 219-253. Stuttgart.
- GEYER, O. F.; BEHME, H. und HINKELBEIN, K. — (1974). — Beiträge zur stratigraphie und Palaontologie des Jura von Ostspanien. VII Die Genzoolithen im Jura von Ostspanien. *N. Jb. Geol. Paleont. Abh.*, — 1945, 1, pp. 17-57.
- GINER, J. y BARNOLAS, A. (1979). — «Las construcciones arrecifales del Jurásico superior de la Sierra de Albarracín (Teruel)». *Cuad. Geol. Univ. de Granada*. 10:73-82.
- GINER, J. (1980). — «Estudio sedimentológico y diagenético de las formaciones carbonatadas del Jurásico de Catalánides, Maestrazgo y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica». *Tesis Doct. Dto. Geolog. Univ. Barcelona*.
- GINER, J. y BARNOLAS, A. (1980). — «Los Biohermes de Espongirarios del Bajociense superior de Moscardón (Teruel)». *Acta Geol. Hisp.* t. 15, n.º 4, pp. 105-108.
- GODOY, A., OLIVE, A., MOISSENET, E. y otros (1981a). — Mapa Geológico de España. E. 1:50.000, 2.ª serie, 1.ª Ed. Hoja n.º 542 - Alfambra. IGME Serv. Publ. Min. Industria (en prensa).
- GODOY, A., OLIVE, A., MOISSENET, E. y otros (1981b). — Mapa Geológico de España. E. 1:50.000, 2.ª serie, 1.ª Ed., Hoja n.º 567 - Teruel. IGME Serv. Publ. Min. Industria (en prensa).
- GODOY, A., OLIVE, A., MOISSENET, E. y otros (1981c). — Mapa Geológico de España. E. 1:50.000, 2.ª serie, 1.ª Ed., Hoja n.º 590 - La Puebla de Valverde. IGME, Serv. Publ. Min. Industria (en prensa).
- GODOY, A., ANADON, P., BERAATEGUI, J. y otros (1982). — Mapa Geológico de España. E. 1:50.000, 2.ª serie, 1.ª Ed. Hoja n.º 591 - Mora de Rubielos. IGME. Serv. Publ. Min. Industria (en prensa).
- GOMEZ, J.J., SANCHEZ DE LA TORRE, L. y RIVAS, P. (1971). — «El Jurásico calcáreo de Sot de Chera (Valencia)». *Cuad. Geol. Ibérica* 2: 417-424.
- GOMEZ, J.J. Y BABIN, R.B. (1973). — Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot. (C. Ibérica, prov. Valencia) *Est. Geológicos* 29 (5), pp. 381-388.
- GOMEZ, J.J., BRELL, A., PEREZ, P. (1976). — «Presencia y edad de Vulcanitas en el Jurásico del Norte de Valencia. (Cord. Ibérica, España)». *Acta Geológica Hisp.* vol. 11, n.º 1, p. 1-8.
- GOMEZ, J.J., y GOY, A. (1979). — «Las unidades litoestratigráficas de Jurásico

- Medio y Superior en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cord. Ibérica». *Est. Geol.* Vol. 35, pp. 569-598.
- GOMEZ, J.J. (1982). — «Dogger y Malm». En: «Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica». *Temas Geológicos Y Mineros*, IGME, tomo 1, pág. 137-164.
- GOY, A., GOMEZ, J.J. y BARCELAR, V. (1973). — «El Bathoniense, Calloviense y Oxfordiense en facies de oolitos ferruginosos en el límite SW del Rincón de Ademuz». *Est. Geol.* V. 29, pp. 355-366.
- GOY, A., GOMEZ, J.J. y YEBENES, A. (1976). — «El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). Unidades litoestratigráficas». *Est. Geol.* V. 32, pp. 391-423.
- GOY, A., y YEBENES, A. (1977). — «Características, extensión y edad de la Formación Dolomías Tableadas de Imón». *Cuad. Geol. Iber.* V. 4, pp. 375-384. Madrid.
- GUTIERREZ, G., ROBLES, F. (1976). — «Biostratigraphie du Senonien continental des environs de Villalba de la Sierra (Province de Cuenca. Espagne)». *Paleobiologie continentale*. Vol. II, n.º 2, pp. 1-17. Montpellier, 1976.
