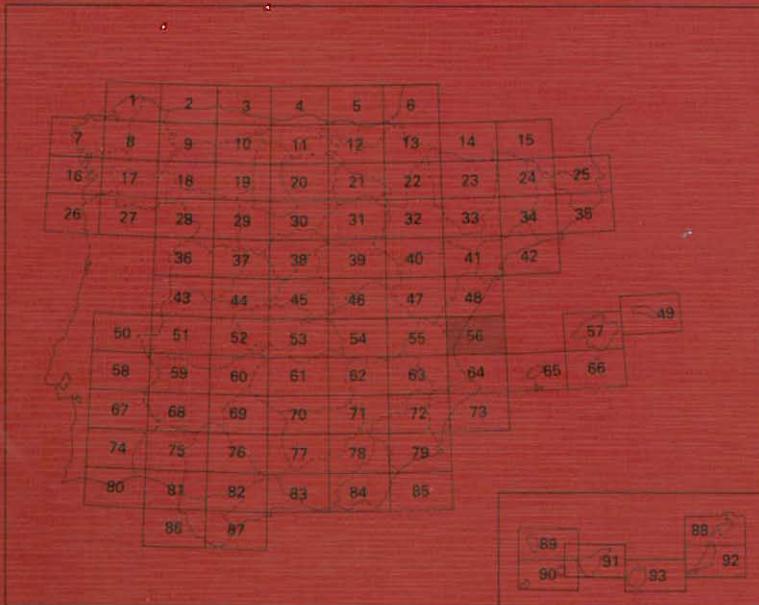


MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

VALENCIA

Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

VALENCIA

Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

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-40413-1985

leyenda de las figuras siguientes:

4

Fig. 8

- 36— Línea de isopocas. Espesor en metros
—10— Trazado supuesto de las líneas de isopocas
—0— Límite probable de la extensión de la unidad
- Presencia de rocas volcánicas intercaladas en la unidad
- ▨ Area en que la unidad se encuentra probablemente ausente

Fig. 9

- 26— Líneas de isopocas. Espesor en metros
—15— Trazado supuesto de las líneas de isopocas
● Corte en que la unidad está limitada en su techo por oolitos ferruginosos y/o fosfáticos
* Presencia de vulcanitas en la unidad
—……— Límite supuesto de extensión de la unidad
- ~~~~ Límite aproximado del área donde la unidad se encuentra ausente por erosión
▨ Area en que la unidad se encuentra, total o parcialmente ausente por erosión
□ Extensión del grupo de facies micriticas (fig.b)
▨ Extensión del grupo de facies oolítico-dolomíticas

Fig. 11

- 30— Líneas de isopocas. Espesor en metros
—15— Trazado supuesto de las líneas de isopocas
—……— Límite supuesto de extensión de la unidad
- ~~~~ Límite aproximado del área donde la unidad se encuentra ausente por erosión
▨ Area en que la unidad está ausente por erosión