- GUTIERREZ ELORZA, M., PEÑA MONNE, J.L. (1975). — «Karst y periglacismo en la Sierra de Javalambre (Prov. Teruel)». *Bol. Geol. Min.* IGME. Tomo 86, n.º 6, pp. 561-572.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA, J.L. (1976). — «Glacis y terrazas en el curso medio del río Alfambra (Provincia de Teruel)». *Bol. Geol. y Min.* 87 (6):561-570.
- GUTIERREZ ELORZA, M., PEÑA MONNE, J.L. (1979). — «El karst de Villar de Cobo (Sierra de Albarracín)». *Est. Geol.* Vol. 35, pp. 651-654.
- GUTIERREZ ELORZA, M., PEÑA MONNE, J.L. (1979). — «Deslizamientos Intracuaternarios de Bloques en la región de Vilel (Prov. Teruel)». *Est. Geol.* IGME. Vol. 35, pp. 299-303.
- HARTLEB, J. (1967). — Stratigraphie, Tectonik und vererzung un der östlochen hesperischen ketten spanien. — *Inang. Diss. Ined. Heidelberg Paleont.* Madrid, pp. 1-101.
- HERNANDEZ, A., RAMIREZ, J.I., OLIVE, A., y otros (1981). — Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2.ª serie, 1.ª Ed., Hoja n.º 566 - Cella. IGME *Servicio de Publ. Min. Industria* (en prensa).
- HINKELBEIN, K. (1969). — «El Triásico y Jurásico de los alrededores de Albarracín (Teruel)». *Rev. Teruel.* n.º 41, pp. 36-75. Teruel.
- HINKELBEIN, K. (1975). — «Beitrag zur Stratigraphie und Paleiontologie des Junes von Ostspanien. VIII. Stratigraphie und facies in Mitteljunes des zentralen Iberischen Ketten. *N. Jb. Geol. Palciönt. Abh.*, 148,2, pp. 139-148.
- JOSOPAIT, V. (1972). — «Das Kambrium und das Tremadoc von Ateca (Westliche Iberside ketten, NE Spanien». *Münster Forsch. Geol. Palaönt.* Bd 23, 121 pp. 26 figs.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBERO, A. y CONDE, C. (1974). — Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. IGME, p. 1-113.
- LAPPARENT, A.F. (1960). — «Los dos dinosaurios de Galve (Teruel)». *Rev. «Teruel»*, n.º 24.
- LENDINEZ, A., TENA-DAVILA, M., BASCONES, L. y otros (1979). — Mapa Geo-



- lógico de España. E. 1:50.000, 2.ª serie, 1.ª Ed. Hoja n.º 540 - Checa. IGME. Servicio de Publ. Min. Industria (en prensa).
- LOPEZ, N. (1977). — «Revisión sistemática y Bioestratigráfica de los Lagomorfos (Mamalia) del Terciario y Cuaternario de España. Tesis doctoral, Universidad de Madrid.
- LOTZE, F. (1929). — «Stratigraphie und Tektonik des Keltibersichen Grundgebirges (Spanien)». *Beitr. Westl. Mediterrangebiete* n.º 3, *Abh. Ges. Wiss. Göttingen., Math. Phys. Kl. N.F.T.* 14, n.º 2. Berlin. Trad. esp. en *Publ. Extr. Geol. Esp. Inst. «L. Mallada»*, T. 6.
- LUCAS, J., GARCIA PALACIOS, M., MARFIL, R. y DE LA PEÑA, J.A. (1977). — «Le bassin triasique de la branche castellane de la Chaîne Ibérique, III. Histoire». *Cuad. Geol. Iber.*, 4, 369-374.
- MANERA, A. (1981). — Determinación de cuatro fases de deformación en la Sierra de Altomira. *Estud. Geol.* 37, 233-243.
- MARFIL, R., DE LA CRUZ, B. y DE LA PEÑA, J.A. (1977). — «Procesos diagenéticos en las areniscas del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica». *Cuad. Geol. Iber.*, 4, 411-422.
- MAS, J.R. et al. (1982). — «Les grandes étapes dans l'évolution du Crétacé de la zone sudoccidentale de la Chaîne Ibérique (Espagne)». 9.ª *Réunion Annuelle des Sciences de la Terre*. Hit. Soc. Geol. France, p. 417. París.
- MASSE, J.P. (1976). — «Les calcaires urgoniens de Provence (Valanginien-Aptien inferior). Stratigraphie, Paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution. *These Sic.* Marseille. 445 pgs.
- MEIN, P., MOISSENET, E. y ADROVER, R. (1983). — «L'extension et l'âge des formations continentales pliocénas du fossé de Teruel (Espagne)». *C.R. Acad. Sc. Paris*, 296 ser. II: 1.603-1.610.
- MEIN, P. (1975). — «Proposition de Biozonation du Néogène Méditerranéen à partir des mammifères». *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 4; 112-113.
- MELENDEZ, A., PENDON, J.G. y SIMON, J.L. (1981). — «Evolución sedimentaria de un abanico neógeno en la región de Cobatillas (Teruel)». *Teruel*, 66:15-30.
- MELENDEZ, A., PARDO, G., PENDON, J.C. y VILLENA, J. (1981). — «Las facies terminales del Jurásico en el sector central de la Cordillera Ibérica». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, n.º 10, pp. 137-148.
- MELENDEZ, A., MELENDEZ, F., PORTERO, J.M., RAMIREZ DEL POZO, J. (1982). — «El Cretácico superior de Tragacete - Moscardón». *XVI Curso Geología Práctica. Teruel 1982*, pp. 67-81.
- MELENDEZ, A., MELENDEZ, F. (1983). — «Depositional reconstruction of the Cenomanian-Turonian sedimentary cycle in the «Serranía de Cuenca». (Iberian chain, Central Spain)». *4th I.A.S. Eur. Reg. Mtg. Abstr.* 111-113. Split 18-20. April, 1983.
- MELENDEZ, A. (1983). — «Sedimentación litoral durante el Coniaciense en el Sector Central de la Cordillera Ibérica». *Actas X Congreso Nacional de Sedimentología*. Menorca 26-30, Septiembre 1983, pp. 3,5-3,8. (1972). — «El sinclinal Cretácico del Alto Tajo-Valdecabriel (Serranía de Cuenca)». *Bol. Geol. Min. IGME*. V. 83, n.º 3, pp. 211-220.
- MELENDEZ, A. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1972). — «El Jurásico de la Serranía de Cuenca». *Bol. Geol. y Min. IGME*. V. 83, n.º 4, pp. 313-342.

- MELLENDEZ HEVIA, F. (1971). — Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas. *Tesis Doctoral Univ. Madrid*. pp. 1-245.
- MELLENDEZ HEVIA, F., VILLENA, J., RAMIREZ DEL POZO, J., PORTERO GARCIA, J.M., OLIVE DAVO, A., ASSENS CAPARROS, J., SANCHEZ SORIA, P. (1974). — «Síntesis del Cretácico de zona Sur de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica». I. *Reunión campo sobre Cret. Serranía de Cuenca*.
- MOISSENET, E., ADROVER, R. y AGUIRRE, E. (1974). — «Fosa de Teruel». *Libro-Guía Col. Intern. sobre Bioestr. Cont. del Neógeno sup. y Cuaternario inf.* Montpellier-Madrid. Guía 2, 100, pp. 49-68, C.S.I.C. Madrid.
- MOISSENET, E. (1980). — «Reliefs et deformations récents: trois transversales dans les fossés internes des Chaînes Ibériques orientales». *Revue géographie des Pyrénées et du Sud-Ouest*. T. 51, pp. 1-25.
- MOISSENET, E. (1982a). — «Observations préliminaires sur les piemonts internes des Monts Iberiques dans la région de Teruel». *Coll. Montagnes et Piemonts* Toulouse, 12-14 Mai 1982.
- MOISSENET, E. (1982b). — «Le Villafranchien de la région de Teruel (Espagne)». *Actes du Coll. Int. «Le Villafranchien Méditerranéen»*. I. 229-253.
- MOISSENET, E., ADROVER, R., AGUIRRE, E. (1974). — «Fosa de Teruel». *Col. Inst. sobre bioestr. Cont. del Neógeno Sup. y Cuaternario Inf. Libro-Guía*. pp. 51-68.
- MOUTERDE, R. y SUAREZ VEGA, L.C. (1971). — Las zonas de Ammonites del Jurásico Inferior y Medio de España. I *Congr. Hisp. Luso-Amer. de Geol. Econ.*, secc. 1.1, pp. 473-478.
- NAVAS, P.L. (1922a). — «Algunos fósiles de Libros (Teruel)». *Bol. Soc. Ibér. Cienc. Nat. Zaragoza*, 21:52-61.