Fig. 12

- 20— Líneas de isopocas. Espesor en metros
—30— Trazado supuesto de las líneas de isopocas
- ~~~~ Límite aproximado del área donde la unidad se encuentra ausente por erosión
▨ Area en que la unidad está ausente por erosión

INDICE

	Pág.
0. INTRODUCCION	9
1. ESTRATIGRAFIA	11
1.1. PALEOZOICO	11
1.1.1. Pizarras negras (Pal)	11
1.2. TRIASICO	12
1.2.1. Arenistas y limolitas rojas (Tb). Facies Buntsandstein	12
1.2.2. Dolomías, margas y calizas (Tm). Facies Muschelkalk	15
1.2.2.1. Tramo inferior	16
1.2.2.2. Tramo medio	19
1.2.2.3. Tramo superior	20
1.2.3. Arcillas y yesos (Tk). Facies Keuper	23
1.2.3.1. Serie evaporítica inferior	23
1.2.3.2. Serie detrítica intermedia	25
1.2.3.3. Serie evaporítica superior	25
1.3. TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO	27
1.3.1. Brechas, dolomías, calizas y margas (J1). Ret-hiense - Pliensbachiene	27
1.3.1.1. Tramo de transición	27
1.3.1.2. Fm. Dolomías Tableadas de Imón	27
1.3.1.3. Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña	29
1.3.1.4. Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas	29
1.3.1.5. Fm. Calizas bioclásticas de Barahona ...	31

	Pág.
1.3.2. Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel (J2). Toarciense inferior y medio.....	31
1.3.3. Fm. Carbonatada de Chelva (J3). Toarciense medio-superior - Oxfordiense superior.....	33
1.3.3.1. Mb. Calizas nodulosas de Casinos (Toarciense medio-superior).....	33
1.3.3.2. Capa de oolitos ferruginosos y/o fosfáticos (unidad informal) (Aaleniense-Bajociense basal)	35
1.3.3.3. «Parte media» (tramo informal) de la Fm. Chelva (Bajociense inferior-Calloviano) ..	35
1.3.3.4. Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrio ..	37
1.3.3.5. Mb. Calizas con esponjas de Yátova. (Oxfordiense superior).....	37
1.3.4. Fm. Margas de Sot de Chera. Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla. (J4). Oxfordiense sup. - Kimmeridgiense inf.....	38
1.3.4.1. Fm. Margas de Sot de Chera	38
1.3.4.2. Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla	40
1.3.5. Fm. Calizas con oncolitos de Higueruelas (J5) Kimmeridgiense - Portlandiense p.p.....	40
1.3.6. Brechas, dolomías, calizas y margas (J1-3). Rethiense-Oxfordiense superior.....	42
1.3.7. Calizas, calizas margosas y margas (J2-3). Toarciense-Oxfordiense superior.....	42
1.3.8. Calizas, calizas margosas, calizas oncolíticas y margas (J3-5). Oxfordiense superior - Kimmeridgiense	42
1.3.9. Arcillas, arenas y calizas (J _p 6). Kimmeridgiense - Portlandiense.....	43
1.4. CRETACICO.....	43
1.4.1. Arenas, arcillas y calizas (C _w 1). Neocomiense - Aptiense	43
1.4.1.1. Facies Weald	43
1.4.1.2. Facies carbonatadas	44
1.4.2. Calizas y margas (C2). Senoniense.....	44
1.5. TERCIARIO.....	44
1.5.1. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (M2). Mioceno medio.....	44
1.5.2. Areniscas y lutitas con niveles lumaquélidos de ostreídos (ME). Tortoniano - Serravalliano...	45
1.5.3. Calizas algales marino-lacustres (M3-P1). Miocene superior-Turoliense.....	45

	Pág.
1.5.4. Lutitas rojas, arenistas y conglomerados. (M3-P1cg). Mioceno superior - Plioceno.....	46
1.5.5. Calizas algales detríticas (M4-P1). Mioceno superior - Plioceno.....	46
1.5.6. Arcillas rojas conglomeráticas (P1). Plioceno.....	47
1.6. CUATERNARIO	47
1.6.1. Depósitos continentales.....	47
1.6.1.1. Costras calcáreas (Q1tr.). Pleistoceno...	47
1.6.1.2. Arenas, gravas y límos. Aluviales y terrazas (Qt). Pleistoceno-Holoceno.	47
1.6.1.3. Conglomerados y arcillas con cantos. Mantos de Arroyada y Piel de Monte (Qpm). Pleistoceno-Holoceno	47
1.6.1.4 Indiferenciado (Q). Pleistoceno-Holoceno	48
1.6.2. Depósitos mixtos continentales marinos.....	48
1.6.2.1. Arcillas arenosas con cantos. Abanico aluvial de tipo deltaico (Q1). Pleistoceno...	48
1.6.2.2. Limos pardos y negros. Albuferas y Marismas. (Q2). Holoceno.....	48
1.6.2.3. Arenas y gravas. Playas y dunas (Q2d). Holoceno	48
2. TECTONICA	49
2.1. TECTONICA REGIONAL	49
2.2. ANALISIS MACROESTRUCTURAL.....	50
2.2.1. Estructuras compresivas.....	50
2.2.1.1. Estructuras longitudinales a la Cadena ..	52
2.2.1.2. Estructuras transversales.....	52
2.2.1.3. Estructuras submeridianas.....	52
2.2.3.2. Estructuras distensivas.....	53
2.3. ANALISIS MICROESTRUCTURAL.....	53
2.4. FALLAS DE ZOCALO.....	55
3. HISTORIA GEOLOGICA.....	57
4. GEOLOGIA ECONOMICA.....	61
4.1. MINERIA Y CANTERAS.....	61
4.2. HIDROGEOLOGIA.....	61
5. BIBLIOGRAFIA	63

INTRODUCCION

La Hoja de Valencia está situada en el extremo suroriental de la Cordillera Ibérica. Comprende parte de las provincias de Valencia y Castellón.

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 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 (CAPOTE et al, 1982).

1. ESTRATIGRAFIA

En esta Hoja afloran materiales del Paleozoico, Triásico, Jurásico, Cretácico, Mioceno y Cuaternario. Predominan los del Trías en el sector noroccidental y los depósitos cuaternarios que se extienden desde los relieves formados por los materiales antiguos hasta la línea de costa.

1.1. PALEOZOICO

1.1.1. Pizarras negras. (Pal)

Constituye una franja a unos 17 km, alargada según la dirección ONO-ESE. Está situada en la esquina NO de la Hoja (Hoja 50.000 de Segorbe), entre las localidades de Higueras y Alcudia de Veo.

La forman una serie monótona compuesta por pizarras negruzcas sericíticas y moscovitas que alternan con areniscas micáceas y algún nivel de microconglomerados. Estos materiales se disponen formando un anticlinal, de flancos con frecuencia subverticales, cortado por fallas transversales de dirección NE-SO.

El contacto entre el Paleozoico y los depósitos triásicos que lo bordean es de carácter mecánico, siendo el límite SO una falla inversa de importancia regional.

La potencia de la serie pizarrosa es del orden de varios centenares de metros, difícil de precisar por la intensa trituración que presentan.

No se han encontrado argumentos paleontológicos para determinar la edad de esta serie. Por criterios litoestratigráficos se pueden referir al Silúrico con dudas. Esta edad es la asignada a los mismos materiales que afloran a unos 3 km dentro de la Hoja n.º 614, Manzanera. No obstante LOTZE (1929), les da una edad devónica dudosa.

1.2. TRIASICO

Los sedimentos triásicos aparecen en Facies Germánica típica del Sistema Ibérico. Se encuentra ampliamente representado en la Sierra de Espadán.

1.2.1. Areniscas y limolitas rojas (Tb). Facies Buntsandstein.

Las facies Buntsandstein no presentan buenos afloramientos en este sector, fundamentalmente por causas tectónicas. En superficie se identifican fácilmente tres unidades litológicas: una inferior heterolítica, una intermedia de areniscas y otra superior también heterolítica. Los dos tramos heterolíticos son muy semejantes desde el punto de vista litológico, ambos están formados por una alternancia de lutitas y areniscas micáceas rojizas, con una potencia aproximada de 150 m el inferior y 200 m el superior. Localmente en el primero existe una intercalación conglomerática de unos 10 m de potencia, constituida por cantos heterométricos fundamentalmente cuarcíticos, matriz arenosa y cemento silíceo. El tramo de areniscas que es en gran parte semejante al que existe en el techo de las facies Buntsandstein en parte de la provincia de Valencia, está formado por unos 200 m de areniscas ortocuarcíticas muy compactas, en bancos gruesos, de tonos rojos, violáceos y blanquecinos.

Este sector se caracteriza no sólo por una variación en la posición estratigráfica del tramo de areniscas, sino también por una mayor fracturación y diagénesis de los sedimentos.

A causa de la fracturación no se ha podido obtener una columna completa, por lo tanto se desconoce la potencia total de esta facies. El tramo heterolítico superior está representado con la columna de Ahín y el intermedio de areniscas por una columna parcial obtenida en el Puerto de Eslida. Al tramo de areniscas intermedio y al tramo heterolítico superior nos referimos como litofacies de areniscas y litofacies heterolíticas.

Litofacies de areniscas: Hemos descrito esta litofacies a partir de la columna del Puerto de Eslida (fig. 1b) y otra obtenida en Gátova, fuera de esta Hoja pero muy próxima a su borde Oeste (Hoja del Villar del Arzobispo). Entre las columnas de Gátova y Eslida existen algunas diferencias que confieren al tramo de areniscas de la Sierra de Espadán un carácter marino más profundo que en otras áreas.

Las estructuras observadas en el interior de la litofacies de arenisca han sido: **sets planares**, estratificación cruzada de gran escala de tipo surco, estratificación **flaser** y **ripples** de oscilación.

Los **sets planares** están presentes en la columna de Gátova, donde alcanzan 2,50 m de altura. Se han observado superficies de reactivación y gran cantidad de cantos blandos en los **foreset**s. Se interpreta como la estructura interna de una barra o **sand wave**.

La estratificación cruzada de gran escala es la estructura predominante en esta litofacies, en general en arena fina. Los **sets** están formados por abanicos de láminas, separados por superficies de reactivación, en ocasiones los abanicos de láminas aumentan o disminuyen de espesor en sentido horizontal.

Sobre las superficies de reactivación o discontinuidad pueden existir láminas

de arcilla de decantación. En general estos caracteres son comunes tanto en la columna de Gátova como en la de Eslida. Sin embargo, en la de Eslida la preservación de las láminas de decantación es mayor, son frecuentes las secuencias B-C de KLEIN (1970) y hay retoque de oleaje sobre las superficies de discontinuidad.

Por último, en la serie de Eslida, los **sets** son más potentes, a veces más de un metro. En ambas series existen también suaves superficies de erosión onduladas y paleocorrientes bipolares. La estratificación **flaser** está asociada al **bottom set** de las dunas.

Los **ripples** de oscilación se han observado en la columna del Puerto de Eslida, sobre las superficies de reactivación o discontinuidad, y en ocasiones sobre los **sets** de estratificación cruzada de gran escala.

Sólo se han encontrado terrígenos más finos (limo fino) interestratificados en la columna del Puerto de Eslida. Tienen alrededor de 20 cm de potencia y cuando se han podido seguir lateralmente se ha visto que forman parte del **bottom set** de grandes dunas en los que se produce, en sentido distal, un cambio textual notable.

En Gátova y en el Puerto de Eslida no existen megasecuencias verticales claramente definidas por variaciones estructurales y texturales. Sólo se observa en algunas ocasiones una disminución vertical del espesor de los **sets**. No obstante, existen secuencias menores como las descritas por TERWINDT (1981), relacionadas con la dinámica de las corrientes de marea, pero que no sobrepasan el marco de una duna individual.

Las características geométricas de la estratificación cruzada de gran escala, abanicos de láminas separados por superficies de reactivación, es una característica propia del ambiente mareal. Las superficies de reactivación indican condiciones de flujo intermitente que son propias de este medio de sedimentación (BOERSMA, 1969; DE RAAF y BOERSMA, 1971; KLEIN, 1971 y 1977; NIO, 1976). Otras analogías que presenta esta estratificación cruzada con la del ambiente mareal son las láminas de decantación sobre las superficies de reactivación, el gran desarrollo de los **bottom sets**, y sobre todo las secuencias laterales aunque poco frecuentes, de aumento o disminución del espesor de los abanicos de láminas, puede identificarse con la evolución de los haces (**boundles**) mareales hacia mareas vivas o muertas (TERWINDT, 1981). Además, ocasionalmente se conservan **ripples** sobre las superficies de reactivación que demuestran la acción de una corriente de marea subordinada.

Por la escala de la estratificación cruzada, con espesores de **sets** de más de un metro en la columna de Eslida, aunque los valores medios son inferiores, y entre 0,20 y 0,50 m en Gátova, así como por la geometría de esta estratificación y todos los aspectos asociados, estas facies pueden compararse con los sedimentos actuales submareales (TERWINDT, 1981).

Con respecto a los afloramientos de las facies **Bountsandstein** en áreas situadas más al W (provincia de Valencia y de Cuenca) destacan tres aspectos en el tramo de areniscas de este sector, la mayor altura de los **sets**, la mayor preservación de las láminas de decantación sobre las superficies de discontinuidad y el retoque del oleaje sobre estas superficies. El primero de estos aspectos puede estar relacionado con una mayor profundidad, los otros dos parecen indicar que las corrientes de marea eran más simétricas y, por lo tanto, los máximos

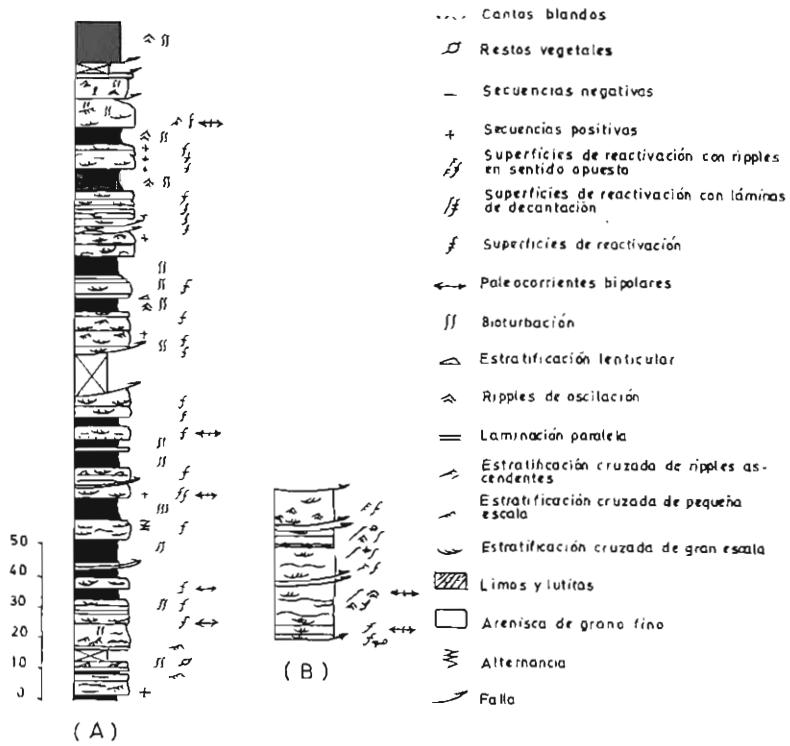


Fig. 1.—Columnas parciales de los tramos heterolítico superior e intermedio de la F. Buntsandstein. (A): columna de AHIN; (b): Puerto de Eslida.

de las corrientes de flujo y de reflujo coincidían con un estancamiento del agua que permite la decantación de la suspensión y el retoque del oleaje. Es probable que en la columna de Eslida las secuencias laterales pudieran ser establecidas en base al reconocimiento de una sucesión de los procesos de las mareas, pero que necesitaría de un análisis detallado de la estratificación cruzada y de mejores afloramientos.

Litofacies heterolítica superior: Está representada por la columna de Ahín (fig. 1a, sierra del Espadán), donde aflora la sucesión estratigráfica más completa de este tramo. Esta litofacies está formada por una alternancia de cuerpos de areniscas y de terrígenos más finos. Las bases de los cuerpos de arenisca son netas y a veces erosivas; su geometría total no puede identificarse por la escasa extensión de los afloramientos. Generalmente los cuerpos de arenisca son de granulometría fina, y las estructuras que se observan son las siguientes: estratificación cruzada de gran escala de surco o planar, estratificación cruzada de pequeña escala (de **ripples**), estratificación paralela, **ripples** ascendentes (**climbing**) y estratificación lenticular. También están presentes cantos blandos que forman los depósitos de carga residual en la base de algunas unidades de areniscas de contacto inferior erosivo.

Esta asociación de facies es relativamente compleja y los afloramientos no permiten un buen conocimiento de la geometría de los cuerpos de arenisca. No obstante y dado que la base de los cuerpos de arenisca es neta y su tránsito a los terrígenos es gradual, las unidades secuenciales pueden considerarse constituidas por areniscas y lutitas con una tendencia secuencial decreciente (**fining upward**).

La estratificación cruzada de gran escala tiene características semejantes a las descritas para la litofacies de areniscas, aunque no se han observado **ripples** de oscilación y la preservación de las láminas de decantación sobre las superficies de discontinuidad parece menor. Estos aspectos sitúan estos cuerpos de arenisca en un contexto ambiental relativamente equivalente al del tramo de areniscas, es decir marino, donde predominan las corrientes de marea como forma de transporte de los sedimentos.

La abundante bioturbación en las lutitas interestratificadas con los cuerpos de areniscas y la presencia en ellas de **ripples** de oscilación apoyan la interpretación anterior.

1.2.2. Dolomías, margas y calizas (Tm). Facies Muschelkalk.

El Muschelkalk está constituido en esta zona por tres tramos: uno inferior carbonatado, otro intermedio clástico fino y evaporítico o carbonatado y otro superior carbonatado que presenta con frecuencia intercalaciones margosas, hacia su parte superior. Sobre este último se dispone el Keuper.

El hecho de que los carbonatos del tramo superior del Muschelkalk se dispongan entre dos niveles arcilloso-evaporíticos condiciona que con frecuencia éste se encuentre despegado, adoptando en muchos casos posiciones anómalas e incluso repeticiones de toda o parte de la unidad, lo cual unido a que no exista un estudio suficientemente detallado de esta unidad ha condicionado que los errores en la cartografía sean relativamente frecuentes, confundiéndolo en ocasiones con unidades carbonatadas que se sitúan por encima del Keuper, co-

mo la Fm. Dolomías tableadas del Imón, la Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña e incluso con carbonatos del Lias medio. Por el contrario, el tramo inferior se comporta tectónicamente solidario con el Buntsandstein, al que suele permanecer unido.

La presencia de los tres tramos mencionados constituyendo el Muschelkalk es conocida desde hace tiempo. RAMBAUD (1962) reconoce su existencia en el sector de Chelva, observación que es recogida posteriormente por DUPUY DE LOME (1968) y confirmada por ASSENS et al (1973).

1.2.2.1. *Tramo inferior.*

Sobre los sedimentos clásticos del Buntsandstein, constituidos por areniscas o por los limos y arcillas de la facies Röt, se dispone un conjunto de rocas carbonatadas, en su mayor parte dolomías, que constituyen el tramo inferior del Muschelkalk. Alcanza su mayor desarrollo en la Sierra de Espadán, donde tiene una potencia aproximada de 250 m.

En su mayor parte se trata de dolomías cristalinas, encontrándose en menor proporción dolomías más o menos margosas que pueden disponerse constituyendo tramos o intercalaciones entre las anteriores. También se encuentran intercalaciones de margas, y en mucha menor proporción brechas o dolomías brechoídes, con frecuencia acuñándose lateralmente en pocos metros. Localmente, hacia la parte superior de la unidad, pueden encontrarse intercalaciones de arcillas y limolitas rojas, similares a las de la facies Röt.

Los colores predominantes son el gris oscuro en corte fresco y el gris claro en superficie, con colores verdosos asociados generalmente a las margas. También son abundantes los colores que indican cierto grado de oxidación, predominando los beiges y ocres a rojizos, así como los marrones, amarillentos y blanquecinos.

La forma de estratificarse es también muy variable. Existen tramos, a veces de espesor notable, de dolomías masivas o mal estratificadas o con estratificación difusa a irregular. También pueden disponerse en capas finas e incluso muy finas, a veces con planos de estratificación ondulados, así como en capas finas a medias o medias a gruesas.

Con cierta frecuencia se encuentran tramos oquerosos, en ocasiones debido a la disolución de evaporitas y a veces se encuentran dolomías ferruginosas y ankeríticas.

El límite inferior de esta unidad suele ser muy neto, coincidiendo con la aparición de los primeros tramos carbonatados. En ocasiones la base puede estar constituida por una brecha, a veces dolomítica o con fragmentos de limolitas rojas o verdosas.

El límite superior también suele ser neto. No obstante, es frecuente que la base del tramo medio del Muschelkalk se encuentre cubierta, por lo que existe cierta dificultad a la hora de señalar el contacto entre ambas unidades.

El contenido faunístico del tramo inferior suele ser escaso y reducido en cuanto al número de especies, aunque el número de ejemplares puede ser elevado. En regiones próximas se han encontrado Bivalbos, Gasterópodos e Icnofósiles en varios cortes, así como restos vegetales en algunos tramos margosos. ASSENS et al (1973) citan en el corte de Chelva la presencia de *Myophoria orbicularis*

y *Myophoria cf. cardiisoídes*, por lo que atribuyen a este tramo una edad Anisense superior.

Las estructuras sedimentarias encontradas en las rocas carbonatadas son relativamente variadas. Una de las más abundantes es la laminación debida a algas (*algal mats*) o estructura estromatolítica, estando también presentes láminas rotas, *tepees*, porosidad fenestral y porosidad móldica de sales, grietas de retracción (*mud-craks*), *ripples* de oscilación (*wave ripples*), diferentes grados de bioturbación, estructuras *flaser*, cuerpos canalizados, barras y/o dunas, y laminación de bajo ángulo y gran escala.

Cuando se encuentran tramos constituidos por areniscas con cemento dolomítico pueden observarse cuerpos canalizados, estructuras *herring-bone*, *ripples* de corriente y estructuras *flaser*.

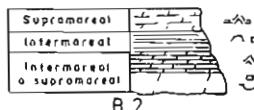
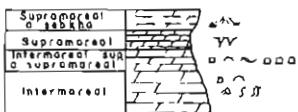
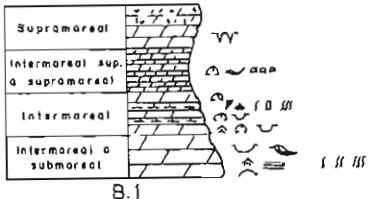
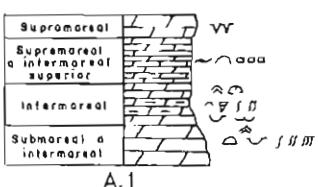
A partir del estudio de las secuencias parciales observadas es posible reconstruir y diferenciar tres tipos de secuencias virtuales de somerización (secuencias *shallowing upward*) originadas durante la evolución de llanuras de mareas, bajo condiciones de salinidad normal, bajo condiciones hipersalinas y bajo influencia de terrígenos.

La ordenación secuencial de la primera de ellas, correspondiente a la evolución de una llanura de mareas en condiciones de salinidad normal, puede verse de una forma gráfica en la fig. 2 (A.1). En la parte inferior de la secuencia tipo se observa la presencia de cuerpos cuyo techo muestra geometría convexa, en los cuales es posible observar en ocasiones laminación cruzada de bajo ángulo y de mediana a gran escala. También se encuentran *ripples* de oleaje y sedimentos bioturbados, a veces con fauna marina de salinidad normal. En conjunto indican un ambiente submareal de tipo *lagoon* donde también pueden observarse cuerpos sedimentarios de base cóncava (canalizados), representantes de los canales mareales presentes en la llanura de mareas y/o la porción submareal de éstos.

El término siguiente contiene estructuras *flaser*, *ripples* de oleaje que en ocasiones se encuentran fijados por algas, cuerpos canalizados que representan los canales de marea y dolomías a veces margosas o margas con bivalvos y gasterópodos, con bioturbación moderada a intensa, depositados en las charcas (*ponds*) intermareales, así como laminación de algas. Estos depósitos corresponden al ambiente intermareal de una llanura de mareas en condiciones de salinidad normal, donde el cinturón de canales y charcas se encuentra más o menos bien desarrollado.

Por encima se sitúan términos que representan un ambiente intermareal superior a supramareal, constituidos por carbonatos que han sufrido una exposición subaérea más o menos prolongada, constituidos por dolomías con porosidad fenestral y láminas rotas en carbonatos con laminación de algas. El término supramareal está constituido fundamentalmente por carbonatos con grietas de retracción (*mud-craks*).

La segunda de las secuencias mencionadas corresponde a la agrupación de términos en los que aparecen, característicamente, poros provenientes de la disolución de sales, testigos de la existencia de un ambiente hipersalino durante su deposición. La secuencia tipo puede verse de una forma gráfica en la fig. 2 (A.2); muestra en su parte inferior la presencia de cuerpos canalizados con porosidad móldica de sales en los sedimentos que los rellenan, y que corresponden



VV Grietas de retracción (mud cracks)