- NAVAS, P.L. (1922b). — «Algunos fósiles de Libros (Teruel)». Adiciones y correcciones. *Bol. Soc. Ibér. Cienc. Nat. Zaragoza*, 21:172-175.
- NAVIDAD, M. (1982). — «Vulcanismo permo-carbonífero en la Cordillera Ibérica (Rama Occidental)». Fundación Juan March. *Serv. Univ.* n.º 202, 63 pp.
- OLIVE, A., PORTERO, J.M., CAPOTE, R. y GUTIERREZ, M. (1981). — «Geología de la fosa del Jiloca y sus alrededores». *XV Curso Geol. Práctica Teruel, col. Univ. Teruel*, pp. 79-98.
- ORTI CABO, F. (1974). — «El Keuper del Levante Español». *Estudios Geológicos*, 30:7-46.
- ORTI CABO, F. (1981). — «Diapirismo de materiales triásicos y estructuras de zócalo, en el sector central valenciano (España)». *Estudios Geológicos*, 37:245-256.
- ORTI CABO, F. y VAQUER NAVARRO, R. (1980). — «Vulcanismo jurásico del Sector valenciano de la Cordillera Ibérica. Distribución y trama estructural. *Acta Geol. Hisp.* 5, 15:127-130).
- PARDO TIRAPU, G. (1979). — «Estratigrafía y sedimentología de las formaciones detríticas del Cretácico inferior terminal en el bajo Aragón-Turolense». *Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza*.
- PARDO, G., VILLENA, J., PEREZ, A. y GONZALEZ, A. (1983). — El Paleógeno de los márgenes del umbral de Montalbán; relación tectónica-sedimentación. *Com. X Congr. Noc. Sedimentología*. Menorca 5, 29-5. 32.



- PEÑA, J. de la (1972).—Estudio petrogenético del Muschelkalk de la Cordillera Ibérica. *Est. Geol.* 28, pp. 219-266.
- PEÑA MONNE, J.L. (1981).—«Las acumulaciones cuaternarias de la confluencia de los ríos Alfambra y Guadalaviar en las cercanías de Teruel». *Actas VII Coloquio Geog. Pamplona, Col. Univ. Teruel*, pp. 1-13.
- PEÑA MONNE, J.L., SANCHEZ FABRE, M. y SIMON GOMEZ, J.L. (1981).—«Algunos aspectos de la tectónica cuaternaria en el margen oriental de fosa de Alfambra-Teruel». *Rev. Teruel Inst. Est. Turolense*. n.º 66.
- PEREZ GONZALEZ, A., VILAS, L., BRELL, J.M. y BERTOLIN, M. (1971).—Las series continentales al Este de la Sierra de Altomira». *I Congr. Hisp. Luso Amer. Geol. Econ.*, T. 1, secc. 1, pp. 357-376.
- PHILIPPOT, A., RIBA, O. (1952).—«Sur la faune graptolitique de la Sierra d'Albarracín (Chaîne Ibérique)». *C.R. Somn. Soc. Bol. Geol. France*. pp. 74-75.
- PORTERO, J.M., GUTIERREZ, M., AGUILAR, J.M. y otros (1981).—Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2.ª serie, 1.ª Ed. *Hoja n.º 565 - Tragacete IGME. Serv. Publ. Min. Industria* (en prensa).
- RAMIREZ DEL POZO, J. y MELENDEZ HEVIA, F. (1972).—«Nuevos datos sobre el Cretácico Superior-Eoceno de la Serranía de Cuenca. *Bol. Geol. y Min. IGME.*, V. 83, n.º 5, pp. 443-456.
- RAMIREZ DEL POZO, J. y MELENDEZ HEVIA, F. (1972).—«Nuevos datos sobre el Cretácico Inferior en Facies Weald de la Serranía de Cuenca». *Bol. Geol. y Min. IGME.* V. 83, n.º 6, pp. 569-581.
- RAMIREZ, J.I., OLIVE, A., MOISSENET, E. y otros (1981).—Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2.ª serie, 1.ª Ed., *Hoja n.º 541 - Santa Eulalia, IGME, Ser. Publ. Min. Industria* (en prensa).
- RAMIREZ, J.I., BERAATEGUI, J. y otros (1982).—Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2.ª serie, 1.ª Ed. *Hoja n.º 611 - Cañete. IGME. Serv. Publ. Min. Industria* (en prensa).
- RAMOS, A. (1979).—«Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón (prov. de Guadalajara)». *Semin. de Estratigrafía, Ser. Monogr.* 6 Madrid 313 pp.
- RAMOS, A., y DOUBINGER, J. (1979).—«Découverte d'une microflore thuringienne dans le Buntsandstein de la Cordillière Ibérique (Espagne)». *C.R. Acad. Sc. Paris*, 289 (6) 525-528.
- RAMOS, A. y SOPEÑA (1983).—Moderne and Ancients fluvial Systems. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediments.* n.º 6, pg. 301-312.
- RAT, P. (1959).—Les pays crétacés Vasco-Cantabriques. *Tesis. Univ. Dijon*. 528 págs.
- RIBA, O. (1959).—«Estudio geológico de la Sierra de Albarracín». *Monogr.* 16, *Inst. «Lucas Mallada».* Cons. Sup. Inv. Cient., Madrid, 283 p.
- RIBA, O. y RIOS, J.M. (1962).—«Observations sur la structure Sud-Ouest de la Chaîne Iberique (Espagne)». *Liv. Mém. Prof. P. Fallot. Soc. Geol. France.* V. 1, 275-290.
- RIBA, O. y Equipo del IGME (1972).—Mapa Geológico de España, E. 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. *Memoria n.º 47 «Teruel».* 43 pp. IGME. Madrid.
- RICHTER, G. y TEICHMULLER, R. (1933).—«Die Entwicklung der keltiberischen

- ketten». *Beitr. zur Geol. Westl. Mediterrangebiete. Abh. Ges. Wis. Göttingen. Math-Phys.*, kl. 3 Folge, H.7, 118 pp. Berlin.
- ROMAN, F. (1926). — «Sur la découverte d'une faune de Mammifères de l'étage Pontien à Libros (Province de Teruel)». *C.R. Acad. Sc. Paris*. 182:1.234-1.235.
- ROMAN, F. (1927). — «Sur quelques restes de Mammifères découvertes par le R.P. Longinos Navas dans les argiles pontiques de Libros (Teruel)». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 4e ser., 27:379-385.
- ROYO GOMEZ, J. (1921). — «Los peces fósiles de Los Aljezares de Teruel». *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 16. Madrid.
- SACHER, L. (1965). — «Das Jungpaläozoikum der Keltiberischen Ketten (Spanien)». *Inaug. Diss. (Tesis). Naturwiss-Mathem. Fakultät. Univ. Heidelberg. Geol. Pal. Inst.* 105 pp. 56 figs.
- SAENZ GARCIA, C. (1957). — «Observaciones acerca de la extensión de las facies lacustres del Cretácico Superior y del Eoceno a lo largo de la Cordillera Ibérica». *Rev. Las Ciencias*, Vol. 22, n.º 4.
- SANCHEZ CELA, V. (1981). — «Consideraciones petrológicas sobre unas rocas ígneas de facies granudas asociadas a sedimentos del Triás en Viller (prov. Teruel)». *XV Curso Geol. Práctica Teruel. Col. Univ. Teruel*, pp. 195-202.
- SIMON, J.L. (1980). — «Estructuras de superposición de plegamientos en el borde NE de la Cadena Ibérica». *Acta Geológica. Hisp.* 15 (J):137-140.
- SIMON, J.L. (1982). — «Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental». *Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza*, 501 pp.
- SIMON, J.L. (1983). — «Tectónica y postectónica del Sistema de Fosas de Teruel». *Rev. Teruel* (en prensa).
- SOLE DE PORTA, N. y ORTI CABO, F. (1982). — «Primeros datos cronoestratigráficos de las series evaporíticas del Triásico superior de Valencia (España)». *Acta Geológica Hispánica*, vol. 17 (en prensa).
- SOLE SABARIS, L., RIBA, O. (1952). — «El relieve de la Sierra de Albarracín y sus zonas limítrofes de la Cordillera Ibérica». *Teruel*, pp. 7-22, n.º 7.
- SOPENA (1979). — Estratigrafía del Pérmico y Triásico al NO de la provincia de Guadalajara. Seminarios de Estratigrafía. Serie Monográficas, n.º 5 (Tesis Doctoral).
- TEMIÑO, J. (1982). — «Estudio estratigráfico del Pérmico y Triásico de Sierra Carbonera (Teruel)». *Tesis de licenciatura*. Fac. C. Geol. Madrid.