~~~ Parasidad fenestral

~~~ Laminación de algas (algal mats)

OOO Láminas rotas

~ Bivalvos

F Gasterópodos

f Bioturbación moderada

ff Bioturbación abundante

fff Bioturbación muy abundante

~~ Ripple de oleaje (wave ripples)

~~ Ripple de oleaje fijadas por algas

W Estructuras flaser

O Barras

C Conales

== Laminación cruzada de bajo ángulo y mediano a gran escala

OO Brachos de cañas planas

O Parasidad mórdica de sales

— Barras truncadas

— Ripple de corriente

++ Estructuras herring bone

Fig. 2.—Ordenación secuencial de los tramos inferior (A) y superior (B) del Muschelkalk; A.1) en condiciones de salinidad normal; A.2) en condiciones hipersalinas; A.3) bajo influencia de terrígenos; B.1) en condiciones de salinidad normal y B.2) en condiciones hipersalinas.

a depósitos de canales mareas. El término con **ripples** de oleaje, que puede estar parcialmente bioturbado, junto con el término de laminación de algas con porosidad móldica representan el término intermareal. El término constituido por laminaciones de algas con porosidad fenestral, porosidad móldica de sales y láminas rotas corresponde a un ambiente situado entre la parte intermareal superior y un ambiente supramareal donde los sedimentos han sufrido una exposición subárea suficientemente prolongada.

Los términos superiores de la secuencia corresponden a depósitos supramareales, con largos períodos de exposición subárea, están puestos de manifiesto por la presencia de grietas de retracción (**mud-craks**) y depósitos con **tepees**, estructura que para algunos autores representa depósitos supramareales a llanura salina o **sabkha**.

La tercera de las secuencias tipo encontradas en el tramo inferior del Muschelkalk corresponde a un ambiente sometido a intenso aporte clástico; puede verse, de una forma gráfica, en la fig. 2 (A.3).

El término inferior es fundamentalmente clástico, constituido por areniscas con cemento dolomítico, y contiene una base canalizada y por encima estructuras **herring-bonne**, **ripples** de corriente y estructuras **flaser**, dibujando una secuencia **fining upward** en la que se pone claramente de manifiesto la existencia de una bipolaridad en las corrientes y por tanto un ambiente de sedimentación intermareal, dentro de una llanura de mareas clástica.

El término superior carbonatado refleja un ambiente intermareal sin influencia clástica, y la secuencia podría terminar superponiéndose los términos superiores de las secuencias de llanura de mareas bajo condiciones de salinidad normal o bajo condiciones de hipersalinidad.

1.2.2.2. *Tramo medio.*

No se ha podido realizar un estudio sistemático de este tramo debido a que son muy escasos los afloramientos en que pueda ser observado el tramo medio en continuidad estratigráfica con los tramos inferior y superior del Muschelkalk. Además, su carácter litológicamente incompetente condiciona que con frecuencia este tramo se encuentre cubierto.

En esta zona se encuentra representado por el grupo de facies denominado «tipo Almedijar», de naturaleza fundamentalmente margo-dolomitica, bastante diferente de las de la vecina Hoja de Liria.

Está constituido por arcillas versicolores, con frecuencia gris, verdosas a violetáceas yesíferas y/o con intercalaciones de yesos así como de carbonatos muy alterados. También se encuentra limos carbonatados blanquecinos y muy alterados, margas rojizas a verdosas y calizas margosas y calizas oquerosas y masivas.

En el corte de Almedijar predominan las dolomías margosas y las margas dolomíticas, junto con las dolomías con las que forman tramos de alternancias. Los colores de las rocas suelen ser grises y gris azulados a negros y ocres a beiges por alteración. Las margas dolomíticas suelen disponerse en lajas mientras que las dolomías lo hacen en capas finas a capas gruesas.

Los límites superior e inferior de la unidad suelen ser netos y fáciles de señalar debido al carácter claramente dolomítico y competente de los tramos inferior y superior que la delimitan.

No se ha encontrado fauna en esta unidad y existen pocos datos acerca de su edad. BOULOUARD y VIALLARD (1981) asignan a las «margas del Trías medio» una edad Ladiense, en la Hoja vecina de Liria.

Son poco frecuentes las estructuras sedimentarias, solamente en los cortes donde aparecen materiales más carbonatados se encuentra la laminación de algas.

Desde el punto de vista sedimentológico las facies carbonáticas de «tipo Al-medijar» refleja un ambiente mixto de tipo llanura mareas carbonatada, adyacente a los depósitos de tipo **sabkha** costera y a los depósitos arcillosos de charcas (*ponds*) inter y/o supramareales. La presencia de facies carbonatadas constituyendo la totalidad o la mayoría del tramo medio del Muschelkalk indica la existencia de una continuidad en el espacio y en el tiempo del ambiente deposicional de tipo llanura mareas carbonatada en algunas áreas.

1.2.2.3. *Tramo superior.*

Está constituido fundamentalmente por dolomías, encontrándose en menor proporción niveles y tramos margosos, y en mucha menor cantidad niveles de calizas, calizas margosas y dolomías margosas o arcillosas. La máxima potencia se encuentra en Sierra de Espadán, donde alcanza los 150 m.

Las dolomías suelen disponerse bien estratificadas en capas finas, y a veces muy finas, a medias y gruesas, aunque en ocasiones se encuentren tramos masivos mal estratificados. Los colores son variados, predominando los tonos grises, en ocasiones gris oscuro a negro, aunque también son frecuentes los colores de oxidación tales como beiges, marrones, ocres, rojizos, etc. A veces, especialmente cuando la estratificación es fina a muy fina, los niveles son nodulosos, tomando aspecto de estratificación ondulada (*wave stratification*). Es frecuente que las dolomías formen alternancias con niveles margosos, aunque en ocasiones las margas se encuentran en baja proporción frente al conjunto, apareciendo como interestratos. Algunos tramos dolomíticos contienen meso a megaporos, tomando un aspecto oqueroso, y en otras ocasiones su aspecto es brechoíde.

El contenido faunístico de esta unidad es comparativamente bastante mayor que el encontrado en el tramo inferior, los organismos fósiles más frecuentes son los bivalvos, que suelen distribuirse en varios niveles, y en algunos cortes realizados en zonas próximas (Hoja 50.000 de Cheste - 721), se han encontrado ejemplares de *Mytilidos*. En menor proporción y con frecuencia asociados a los bivalvos, aparecen gasterópodos y en ocasiones crinoides. Los icnofósiles también son muy frecuentes, encontrándose abundantes pistas de actividad animal. Se atribuyen a estos materiales una edad Ladiense.

Las estructuras sedimentarias presentes en este tramo del Muschelkalk son bastante similares a las encontradas en el tramo inferior. Se han reconocido abundantes estructuras de base convexa, debido a la presencia de cuerpos canalizados así como estructuras de techo convexo (barras), que a veces conservan su estructura interna constituida por laminación cruzada de bajo ángulo y gran escala. También son frecuentes los **ripples** de oscilación (*wave ripples*) mientras que los **ripples** de corriente son menos abundantes. La bioturbación puede ser de moderada a muy abundante y una de las estructuras más frecuentes es la laminación debida a algas (*algal mats*) que en ocasiones puede estar fijando

• **ripples** de oscilación o asociados a láminas rotas; grietas de retracción (**mud cracks**), porosidad móldica de sales y **tepees**. La porosidad móldica de sales puede estar asociada también con otras estructuras, mientras que la porosidad fenestral suele encontrarse asociada a la laminación de algas y/o a la presencia de láminas rotas.

Las estructuras sedimentarias mencionadas se ordenan en dos tipos de secuencias virtuales de somerización (secuencias **shallowing upward**). La primera de ellas se ha originado durante la evolución de una llanura de mareas bajo condiciones de salinidad normal y la segunda bajo condiciones hipersalinas.

La secuencia tipo del tramo superior del Muschelkalk para los sedimentos depositados en condiciones de salinidad normal, está representada en la fig. 2 (B.1). En la parte inferior de la secuencia se encuentran estructuras cuyo techo presenta formas convexas; se trata de barras submareales que a veces conservan su estructura interna, constituida por laminación cruzada de bajo ángulo y gran escala, así como **ripples** de oscilación (**wave ripples**). Ambas estructuras representan depósitos submareales de tipo **lagoon**. Asociados con ellos se encuentran cuerpos canalizados que pueden representar los tramos submareales a intermareales de los sistemas de drenaje de la llanura de mareas, así como pequeños **shoals** que presentan su techo truncado por las corrientes de mareas en un ambiente intermareal. En ocasiones, en los tramos de **ripples** o sobre las barras o canales, puede encontrarse una bioturbación moderada a intensa que puede llegar a borrar toda estructura interna.

Por encima se sitúan los términos intermareales, constituidos por **ripples** de oleaje que pueden estar fijados por laminación de algas, así como depósitos de charcas intermareales (**ponds**), representados por depósitos finos, con frecuencia margosos en los que puede observarse con frecuencia abundantes bivalvos y gasterópodos de pequeña talla y concha fina (cuando ésta se conserva, ya que normalmente se trata de moldes). En ocasiones estas facies están acompañadas por bioturbación más o menos abundante y pueden encontrarse cuerpos canalizados que representan la red de drenaje de la llanura de mareas, conectados frecuentemente con el sistema de charcas. Asimismo, y como equivalente lateral, se encuentran carbonatos con laminación de algas, representante del ambiente intermareal situado entre las charcas y normalmente fuera del sistema de drenaje. Dentro de los canales y actuando a veces como **lags**, pueden observarse bioclastos provenientes de las charcas. Los bioclastos pueden constituir ocasionalmente «pavimentos de conchas» (**shell layers**), que han podido ser concentrados por la acción de las tormentas.

El siguiente término está constituido por carbonatos depositados en un ambiente intermareal superior a supramareal. Son frecuentes las laminaciones de algas que presentan sus láminas rotas y los carbonatos con porosidad fenestral, que indican una exposición subaérea suficientemente prolongada.

El último de los términos de la secuencia está representado por carbonatos con grietas de retracción (**mud-cracks**), y brechas de cantos planos (**flat pebble breccias**) que interpretamos como capas de tormenta (**storm layers**) depositadas en un ambiente supramareal.

La segunda de las secuencias tipo observadas en el tramo superior del Muschelkalk corresponde a la evolución de una llanura de mareas en condiciones

| CRONOES-
TRATIGRÁ-
FICAS
(informales) | | | | U
N
I
D
A
D
E
S | Series | Sucuencias
depositacionales | |
|--|-------------------------|---------------|------------|--|--------------------------|---|--|
| TRIASICO SUPERIOR | | | | GRUPO RENALES | Fm. Izná | Carbonatada
terminal | |
| KARNIENSE | | | | Fm. Yesos de Ayora (K5)
Fm. Arcillas yeseras de Quesa
(K4) | Evaorítica
superior | TRIASICO
SUPERIOR
(evaporítico ~
carbonatado) | |
| K
U
M
K | E
P
U
Inferior | E
Superior | R
Medio | Fm. Arcillas de Cofrentes (K3)
Fm. Areniscas de Manuel (K2) | Detrictica
intermedia | | |
| | | | | Fm. Arcillas y Yesos de Jatibarri (K1) | Evaoritica
interior | del Muschelkalk
(superior)-Keuper
inferior
(carbonatado-
evaporítico) | |
| MUSCHEL
KALK | | | | (Orti Cabo, 1972) | | | |

Fig. 3.—Unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales del Triásico superior del sector Valenciano (modificado de Orti Cabo, 1974, figs. 2 y 11).

hipersalinas. Una representación gráfica de este tipo de secuencias puede observarse en la fig. 2 (B.2).

El término basal está constituido por cuerpos canalizados que presentan porosidad móldica de sales, depositados en las escasas porciones canalizadas de la llanura de mareas hipersalinas. Usualmente a este término se superpone un tramo con **ripples** de oleaje y por encima laminaciones de algas que suelen tener porosidad móldica de sales, marcando un ambiente intermareal. El tramo superior de la secuencia viene marcado por la presencia de **tepees** que indican un ambiente supramareal evaporítico de tipo **sabkha**.

1.2.3. Arcillas y yesos (Tk). Facies Keuper.

El Triásico superior en el sector valenciano de la Cordillera Ibérica está constituido por dos series evaporíticas claramente diferenciadas en la facies Keuper, interrumpidas por una serie detrítica intermedia. Dicha situación, lejos de ser un hecho aislado en la historia deposicional del Triásico superior del tipo germánico, es similar a la reflejada por muchas cuencas europeas perialpinas. En la fig. 3 se agrupan las diferentes unidades litoestratigráficas en dos secuencias deposicionales: al techo, la del Triásico superior, que presenta un carácter detrítico basal, evaporítico central y carbonatado terminal; y en la base, la del Keuper inferior-Muschelkalk (superior), de carácter carbonatado inicial y evaporítico final.

La secuencia deposicional del Keuper inferior-Muschelkalk superior, representa el paso progresivo de un medio carbonatado marino a otro de transición, muy amplio geográficamente («lagunar» de los autores franceses), con restricción a la circulación oceánica pero alimentación marina neta, y con marcada subsidencia diferencial que permite la acumulación de sal en muchas cubetas (fig. 4).

1.2.3.1. Serie evaporítica inferior.

En campo, la serie evaporítica inferior del Keuper (unidad K1, Fm Arcillas y Yesos de Jarafuel) se distingue de la superior por el tono gris y amarillento de la primera, frente al rojizo de la segunda. La serie inferior es además más potente (hasta 200 metros?) y es la que suele dominar en los afloramientos. Es también la que probablemente, contenía originalmente la sal que ha dado lugar a las manifestaciones salinas generalizadas. Está constituida, fundamentalmente, por arcillas que intercalan o alternan capas de yeso, siendo más secundarios los niveles carbonatados y las areniscas de **climbing ripples**. Las arcillas, 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. Teruelitas, 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. Hacia el techo de esta serie y en el paso a la unidad siguiente se pierden los sulfatos y se gana en niveles carbonatados, que incluyen Gasterópodos y Estheridos, dándose además una morfología erosiva y unas tonalidades en estas capas de tránsito totalmente características en campo.

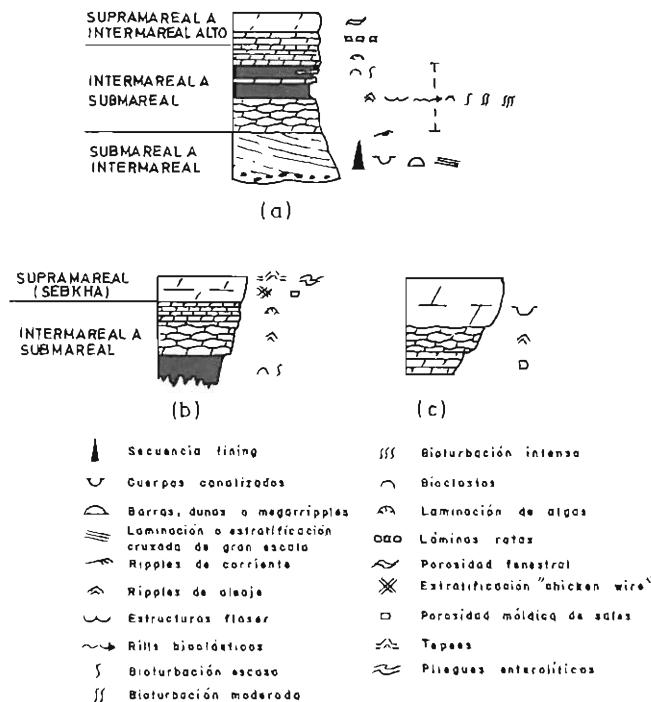


Fig. 4.—a) Progradación de medios sedimentarios en la secuencia deposicional del Triásico Superior.
 b) Geometría de las unidades litoestratigráficas del Triásico Superior.

1.2.3.2. Serie detrítica intermedia.

Constituye un avance de las series de borde de cuenca sobre las evaporíticas de posición más central. Se trata de potentes paquetes de areniscas, de hasta 40 metros (unidad K2, Fm. Areniscas de Manuel), 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 arcilla. En la base de algunas capas de arenisca se observan huellas de reptiles. 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. La recesión posterior del aparato fluvial da paso al potente depósito de arcillas rojas (unidad K3, Fm. Arcillas de Cofrentes) de llanura de inundación distal, y de marcada influencia marina. En él se intercala un delgado episodio carbonatado dolomítico con moldes de yeso lenticular, muy constante (de hasta 1,5 m) que es un verdadero nivel guía. Costras de cuarzos blancos bipiramidados o redondeados, que suelen reemplazar originalmente a horizontes de anhidrita nodular, se desarrollan marginalmente a los cuerpos de arenisca hacia la parte basal de la unidad K2.

1.2.3.3. Serie evaporítica superior.

Se inicia con la instalación, sobre las arcillas rojas de la unidad K3, de una **sabkha** costera con importante formación de anhidrita diagenética, de zona vadoseocapilar (unidad K4). Diferentes minerales autigénicos (cuarzos rojizos bipiramidados, aragonitos) acompañan a estas evaporitas de matriz arcillosa rojiza (menos frecuentemente gris). En campo estas evaporitas de **sabkha** suelen acompañarse típicamente de gran cantidad de venas de yeso fibroso blanco, de origen secundario, que cruzan el depósito en todas direcciones. Estas evaporitas dan paso a cuerpos evaporíticos (unidad K5, Fm. Yesos de Ayora) de ambiente **lagoon** con capas yesíferas laminadas y en menor proporción nodulares, de tonos blancos y grises, y de distribución regional algo más discontinua. A esta unidad evaporítica de **lagoon** sigue la instalación de un medio carbonatado marino, de capas tableadas dolomíticas (Fm. Imón). Es posible la existencia de alguna discontinuidad sedimentaria menor en la base de la Fm. Imón (unidad «de tránsito», DE GOY et al., 1974), aunque su significación es incierta.

Como en otras cuencas europeas con Triásico de tipo germánico, la edad de las dos series evaporíticas del Keuper valenciano parece ser Karniense en su totalidad (SOLE DE PORTA y ORTI CABO, 1981). La determinación está basada en asociaciones esporopolínicas, que muestran que los materiales arcillo-evaporíticos comprendidos entre el techo de la unidad K1 y la unidad K5 están dentro de la «fase **Camerosporites secatus**» de VISSCHER and KRYSTYN (1978) y más exactamente dentro de la palinoflora (**secatujs-densus** en el sentido de BESEMS (1981 a y b).

La actividad volcánica principal durante el Triásico superior en la zona, se sitúa sobre la franja ígnea del Palancia (ORTI CABO y VAGUER NAVARRO, 1980). Diferentes asomos de rocas ofíticas jalonen esta franja de dirección NW-SE, que manifiesta de nuevo actividad sobre el Lías-Dogger. Esta franja se sitúa sobre la falla o accidente del Palancia, que delimita el sector de Sierra de Espadán-alto

| UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS | | |
|-------------------------------------|--|---|
| JURASICO SUPERIOR | Fm. CALIZAS CON OMCOLITOS DE MIGUERUELAS | |
| KIMMERIDGIENSE | FORMACION RITMITA CALCAREA
DE LORIGUILA | |
| JURASICO MEDIO | Fm. MARGAS DE SOT DE CHERA
MIEMBRO CALIZAS CON ESPONJAS DE YATOVA
CAPA DE OOLITOS FERRUGINOSOS DE
ARROYOFRIO
"PARTE MEDIA" (informal)
oolitos ferruginosos y/o fosfáticos
MIEMBRO CALIZAS MODULOSAS DE CASINOS | GRUPO
TURIA
FORMACION
CARBONATADA DE
CHELVA |
| JURASICO INFERIOR | Fm. ALTERHANCIA DE MARGAS Y CALIZAS DE TURMIEL
Fm. CALIZAS BIOCLASTICAS DE BARAMONA
Fm. MARGAS GRISES DE CERRO DEL PEZ
FORMACION CALIZAS Y DOLOMIAS TABLEADAS
DE CUEVAS LABRADAS | GRUPO
ABLANQUEJO
GRUPO
RENALES |
| TR.5-7
NETO(?)- SINCLA - PLENCIA | Fm. CARNIDAS DE CORTES DE TAJURA
Fm. DOLOMIAS TABLEADAS DE IMON
TRAMO DE TRANSICION | |

Fig. 5.— Cuadro con las unidades litoestratigráficas del Jurásico, definidas en la Cordillera Ibérica y utilizadas en este trabajo.

- de Castellón al NE, respecto a la cubeta triásica central de Valencia, al SE el Keuper en Sierra de Espadán es de difícil estudio, aunque todos los indicios sugieren que la poencia original es reducida e igualmente que el carácter carbonatado (carboniolar) en la unidad basal (K1) domina sobre el evaporítico. También parece estar poco desarrollada la serie evaporítica superior.

1.3. TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO

Los sedimentos carbonatados del Triásico terminal y del Jurásico de la Cordillera Ibérica han sido subdivididos en una serie de unidades litoestratigráficas formales. Los correspondientes al Triásico y Jurásico inferior fueron definidos por GOY, GOMEZ y YEBENES (1976) utilizando como área tipo el tercio Norte de la Rama Castellana. Las unidades que abarcan a los sedimentos del Jurásico medio y superior han sido definidas por GOMEZ (1979) y GOMEZ y GOY (1980) a partir del estudio de los afloramientos de la Hoja de Liria y áreas vecinas. Un resumen de estas unidades, las cuales serán utilizadas en la descripción de estos sedimentos en esta memoria, son expuestas de una forma gráfica en la fig. 5.

Para la descripción e interpretación de las diferentes unidades del Jurásico en facies carbonatadas se han utilizado los datos de los cortes de detalle realizados en Chilchel y Salt de Llop (Hoja 1:50.000 de Sagunto, 668), así como los realizados en el borde oriental de la Hoja 1:50.000 de Jérica - 639, y datos locales de áreas próximas.

1.3.1. Brechas, dolomías, calizas y margas (J1). Rethiense - Pliensbachiene.

1.3.1.1. Tramo de transición (*unidad informal*).

Esta unidad se apoya directamente sobre el Keuper. Dentro de la Hoja puede ser observada en muy pocas áreas, debido a que con frecuencia su contacto con el Keuper se encuentra mecanizado.

El espesor de este tramo no suele sobrepasar los dos metros y está constituido generalmente por doloesparitas con cuarzos bipiramidados de pequeño tamaño, que suelen contener inclusiones de sales. No se ha encontrado fauna en esta unidad. Su edad es posiblemente Triásico superior. El reconocimiento de su ambiente disposicional es por el momento problemático debido a la intensa diagénesis que han sufrido estos sedimentos.

1.3.1.2. Fm. Dolomías tableadas de Imón.

Al igual que el tramo anterior, esta Formación puede observarse en pocos puntos debido a los accidentes tectónicos. Está constituida generalmente por un tramo de unos 20-22 m de doloesparitas cristalinas gruesas, de colores marrones a grises y a veces oquerosos. No se han encontrado fósiles en esta unidad, aunque es posible que pertenezca al Triásico superior. Tanto las texturas como las estructuras originales se encuentran generalmente borradas y únicamente se pueden reconocer en ocasiones laminaciones de *ripples*, laminaciones de algas y láminas rotas. Todo ello indica que su deposición, al menos en

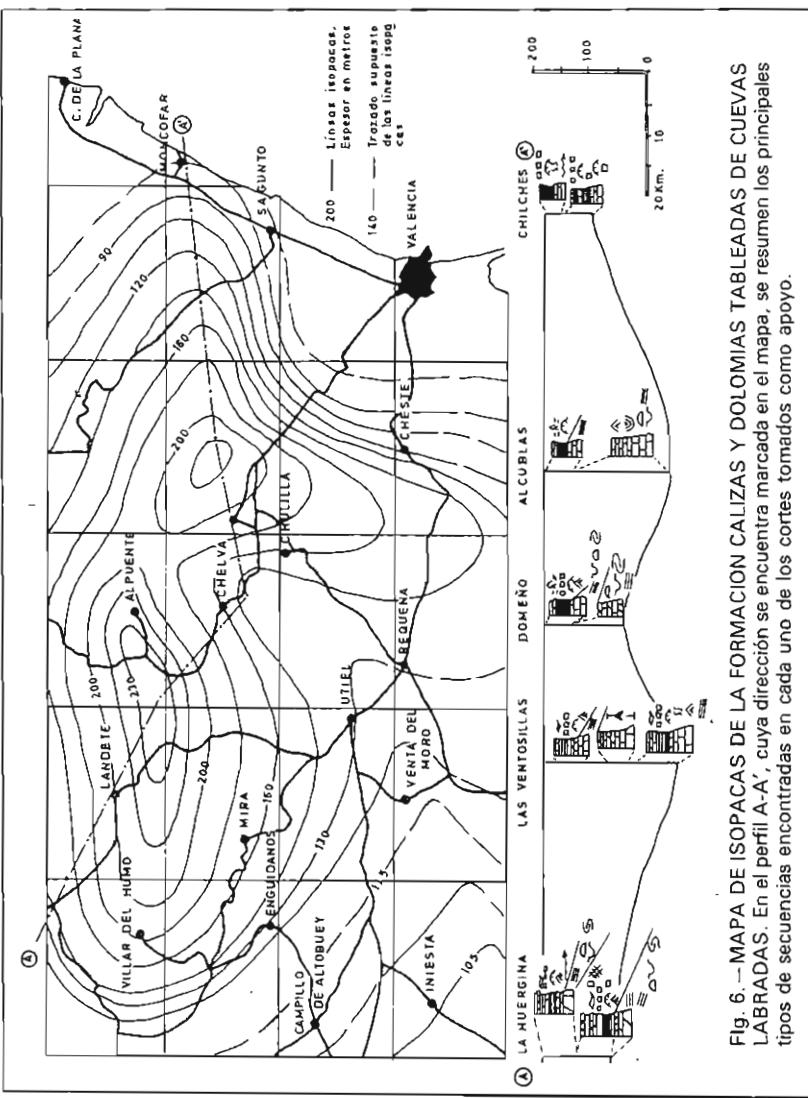


Fig. 6.—MAPA DE ISOPACAS DE LA FORMACION CALIZAS Y DOLOMIAS TABLEADAS DE CUEVAS LABRADAS. En el perfil A-A', cuya dirección se encuentra marcada en el mapa, se resumen los principales tipos de secuencias encontradas en cada uno de los cortes tomados como apoyo.

algunas áreas, se llevó a cabo en un ambiente submareal a intermareal alto con desecación parcial bajo condiciones subáreas.

1.3.1.3. *Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña.*

Está constituida por un conjunto de rocas carbonatadas, en su mayor parte brechas, mal estratificadas en bancos gruesos a masivas, oquerosas y de tonos grises a amarillentos o rojizos. Regionalmente su potencia es del orden de 50 a 70 m, aunque en algunas secciones su espesor parcial supera los 80 m. Unicamente se han encontrado algunos bioclastos de «bivalvos». Según la opinión de algunos autores dentro de esta unidad podría encontrarse el límite entre el Triásico y el Jurásico.

Las brechas de esta unidad se han originado en su mayor parte por disolución de los materiales salinos que originalmente contenían, y cuyo espesor en el sondeo de Perenchiza (Hoja 50.000 de Cheste - 721) es de 1.147 m. Los tramos salinos contienen intercalaciones de dolomías, calizas dolomíticas y arcillas. La disolución de estas sales durante las diferentes etapas diagenéticas ha provocado tanto la brechificación de los materiales carbonáticos como su colapso. Entre los cantos de la brecha, los tramos sólo parcialmente colapsados o sin apenas colapsamiento pueden verse como estructuras más frecuentes, laminación de **ripples**, laminación de algas, láminas rotas y porosidad fenestral y estructuras **chicken-wire**. Su deposición parece haberse llevado a cabo en un ambiente altamente hipersalino que pudiera abarcar desde ambientes de tipo **sabkha** a lagunas costeras restringidas con etapas de deposición de carbonatos, quizás ligadas a estas etapas más húmedas, bajo un ambiente de llanura de mareas.

1.3.1.4. *Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas.*

Esta unidad está compuesta por un conjunto de rocas carbonatadas, dentro de las cuales suelen predominar las calizas de composición textural muy variada (**mudstones**, **wackstones**, **packstones** y **grainstones**), aunque en algunos lugares las dolomías pueden representar un volumen importante dentro del conjunto. Localmente puede contener niveles de brechas y conglomerados generalmente finos, así como intercalaciones margosas o arcillosas. Las rocas carbonatadas suelen disponerse bien estratificadas en capas medianas a gruesas, tomando ocasionalmente aspecto masivo. El espesor de la formación dentro de la Hoja puede variar entre 80 m y poco más de 160 m (fig. 6).

No se ha encontrado fauna de Ammonites. Sin embargo, y basándose en el estudio de la microfauna, parece ser que dentro de ella debe estar comprendido el Sinemuriense y parte del Pliensbachiente, aunque es posible que la parte inferior corresponda todavía al Hettangiente.

Entre las estructuras sedimentarias más frecuentes se encuentran cuerpos con morfología de barras y canales que pueden contener como estructura interna laminación cruzada de bajo ángulo y gran escala y laminación cruzada de tipo surco. Ocasionalmente, se encuentran dunas o barras con la cresta truncada. También es frecuente la laminación cruzada de pequeña escala, debida en gran parte de los casos a **ripples** de oleaje, así como pequeños canales (**rills**) en los que se concentran con frecuencia aloquímicos, especialmente bioclastos. En las facies de baja energía son frecuentes las laminaciones de algas, a veces con sus

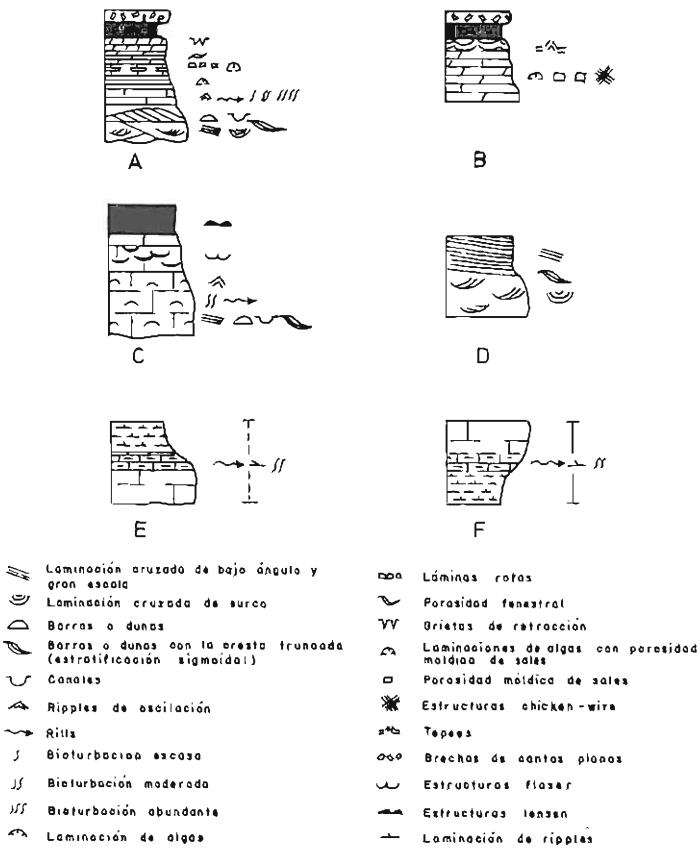


Fig. 7.—Secuencias tipo del Jurásico inferior:
 A y B: Fm. calizas y dolomías de Cuevas Labradas.
 C y D: Fm. calizas bioclasticas de Barahona.
 E y F: Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel.

láminas rotas, así como la porosidad fenestral, **tepées**, moldes de sales y estructuras **chicken-wire**.

- Estas estructuras se ordenan en secuencias de somerización hacia arriba (**shallowing upward**) dentro de las cuales se pueden distinguir dos tipos, representados en las fig. 7 A y B. La primera de ellas representa depósitos formados bajo ambientes de salinidad normal y la segunda, depósitos formados bajo ambientes hipersalinos.

La deposición de esta unidad se ha llevado a cabo en un ambiente submareal somero a intermareal, bajo condiciones de salinidad normal a hipersalino.

1.3.1.5. *Fm. Calizas bioclásticas de Barahona.*

En esta zona, esta unidad se apoya directamente sobre la anteriormente descrita al estar ausente la Fm. Margas grises de Cerro del Pez.

Está constituida por calizas bioclásticas, normalmente **grainstones** a **pack-stones** de Ostreidos (*Gryphaea*) y Crinoides. En ocasiones presentan intercalaciones de margas y con frecuencia contiene nódulos de sílex. Suelen disponerse bien estratificadas en capas de 1 a 6 cm aunque a veces los planos de estratificación son irregulares u ondulados, tomando con frecuencia aspecto noduloso. Pueden observarse superficies ferruginosas, especialmente hacia la parte superior o el techo de la unidad que localmente puede encontrarse taladrado por organismos perforantes. En áreas próximas, como en Caudiel (Hoja de Jérica - 639) esta unidad puede contener intercalaciones de materiales volcánicos. Su espesor oscila entre 10 y 30 m (fig. 8a).

No se han encontrado Ammonites. Basándose en la presencia de algunos Braquiópodos y en datos regionales es posible que la Fm. Barahona tenga una edad Pliensbachicense superior (Domeriense).

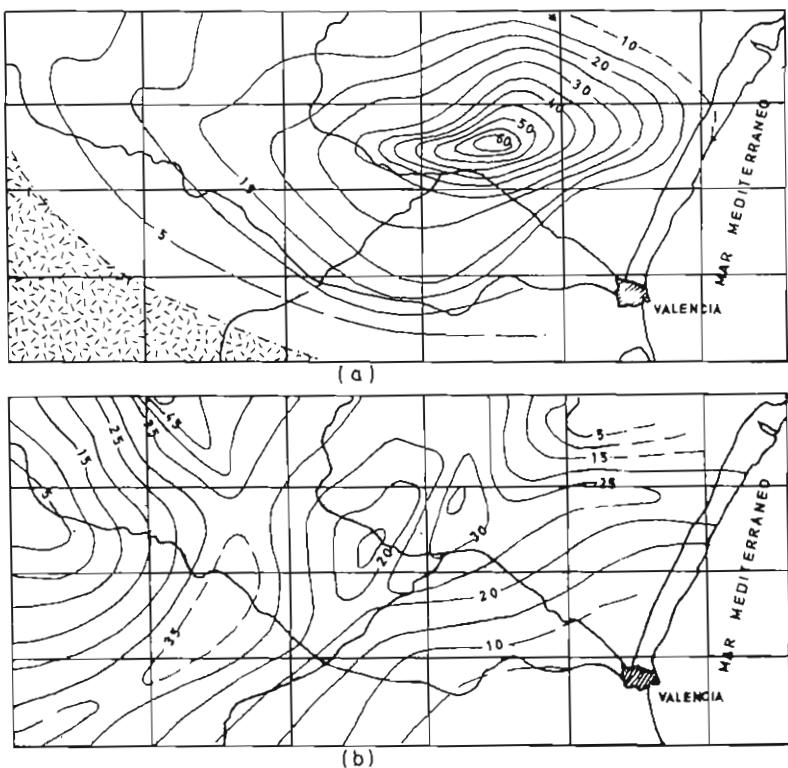
Entre las estructuras sedimentarias se encuentran algunos cuerpos con morfología de barras y canales, estratificación y laminación cruzada planar de mediano a muy bajo ángulo, laminación cruzada de tipo surco, laminación cruzada de pequeña escala debida a **ripples** de oleaje, pequeños canales con concentración de bioclastos (**rills**), dunas y **ripples** con la cresta truncada (estructuras sigmoidales) y estructuras **flaser** y **linsen**. La bioturbación es abundante y con frecuencia bastante intensa.

Estas estructuras sedimentarias se ordenan en dos tipos básicos de secuencias representadas gráficamente en las figs. 7 C y D.

La deposición de esta unidad se ha llevado a cabo en un ambiente submareal e intermareal, correspondiente a una plataforma bioclástica de extensión que separa ambientes de **lagoon** y ambientes de plataforma abierta, creándose en ocasiones frentes playeros.

1.3.2. *Fm. Alternancia de Margas y Calizas de Turmiel (J2). Toarcien-se inferior y medio (parte).*

Está constituida por una alternancia irregular de margas y calizas en la que puede dominar uno u otro componente. Las margas suelen ser grises a amarillentas, a veces gris-beige y rosas. Las calizas, con frecuencia **mudstones** a **wackstones**, son a veces algo margosas y nodulosas y suelen ser bioclásticas (rara vez **packstone**), especialmente hacia la parte inferior. Con frecuencia tienen as-



— 15 — Líneas de isopáces. Espesor en metros

- 13 - Trazado supuesto de las líneas de 120 piezas

Figura probable de la extensión de la unidad

Presencia de rocas volcánicas intercaladas en la unidad
Años en que la actividad se encuentra probablemente ausente

Fig. 8.—Mapa de isopacas de la Fm. Calizas bioclásticas de Barahona (a) y Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel (b).

pecto noduloso y el espesor de las capas suele variar entre 10 y 30 cm. Su espesor oscila entre 5 y 25 m (fig. 8b).

Es frecuente la presencia de Braquíópodos y aunque mucho más escasos también se han encontrado Ammonites, **Dactylioceras**, **Hildaites**, **Hildoceras**, **Mercaticeras**, **Harpoceras** y **Phymatoceras** que marcan una edad Toarciente inferior y medio (parte).

Las estructuras sedimentarias son escasas. Se encuentra en ocasiones laminación de pequeña escala debida a **ripples**, y a pequeños canales (**rills**) en los que se concentran preferentemente los bioclastos. La bioturbación es frecuente y a veces abundante. El hecho que más resalta es su ordenación en ritmos caliza-marga o marga-caliza, dependiendo si el contacto entre ambas litologías es transicional o brusco, como se muestra en la fig. 7 E y F.

Su deposición se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma de baja energía y salinidad normal.

1.3.3. Fm. Carbonatada de Chelva (J3). Toarciente medio-superior - Oxfordiente superior.

Se ha dividido en cuatro unidades de rango menor. En la parte inferior se encuentra el Miembro Calizas nodulosas de Casinos, en la parte media las unidades informales y en la parte superior la Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío y el Miembro Calizas con esponjas de Yátova.

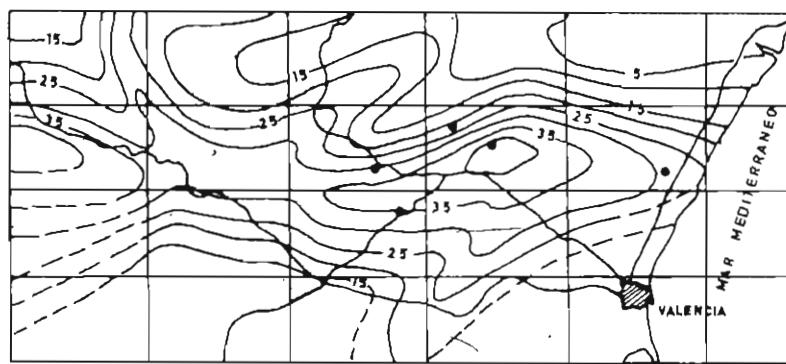
1.3.3.1. Mb. Calizas nodulosas de Casinos. Toarciente medio (parte) - superior.

Está compuesto por un conjunto de calizas, normalmente micríticas (**mudstone a wackstone**), más o menos bioclásticas y a veces margosas, que se disponen estratificadas en capas de unos 10 a 30 cm de espesor que con frecuencia contienen finas intercalaciones margosas. Con cierta frecuencia algunos planos de estratificación pueden estar ondulados, tomando la unidad un aspecto noduloso.

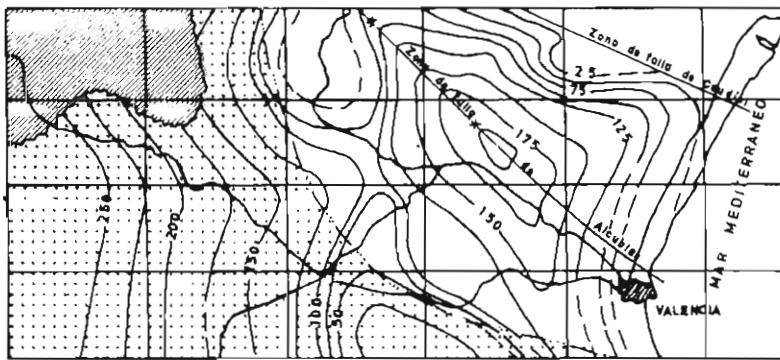
Su espesor oscila entre 5 y 30 m. El contenido en macrofauna suele ser escaso, aunque entre los bioclastos se encuentran representación de grupos bastante variados. Entre los Ammonites se han encontrado **Hildoceras Collina** y **Pseudogrammoceras** que marcan una edad Toarciente medio (parte) y Toarciente superior (parte). En algunas áreas parte del Toarciente superior parece estar ausente, mientras que en otras está completo, no pudiendo descartarse que la parte inferior de esta unidad corresponda en algunas áreas a parte del Toarciente inferior (fig. 9a).

Las estructuras sedimentarias son escasas en esta unidad. Una de las características más acusadas es su aspecto noduloso, debido en gran parte de los casos al escape diferencial de fluidos durante la etapa de compactación diagénética temprana. Como estructuras primarias se encuentran laminación de **ripples** y **rills** bioclásticos. La bioturbación es frecuente aunque en general moderada.

La deposición del Mb. Casinos se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma externa de baja energía y salinidad normal, con una velocidad de sedimentación generalmente baja, que llega a producir ocasionalmente lagunas es-



(a).



(b).

- 25 — Líneas de isopasaje. Espesores en metros
- 15 — Trazado supuesto de las líneas de isopasaje
- Punto en que la unidad arroja límite de roca o sea por donde formaciones géologicas.
- * Presencia de vulcanitas en la unidad
- Límite supuesto de extensión de la unidad

- ~ Unidad aproximada que se divide por crecidas
- Áreas en que la unidad se encuentra total o parcialmente cubierta por crecidas
- Extensión del grupo de facies nodulares (Fig. 6)
- Extensión del grupo de facies calizas dolomíticas

Fig. 9.— Mapas con la distribución de espesores del Mb. Calizas nodulares de Casinos (a) y de la "parte media" de la Formación carbonatada de Chelva (b).

tratigráficas, y bajo un menor aporte de clásticos finos y mayor disponibilidad de carbonatos respecto a la Fm. Turmiel.

1.3.2.2. *Capa de oolitos ferruginosos y/o fosfáticos (unidad informal). (Aaleniense - Bajociense basal).*

El espesor de esta capa es de orden centimétrico y su presencia es discontinua. Se apoya normalmente sobre una costra ferruginosa y/o fosfática y está constituida por calizas micríticas (**wackstones** o **mudstones**, en ocasiones **packstones**) con oolitos ferruginosos y/o fosfáticos en proporción variable, concentrados o dispersos. El espesor total suele oscilar entre los 2 m distribuidos normalmente en varios niveles, a veces algo margosos.

Estos niveles suelen contener Ammonites, en general bastante abundantes, tales como *Eudmetoceras*, *Ludwigia*, *Brasilia*, *Spinamatoceras*, L. (*Weschchia*) *Graphoceras*, *Sonninia* (*Euhoploceras*), etc. que marcan una edad Aaleniense a Bajociense basal. La única estructura observada es la concentración en **rills** de oolitos y/o bioclastos, siendo la bioturbación en general bastante abundante.

Corresponde a sedimentos condensados, con frecuencia resedimentados, depositados en un ambiente de plataforma externa de baja energía, depositados durante una etapa de reestructuración tectónica de la plataforma y consiguiente cambio en las áreas de producción de carbonatos y sus medios de distribución.

1.3.3.3. *«Parte media» (tramo informal) de la Fm. Chelva. (Bajociense inferior - Calloviano).*

Está constituido por calizas **mudstone**, **wackstone** y a veces **packstone**, en su mayor parte de Microfilamentos, generalmente bien estratificadas, que con frecuencia contienen nódulos de sílex en su parte media y a veces en su parte inferior. Con frecuencia las calizas contienen finas intercalaciones margocalizas y a veces puede contener intercalados materiales volcánicos en algunas localidades. Su espesor puede variar entre menos de 50 m y algo más de 100 m (fig. 9b).

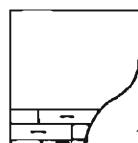
Son relativamente abundantes los Ammonites, encontrándose entre otros *Sonninia*, *Ofoites*, *Kumafostephanus* y *Skirroceras* del Bajociente inferior; *Dorsetensis*, *Stephanoceras*, *Stenmatoceras*, *Teloceras* y *Normannites* del Bajociente medio; *Leptosphinctes*, *Cleitosphinctes*, *Strenoceras*, *Garantiana*, *Pseudogarantiana*, *Parkinsonia* y *Bigotites* del Bajociente superior; *Morphoceras*, *Planisphinctes*, *Siemiradzkia*, *Procerites*, *Oxycerites*, *Choffatia* y *Bullatimorphites* del Bathoniense, y *Macrocephalites*, *Dolikephalites*, *Reineckeites* y *Chanasia* del Calloviano inferior.

Las estructuras sedimentarias son escasas y monótonas, predominando la estratificación plano-paralela. Es frecuente que los carbonatos se ordenen en ritmos centimétricos de caliza-margocaliza o margocaliza-caliza (fig. 10 A y B). Se encuentran laminaciones de pequeña escala debida a **ripples**, en ocasiones **rip- ples** de oleaje, así como **linsen** en los niveles margocalizos.

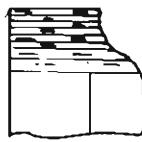
Estructuras de rango mayor sólo han podido observarse en algunos tramos y en algunas de las secciones. En ocasiones puede observarse laminación cruzada de bajo ángulo y gran escala en cuerpos de geometría de barra y, menos frecuentemente, de canales, normalmente hacia la parte inferior de la unidad y li-



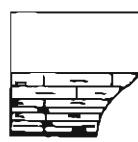
A



B



C



D

— Laminación de ripples

↗ Ripples de oscilación

— Lensen

ſ Bioturbación escasa

Fig. 10.—Secuencias tipo del Jurásico medio-Superior.
A y B: Fm. Carbonatada de Chelva, "parte media".
C y D: Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla.

gados a **packstones** y **wackstones** bioclásticos. También se han observado algunos cuerpos con morfología de dunas en la parte media-alta del tramo con sus crestas truncadas.

La deposición de este grupo de facies corresponde a un ambiente de plataforma externa a rampa carbonatada de baja energía y salinidad normal con eventual influencia del oleaje y de las mareas.

1.3.3.4. *Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío.*

Está constituida por calizas **wackstone** a **packstone** que contienen una notable proporción de oolitos ferruginosos y, con frecuencia, fragmentos de éstos. Los oolitos pueden encontrarse concentrados o dispersos y localmente parte de ellos pueden ser fosfáticos. Las calizas suelen ser de color gris, siendo muy frecuentes en ellas los tintes rojizos y a veces nódulos ferruginosos. En algunos casos pueden distinguirse varios niveles en función de su naturaleza, aspecto contenido faunístico, etc., mientras que en otros la Capa de Arroyofrío no está presente o está sustituida por una costra ferruginosa.

El espesor de esta unidad suele ser de orden centimétrico. Con frecuencia no supera el metro, y su contenido en Ammonites o fragmentos de éstos suele ser bastante abundante. A pesar de ello, el problema de la edad de estos niveles con oolitos ferruginosos es complejo ya que aunque sus facies puedan parecer monótonas a primera vista, su edad puede variar, al menos a nivel de biozona, de unos puntos a otros, encontrándose notables ejemplares de resedimentación. Entre los Ammonites se encuentran **Dolikephalites**, **Reineckeites**, **Hecticóceras** (*Chanaei*), *C. (Grossouvría)*, *I. (Indosphinctes)*, **Oxycerites**, etc. En conjunto puede decirse que en la Hoja estudiada esta unidad suele tener una edad Calloviana inferior, aunque en algunos puntos puede contener fauna del Calloviano medio y del Oxfordiano.

Las estructuras sedimentarias en esta unidad son muy escasas, siendo la bioturbación moderada a intensa. Los oolitos revelan una génesis compleja, siendo sus núcleos a veces varios oolitos agrupados o fragmentos de éstos y a veces presentan intercaladas láminas de calcita espática debidas a fenómenos de sinésis, pudiendo observarse ocasionalmente procesos de carbonatación.

Su deposición se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma externa con sedimentación muy escasa que pudo llegar a detenerse ocasionalmente, al menos en algunas áreas, produciéndose con cierta frecuencia removilización y resedimentación de los fondos. No se han encontrado evidencias de emersión mediante la cual se ha tratado de explicar la laguna estratigráfica entre el Calloviano y el Oxfordiano. Esta ha podido ser provocada por la extrema escasez o ausencia eventual de área de producción de carbonatos en una plataforma que carece del potencial suficiente para crecer hasta la superficie.

1.3.3.5. *Mb. Calizas con esporjas de Yátova. (Oxfordiano superior).*

Está compuesto por un conjunto de calizas, generalmente **wackstone** a **packstone** con fósiles, intraclastos y pellets, de tonos grises que con frecuencia presentan un aspecto noduloso, lajoso o brechoide, aparentemente con estratificación irregular. El espesor de los estratos suele oscilar entre 15 y 30 cm y a veces se encuentran alternando con calizas margosas y margas. Suelen abundar las

Esponjas junto con otros fósiles y en algunas localidades puede observarse concentración de fauna hacia el techo, acompañada por una superficie ferruginosa.

Su espesor oscila entre 10 m y 25 m (fig. 11a).

El contenido fósil suele ser muy abundante, encontrándose representación de varios grupos tales como Esponjas, Belemnites, Ammonites, Crinoides, Braquiópodos, Pelecípodos, Foraminíferos, etc. Los Ammonites suelen ser bastante abundantes. No se han encontrado por el momento formas que indiquen una edad más antigua del Oxfordiense superior, aunque si se han encontrado algunas que podrían indicar una edad Kimmeridgiense inferior «basal». La zona de *Bifurcatus* suele estar bien representada siendo abundante *P. (Dichotomoceeras) bifurcatus* junto con *P. (Dichotomoceras) bifurcatoides*, *L. (Larcheria)* y *(Discosphinctes)*. La zona de *Bimsammatum* cuenta generalmente con el índice *Epipeltoceras bimammatum* que suele estar acompañado por abundantes *P. (Orthosphinctes)*, *Decipia* y *Ochetoceras*. La zona de *Plánula* cuenta con la presencia de *Idoceras plánula*, *I. laxevolutum*, *Taramelliceras*, *Glochiceras* y *Lissoceras*. Indicando una edad Kimmeridgiense inferior se encuentran *Physodoceras circumspinosum* y *Lithacoceras (Progeronia)*.

Se encuentran estructuras sedimentarias tanto de pequeña escala, entre las que destacan la laminación debida a **ripples** de oleaje y ocasionalmente estructuras **linsen** hacia la parte superior, como de gran escala, puestas de manifiesto por la presencia de estratificación cruzada, generalmente de bajo ángulo y gran escala, así como cuerpos con estratificación **hummocky** de grandes dimensiones. La bioturbación suele ser muy abundante, observándose colonizaciones frecuentes sobre sustrato duro debido a la presencia de **hard-grounds**. Se reconocen montículos arrecifales de fango (**mud mound reefs**) debido a esponjas, de pequeño tamaño, creciendo generalmente en las zonas protegidas de los **megarripples**. Hacia el techo de la unidad pueden encontrarse ocasionalmente grietas de retracción.

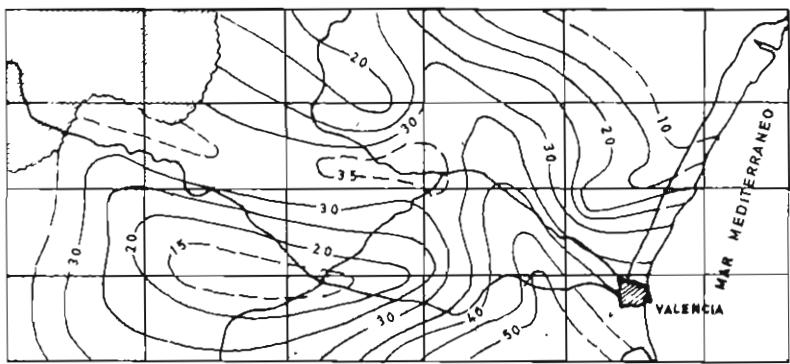
El miembro Yátova se depositó en una amplia plataforma de extensión, donde se llevaba a cabo la amortiguación del oleaje, bajo un ambiente generalmente submareal y de salinidad normal de escasa profundidad.

1.3.4. Fm. Margas de Sot de Chera. Fm. Rítmita calcárea de Loriguilla (J4). Oxfordiense superior - Kimmeridgiense inferior.

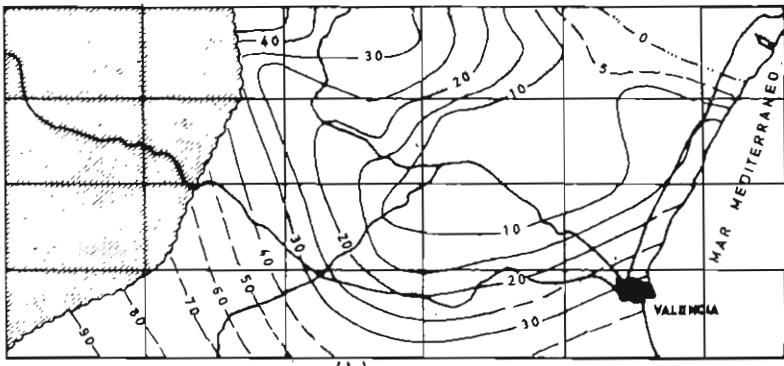
1.3.4.1. Fm. Margas de Sot de Chera.

Está constituida por un conjunto de margas de color gris, lajosas a nodulosas, que suelen contener intercalaciones centímetricas de calizas **mudstone**, margocalizas grises, a veces limosas a limo-arenosas, y limonitas amarillentas en superficie. La potencia varía de 0 a 10 m disminuyendo ésta hacia el N (fig. 11b).

El contenido fósil de esta unidad margosa suele ser escaso. En algunas localidades es abundante la presencia del Alga Flotadora **Eothrix alpina** y es bastante frecuente la presencia de restos carbonosos (**minute plant debris**). En ocasiones pueden encontrarse abundantes Ammonites piritosos de pequeña talla y difícil determinación. En algunas localidades abundan *Idoceras gr. plánula*, *Ochetocera gr. marantianum*, *T. (Taramelliceras)*, Aptychus de *Aspidoceras* y por encima *Decipia?* sp. Todo ello indica que la Formación Sot de



(a)



(b)

- 35 — Líneas de isopasos. Espesor en metros
- 15 — Traza de sugerida de las líneas de isopasos
- — Límites separador de extensión de la unidad

Unita aproximada del área donde la unidad se encuentra acostada por erosión
 Áreas en que la unidad está erosionado por erosión

Fig. 11.— Mapa con la distribución de espesores del Mb. Calizas con esponjas de Yátova (a) y de la FM. Margas de Sot de Chera (b).

Chera tiene una edad Oxfordiense superior «terminal» a Kimmeridgiense basal, aunque no se puede descartar que en algunas áreas pertenezca en su totalidad a uno u otro piso.

Las estructuras sedimentarias son muy escasas. A veces se reconocen laminaciones de pequeña escala debidas a **ripples**, en ocasiones los niveles limosos son erosivos sobre los arcillosos, encontrándose estructuras de **flute casts** y localmente y de manera ocasional, grietas de retracción en algunos de los niveles calizos.

Su deposición se llevó a cabo en un ambiente de plataforma restringida con clásticos finos provenientes de la erosión de la Meseta, con eventuales períodos de emersión e influencia de agua dulce.

1.3.4.2. *Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla.*

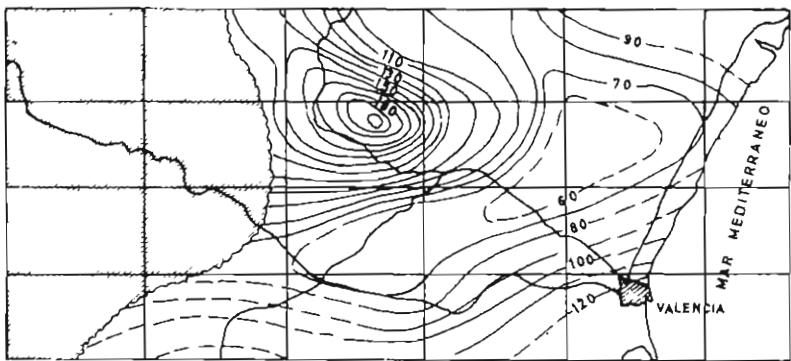
La mayor parte de esta Formación está compuesta por una alternancia regular de calizas **mudstones** bien estratificadas en capas de 10 a 30 cm y calizas margosas en lajas dispuestas en niveles de 5 a 15 cm. Generalmente ambos términos contienen granos de cuarzo tamaño limo en proporción inferior al 8%. Hacia la base y la parte superior suelen encontrarse margocalizas nodulosas y en ocasiones hacia el techo se encuentra una alternancia más o menos grosera de calizas **mudstone** a **wackstone**, calizas margosas y margas, en ocasiones con intercalaciones de areniscas y limolitas, siendo frecuente en este tramo la presencia de costras ferruginosas. A lo largo de toda la unidad es frecuente la presencia de pirita framboidal así como fragmentos carbonosos de pequeño tamaño (**minute plant debris**). Su espesor suele oscilar entre los 60 y 90 m (fig. 12a). Los fósiles son muy escasos en la mayor parte de la Formación Loriquilla. Se han encontrado escasos ejemplares de *A. (Parataxioceras) inconditum* que marcan una edad Kimmeridgiense inferior. También se encuentran restos del alga *Eothrix alpina*, escasos coccolitos asimilables con duda al género *Etmorhabdus* y microfósiles en la parte superior de la unidad, tales como *Epistomina (Brotzenia)*, *Favreina*, *Pseudocyclammina*, *Spirillina*, etc.

Prácticamente en toda la unidad es visible la laminación cruzada de pequeña escala debida a **ripples**, visible especialmente en el intervalo margoso de la ritmita. Con cierta frecuencia se puede observar cierta bioturbación y en ocasiones tubos llenos de pirita. La alternancia ritmica se ordena en secuencias como las representadas en las fig. 10 C y D, en las que el término margoso puede ocupar la parte superior de la secuencia, siendo la base de los carbonatos con frecuencia muy suavemente erosiva, o bien el término margoso puede ocupar la parte inferior de la secuencia. En ambos casos el paso de un término a otro suele ser transicional rápido.

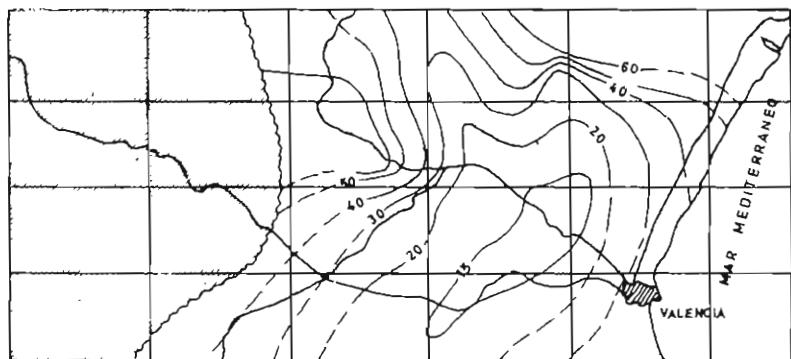
Su deposición se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma submareal restringida con abundante producción de carbonatos, siendo en parte el equivalente lateral, en facies distal, de la Fm. Sot de Chera.

1.3.5. *Fm. Calizas con oncolitos de Higueruelas (J5). Kimmeridgiense - Portlandiense p.p.*

Dentro del ámbito de esta Hoja, esta unidad está constituida por calizas entre las que predominan las **packstone** a **wackstone** de fósiles, intraclastos y



(a)



(b)

-- 20 -- Líneas de isopacías. Espesor en metros

-- 30 -- Trajedo supuesto de las líneas de isopacías

Límite aproximado del área donde la unidad se encuentra depositada por erosión

Área en que la unidad está ausente por erosión

Fig. 12. — Mapa con la distribución de espesores de las Formaciones ritmita calcárea de Liriguilla (a) y Calizas con oncolitos de Higueruelas (b).

pellets, encontrándose en menor proporción **mudstone** y **grainstone**, oolitos, intraclastos y fósiles. Se estratifican en bancos gruesos, a veces irregulares, que le dan un aspecto masivo, soliendo marcar un resalte en la topografía. Localmente pueden encontrarse escasas y finas intercalaciones de margocalizas, margas lajosas y calizas arenosas.

Su espesor oscila entre 20 y 60 m (fig. 12b).

La fauna suele ser muy abundante y variada. Es frecuente observar secciones de Oncolitos, Equinodermos, Pelecipodos, Corales, Algas, Gasterópodos, Foraminíferos, Ostreidos, Braquiópodos, Bariozoos, Esponjas y espículas de éstas, «*Belemnites*», Ostrácodos, pistas de perforantes, etc. Sin embargo, hasta el momento no se han encontrado Ammonites, por lo cual su datación es problemática. De entre los microfósiles se han podido determinar *Alveosepta jaccardi*, *Nautiloculina oolithica*, *Pseudocyclammina lituus*, *Conicospirillina basiliensis*, *Everticyclammina virguliana* y *Anchispirocyclina lusitanica*, entre otros. Esta unidad parece corresponder al Kimmeridgiense y/o al Portlandiense.

Se encuentran estructuras de pequeña escala tal como la laminación cruzada de **ripples**, generalmente de **ripples** de oleaje, así como estructuras de escala mayor, tales como cuerpos con geometría de barras y canales conteniendo una estructura interna constituida por laminación cruzada de bajo ángulo y de gran escala, así como cuerpos bioconstruidos que corresponden generalmente a montículos arrecifales de fango (**mud mound reefs**) en los que normalmente pueden distinguirse sus facies de flanco, sus facies de núcleo y sus facies protegidas o de sombra, constituidas por calizas **mudstone**.

Su deposición se ha llevado a cabo en una plataforma interna semiprotegida (**lagoon abierto**) en la cual se desarrollaba un complejo de barras, canales y parches arrecifales de fango bajo una intensa actividad biológica y abundante producción de carbonatos.

1.3.6 Brechas, dolomías, calizas y margas (J1-3). Rethiense - Oxfordiense superior.

Bajo este epígrafe se han incluido los depósitos jurásicos situados al NO de Onda, que por dificultad de la escala de trabajo no se han podido diferenciar en la cartografía. Comprende los tramos J1, J2 y J3 descritos en los apartados 1.3.1, 1.3.2 y 1.3.3, respectivamente.

1.3.7. Calizas, calizas margosas y margas (J2-3). Toaciense - Oxfordiense superior.

Por las mismas razones expuestas anteriormente se han incluido dentro de un mismo grupo los tramos J2 y J3 en la zona de Náquera. Su descripción es semejante a la realizada en los apartados 1.3.2 y 1.3.3.

1.3.8. Calizas, calizas margosas, calizas oncolíticas y margas (J3-5). Oxfordiense superior - Kimmeridgiense.

Asimismo, por razones cartográficas se han agrupado las unidades Mb. Calizas con esponjas de Yátova, la Fm. Margas de Sot de Chera y la Fm. Calizas

con oncolitos de Higueruelas, en una pequeña mancha situada al Oeste de Náquera. Su descripción es semejante a la realizada en los apartados 1.3.1, 1.3.2 y 1.3.3.

1.3.9. Arcillas, arenas y calizas (J_p). Kimmeridgiense - Portlandiense.

A esta unidad pertenecen los afloramientos existentes en el sector noroccidental de la Hoja entre las localidades de Gaibiel y Soneja. En algunos puntos se apoyan directamente y en tránsito continuo sobre la Fm. Calizas con oncolitos de Higueruelas descrita en el apartado 1.3.5. En otros, donde la tectónica es más compleja, como ocurre en los afloramientos situados al S de Segorbe, donde no es visible el resto de la serie jurásica, no se descarta que dentro de esta unidad se incluya algún tramo del Cretácico inferior en F. Weald. De menor extensión son los afloramientos existentes en el borde N de la Hoja, en las proximidades de Onda y los situados al NO de Chilches. Los materiales son arcillas y margas de colores verdosos, amarillentos y rojizos con niveles intercalados de arenas y calizas arenosas. Según las localidades se intercalan niveles microconglomerados. La potencia media es ligeramente inferior a los 100 m. En ningún punto de la Hoja ha sido posible un corte completo de este conjunto.

Corresponden a materiales depositados en un medio de plataforma interna somera mixta terrígena y carbonatada.

1.4. CRETACICO

Pertenecen a esta edad los materiales existentes en el borde N de la Hoja, en las proximidades de Onda. Corresponden a los afloramientos más meridionales del Cretácico inferior del Maestrazgo.

1.4.1. Arenas, arcillas y calizas (C_w 1). Neocomiense - Aptiense.

Se trata de una serie muy incompleta. Litológicamente se pueden diferenciar dos conjuntos, uno basal de carácter detrítico y otro superior carbonatado.

1.4.1.1. *Facies Weald.*

Es una serie predominantemente detrítica de unos 55 m de potencia, constituida por una alternancia compleja de areniscas y arenas con arcillas, de colores rojizos y amarillentos. Las areniscas son limo arcillosas con alto contenido en feldespato, mal seleccionados y con grado de madurez bajo. En general están débilmente cementadas por cemento calcáreo ferruginoso.

Las características morfológicas que presentan, tales como disposición lenticular y estratificación cruzada, apuntan hacia una sedimentación de tipo deltaico poco profunda.

1.4.1.2. *Facies carbonatadas.*

Es una serie de uno 400 m de potencia, constituida por una alternancia de calizas en bancos gruesos y margas. Se trata de una serie transgresiva sobre los términos anteriores que comienza con capas lumaquáticas, sobre las que se sitúan facies cada vez más carbonáticas, en ocasiones detriticas.

Son abundantes los restos de Equínidos, Braquiópodos, Lamelibranchios, Gasterópodos, Algas, Esponjas y Corales que suelen formar pequeños biohermos en la parte superior de la serie.

1.4.2. **Calizas y margas (C2). Senoniense.**

Existe un pequeño afloramiento en la esquina SO de la Hoja, formado por calizas, margas y calizas arenosas, con pequeños pisolitos. Son depósitos de facies lacustre.

1.5. TERCIARIO.

No se ha registrado en la bibliografía la existencia de materiales paleógenos en la Hoja de Valencia, únicamente se han atribuido, sin bases paleontológicas, al Oligoceno superior Mioceno inferior?, unos niveles detriticos de la zona Norte de la misma y que atribuimos aquí al Mioceno medio.

Los materiales neógenos están representados en el Valle del Palancia y en los alrededores de Valencia, en la parte meridional de la Hoja. La ausencia de fósiles característicos ha impedido establecer la datación precisa de las unidades aquí representadas, a excepción de los niveles marinos cuya fauna ha sido estudiada por diversos autores. Debido a ello, las edades aquí propuestas están sujetas a revisión.

1.5.1. **Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (M2). Mioceno medio.**

Afloran estos materiales en las cercanías de Onda, en el límite septentrional de la Hoja y en forma de pequeños retazos en las inmediaciones de Segorbe. Están constituidos por tramos predominantemente conglomeráticos y tramos de areniscas y lutitas rojizas intercalados. Los conglomerados poseen cantos subredondeados a subangulosos. Son heterométricos, pudiendo alcanzar el tamaño bloque; poseen una estratificación predominantemente masiva, en capas gruesas y los cantos son de calizas y areniscas mesozoicas. Algun nivel presenta estratificación cruzada. Las areniscas están mal seleccionadas y poseen cemento carbonatado. Las lutitas son arenosas y poseen un elevado contenido en carbonatos.

En algunas zonas, las facies de esta unidad son predominantemente lutítico arenosas, estando los conglomerados muy subordinados (Zona al N del río Mijares).

MARTIN BOURGON et al (1974) atribuyen un origen fluvio-torrenciales a esta

unidad, con aportes hacia el SE y datándola, sin argumento paleontológico, como Chattiene-Mioceno inferior. En zonas más al N (Araya, Alcora) materiales atribuibles a esta unidad yacen sobre niveles con mamíferos de edad Mioceno inferior (Aragoniente inferior), por lo que la unidad que nos ocupa debe atribuirse probablemente al Mioceno medio.

1.5.2. Areniscas y lutitas con niveles lumaquélidos de ostreidos (M3). Tortoniente - Serravalliente?

Esta unidad se localiza en la zona meridional de la Hoja. Está constituida por areniscas y lutitas calcáreas con escasas intercalaciones de calizas. Es característica la presencia de numerosos niveles lumaquélidos con grandes ostreidos. El ambiente deposicional debe corresponder a un medio marino somero-litoral con episodios de cierta energía.

Los depósitos neógenos marinos de las cercanías de Valencia han sido objeto de estudio desde antiguo por parte de numerosos autores, habiendo sido atribuidos a edades diferentes. De modo no exhaustivo recordemos, por ejemplo, los trabajos de GIGNOUX y FALLOT (1926), que atribuyen al Tortoniente los sedimentos de las proximidades de la ciudad de Valencia y de Picasent. BRINKMANN (1931) data como Burdigaliense la mayor parte de materiales neógenos marinos de la zona comprendida en este estudio, excepto los de la zona de Valencia y Picasent. Finalmente, en época reciente, USERA (1972, 1974, a y b) y ACUÑA (1977) proporcionan una base paleontológica moderna, con el estudio de los foraminíferos y moluscos fósiles, para la datación de los terciarios marinos de la zona valenciana.

USERA (1972, 1974 b) atribuye al Tortoniente diversos afloramientos de esta unidad, basándose en el estudio de los foraminíferos. GOY et al (1974) datan como Helveticiente-Tortoniente los niveles de las cercanías de Valencia.

El máximo transgresivo, según USERA (1974 b) corresponde al tránsito Helveticiente-Tortoniente, mostrándose en la región que nos ocupa una regresión lenta a mediados del Tortoniente. En el interior de esta zona, en los puntos no alcanzados por la transgresión, se encuentran los equivalentes continentales de las unidades marinas.

La barrera septentrional de la transgresión está formada por las estribaciones meridionales de la Sierra de Espadán, al O de Sagunto, mientras que el límite occidental corresponde al conjunto formado por las Sierras de Perenchiza, Castellet, Los Bosques, Cabrera, Malacara, Dos Aguas y del Caballón (USERA, 1974 b).

Teniendo en cuenta los datos expuestos anteriormente se asigna una edad Tortoniente y quizás Serravalliente a esta unidad.

1.5.3. Calizas algales marino-lacustres (M3 - P1). Mioceno Superior - Turoliente.

Esta unidad yace sobre la unidad detrítica con ostreidos y está constituida fundamentalmente por calizas recristalizadas y localmente dolomitizadas, de aspecto oqueroso y estratificación masiva. En los tramos inferiores puede presen-

tar Brizos, Equinídos y Foraminíferos además de Moluscos y Algas. La parte superior de la unidad presenta características lacustres con Gasterópodos y Algas, a menudo con estructura travertínica (GOY *et al.*, 1974; MARTIN BOURGON *et al.*, 1974). Estas características apuntan a un origen lacustre, con influencia marina en los niveles inferiores.

Esta unidad, en la mayor parte de los sectores, ocupa los niveles superiores de la cuenca.

Dada la ausencia de registro de fósiles característicos, la edad de esta unidad se ha establecido por su relación con otras formaciones, pudiendo atribuirse una edad Mioceno superior (probablemente Turolense), sin descartar la posibilidad de que esté representado el Plioceno inferior en los niveles más altos.

1.5.4. Lutitas rojas, areniscas y conglomerados (M3-P1cg). Mioceno superior - Plioceno?

Se han agrupado en esta unidad un conjunto de materiales detríticos predominantemente de color rojo, que afloran entre los alrededores de Jérica y zona de Estivella, a lo largo del valle del Palancia. Estas facies detríticas neógenas están constituidas por lutitas rojas, amarillentas y localmente grises y areniscas y conglomerados polígenicos subangulosos, fundamentalmente calcáreos. De forma puntual los niveles de lutitas amarillentas han proporcionado faunas de gasterópodos terrestres.

Los niveles de areniscas y conglomerados generalmente son de escasa potencia y relativa extensión lateral, mostrándose mal seleccionados. Localmente existen niveles con aspecto lenticular correspondientes a rellenos de paleocanales de escasa relación anchura/altura. Los cortes del nuevo trazado de la carretera de Sagunto a Burgos en las cercanías de Segorbe permiten apreciar las características sedimentológicas expresadas anteriormente.

Estas facies detríticas presentan sentidos de aportes al SE como lo demuestra la disminución del diámetro de los cantes en dicho sentido, así como la imbricación de los mismos (MARTIN BOURGON *et al.*, 1974). ORTI *et al* (1977) data los materiales de esta unidad como Plioceno en base a gasterópodos terrestres, no obstante y dado el tipo de fauna y ausencia de fósiles más característicos se asigna, en esta Hoja, una edad Mioceno superior - Plioceno, con reservas, a esta unidad.

1.5.5. Calizas algales detríticas (M4 - P1). Mioceno superior - Plioceno?

Esta unidad carbonatada aflora en forma de pequeños retazos en las cercanías de Segorbe, yaciendo sobre las lutitas rojas, areniscas y conglomerados descritos en el apartado anterior o bien directamente sobre terrenos mesozoicos.

En dicha zona está constituida por calizas conglomeráticas, mal estratificadas, masivas y frecuentemente oqueras y calizas algales de estructura travertínica (MARTIN BOURGON *et al.*, 1974 y ORTI *et al.*, 1977). El ambiente deposicional correspondería a un medio lacustre con influencias fluviales importantes.

La ausencia, en la bibliografía, de registro de fósiles característicos, impide

precisar la edad de esta unidad. Basándonos en la relación con otras unidades y por comparación con otras áreas les asignamos una edad Mioceno superior-Plioceno (?).

1.5.6. Arcillas rojas conglomeráticas (P1). Plioceno (?).

En el ángulo NO de las Hojas a escala 1:50.000 de Sagunto y de Burjasot se encuentran unos niveles de arcillas rojas con cantos heterométricos calcáreos que en la zona de Náquera alcanzan más de 100 m de potencia. Han sido atribuídos al Plioceno o plio-cuaternario por MARTIN BOURGON et al (1974) sin bases paleontológicas que lo justifiquen.

1.6. CUATERNARIO.

La Hoja de Valencia presenta una gran variedad en depósitos de edad Cuaternaria, que se extienden desde los relieves mesozoicos hasta el litoral. Dadas las características del presente trabajo ha sido necesario reunificar los distintos tipos de depósitos diferenciados en las Hojas 1:50.000 Magna, teniendo en cuenta tanto las características litológicas de éstos como su génesis.

1.6.1. Depósitos continentales.

1.6.1.1. Costras calcáreas (Q1 tr). Pleistoceno.

Están formadas por calizas zonadas, alternando niveles blancos y rosáceos de potencia variable. En algunos puntos engloban conchas de Gasterópodos subfósiles. Su génesis se debe a la removilización de los carbonatos de las calizas mesozoicas o terciarias, por mantos de agua en pendientes suaves.

1.6.1.2. Arenas, gravas y limos. Aluviales y terrazas (QT). Pleistoceno - Holoceno.

Dentro de esta unidad se han agrupado los depósitos que rellenan los cauces de los ríos principales, Mijares, Seco, Palancia y Turia, así como sus correspondientes niveles de terrazas. Estas están muy desarrolladas en la margen izquierda del río Turia, donde se distinguen hasta seis niveles, unas de depósito y otras de erosión según los tramos del río. Las alturas medias son de 50 m, 35 m, 25 m, 15 m, 10 m y 2 m.

1.6.1.3. Conglomerados y arcillas con cantos. Mantos de arrollada y Pies de Monte (Qpm). Pleistoceno - Holoceno.

Estos depósitos bordean los relieves mesozoicos y cenozoicos de la Hoja. Litológicamente están formados por arcillas rojas con cantos de tamaño variable, a veces distribuidos en niveles definidos. En ocasiones estos depósitos presentan un encostramiento superficial, bien proveniente del lavado de los carbona-

tos de los horizontes superiores o por ascensión capilar de disoluciones cargadas de bicarbonato cálcico. Las condiciones ambientales corresponden a climas templados con abundantes lluvias torrenciales para los depósitos de Piedemonte y mantos de agua no muy abundantes pero con una carga considerable para los mantos de arroyada.

1.6.1.4. *Indiferenciado (Q). Pleistoceno - Holoceno.*

Dentro de esta unidad se han agrupado diferentes tipos de depósitos cuaternarios, fundamentalmente las cubetas de decalcificación y los aluviones. Las primeras se localizan principalmente en los materiales carbonatados del Mioceno, corresponden a un paleosuelo tipo «*terra rosa*», formado por arcillas provenientes de la decalcificación lenta de las cálizas de páramo, bajo condiciones climáticas tropicales, con alternancia de épocas húmedas y otras cálidas y secas. Los segundos poseen gran desarrollo alrededor de los macizos montañosos y están constituidos por arcillas arenosas con cantos con aspecto caético.

1.6.2. **Depósitos mixtos continentales-marinos.**

1.6.2.1. *Arcillas arenosas con cantos. Abanico aluvial de tipo deltáico (Q1). Pleistoceno.*

Coinciden con las desembocaduras de los ríos principales, dando lugar a un saliente en la línea de costa. La profundidad testificada por sondeos realizados en este tipo de materiales revelan potencias que en ocasiones (como es el de la desembocadura del río Mijares) alcanzan los 150 m. Esto hace pensar en una subsidencia notable en la zona.

1.6.2.2. *Limos pardos y negros. Albuferas y marismas (Q2). Holoceno.*

Constituyen una orla casi ininterrumpida a lo largo del litoral. La litología predominante son los limos y limos arenosos, a veces con cantos de origen marino perforados por litófagos, de colores pardos a negruzcos. Inician una suave pendiente hasta la costa.

1.6.2.3. *Arenas y gravas. Playas y dunas (Q2D). Holoceno.*

Cerrando las depresiones prelitorales (albuferas y marismas), se encuentran el cordón y las dunas litorales longitudinales. Estas últimas forman dos bandas paralelas a la costa, separadas por un surco interdunar. La más próxima a la Albufera, la más antigua, presenta en algunos puntos una suave rubefacción y está parcialmente fijada. La segunda banda de dunas está formada por arenas sin fijar y son todavía móviles.

Las playas actuales están constituidas en la mayor parte de los puntos por arenas finas que forman una franja estrecha en la línea de costa, ensanchándose en algunos puntos en forma de flecha debido a la acción antrópica.

2. TECTONICA.

2.1. TECTONICA REGIONAL.

Por formar parte de la Cordillera Ibérica, el área investigada presenta una estructura compresiva compleja, con pliegues y fallas inversas, desarrolladas en varias fases de plegamiento, así como un conjunto de estructuras distensivas posteriores.

Esta macroestructura ha sido revisada tomando como base la cartografía MAGNA a escala 1/50.000 existente y además se ha realizado un análisis microestructural con objeto de comprender la génesis de las estructuras, sobre todo en lo que respecta a la secuencia de fases tectónicas en el tiempo. La estructuración principal es de edad terciaria, pero la geometría del conjunto permite detectar algunas líneas tectónicas que jugaron cierto papel durante la sedimentación triásica y jurásica. Estas líneas corresponden posiblemente a accidentes del zócalo que, unas veces están situados debajo de sus actuales manifestaciones en la cobertura, pero en otras ocasiones debieron quedar retrasados respecto a la cobertura, que, como es sabido, deslizó sobre el nivel de despegue del Triás margoyesífero.

Respecto al marco geotectónico a escala de cadena los datos observados concuerdan bien con el modelo geotectónico de ALVARO et al 1978 y CAPOTE 1978, en los que se considera que la Cordillera Ibérica se formó por plegamiento de un aulacógeno anterior.

Según estos autores, la Cuenca Ibérica se originó durante la etapa distensiva que acompañó a la fragmentación y deriva de bloques continentales durante el desarrollo del Océano Atlántico. Uno de los centros de distensión era un punto caliente del manto que debía situarse en la región entre Castellón y Valencia. La disposición perpendicular de la Cadena Ibérica respecto a la Cadena Alpina propiamente dicha, permite localizar este punto caliente, según los modelos de

BURKE y DEWER (1973); el aulacógeno Celtibérico formaba así, utilizando la teoría de Tectónica de Placas, parte de una unión triple tipo *rrr*. Dicha unión triple y la distensión consiguiente, se inició a finales del Pérmico, con la sedimentación de la facies Buntsandstein, que debe corresponder a