- TINTANT, B., y VIALARD, P. (1970). — «Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Iberique sud-occidentale aux confins des provinces de Teruel, Valencia et Cuenca». *C.R. Somn. Seanc. Soc. Géol. Fr.* fasc. 6, pp. 207-209.
- TRICALINOS, J. (1928). — «Untersuchungen über den Bau der Keltiberischen Ketten des Nordöstlichen Spaniens. *Z. deutsch. geol. Ges. Abh.*, T. 80, pp. 409-482. Berlin.
- TURNIT, P. (1964). — «Trias-Mächtigkeiten in der Sierra de Albarracín, Hesperische Ketten (Spanien)». *N. Jb. Geol. Paläontol. Mh.* T. 11, pp. 641-651.
- TURNIT, P. (1966). — «Stratigraphie und tektonik der Südöstlichen Sierra del Tremedal (Hesperische Ketten, Spanien)». *Z. deutsch. geol. Ges. Jhrg.* 1963. Bd. 115, pp. 679-681.
- TURNIT, P. (1967). — «Paläozoikum und mesozoischer Rahmen im SE-Teil der Sierra del Tremedal (Hesperische Ketten Spanien)». *N. Jb. Geol. Paläontol.* Tomo 127, n.º 3, pp. 349-365.



- VAN DE WEERD, A. (1976). — «Rodent Faunas of the Mio-Pliocene continental sediments of the Teruel-Alfambra Region, Spain». *Utrecht Micropal. Bull.*, 2. Utrecht, 217 p.
- VIALARD, P. (1966). — «Sur le Crétacé de la Chaîne Iberique Castellaine entre le rio Turia et la Haute vallée du rio Jucar (Valencia-Cuenca)». *C.R. Acad. Sc. Paris*. Tomo 262, pp. 1.996-1.997.
- VIALARD, P. (1973). — «Recherches sur le cycle Alpin dans la Chaîne Iberique Sud-Occidentale». *Tesis Doctoral*. Univ. Toulouse, pp. 1-445.
- VIALARD, P. (1978). — «Tectogénese de la Chaîne Iberique: Relations substratum-couverture dans une tectonique polyphasée».
- VIALARD, P. (1979). — «La Chaîne Iberique: Zone de cisaillement intracontinental pendant la tectogénese Alpine». *C.R. Acad. Sc. Paris* V. 289, pp. 65-68.
- VILAS, L., MAS, R., GARCIA, A., ARIAS, C., ALONSO, A., MELENDEZ, N., RINCON, R., ELIZAGA, E., FERNANDEZ CALVO, C., GUTIERREZ, G., MELENDEZ, F. (1982). — «El Cretácico de la Ibérica suroccidental in: el Cretácico de España». *Univ. Complutense Madrid*, pp. 457-514.
- VILLALON, C., TRIGUEROS y NAVARRO, A. (1959). — Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 1.ª serie, Hoja n.º 541 - Santa Eulalia. IGME.
- VILLALON, C., TRIGUEROS, E. y NAVARRO, A. (1959b). — Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 1.ª serie, Hoja n.º 542 - Alfambra. IGME.
- VILLENA, J. (1971). — Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal del Campo. Tesis Doctoral (inédita).
- VILLENA, J. (1976). — Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal (provincias de Guadalajara y Teruel) (Paleozoico). *Bol. Geol. Min.* T. 87, n.º 4, pp. 329-354.
- VILLENA, J. (1980). — «El Ordovícico del sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica». (En prensa en HAMMANN, *Geol. Soc. Am. Bull.*).
- WIEDMANN, J. (1975). — «Subdivisiones y precisiones estratigráficas en el Cretácico Superior de las cadenas Celtibéricas». *I. Sim. Cret. Cord. Iber.*, pp. 137-151.
- WIEGAND, K.D. (1966). — «Sediment strukturen und Sedimentation in Ordoviciu keltiberiens (NE-Spanien) und der Franken waldes (NE Bayern). *Inaug. Diss. Universität zu. Heidelberg*.
- YEBENES, A., GOY, A. y COMAS-RENGIFO, M.J. (1978). — «El Lías en el sector septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica». *Grup. Esp. del Mesoz. excurs. al Jurásico de la Cordillera Ibérica, Univ. Madrid. Fac. Geol.*, n.º 1, pp. 1-29.



INSTITUTO GEOLOGICO  
Y MINERO DE ESPAÑA  
RIOS ROSAS, 23 - 28003-MADRID



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA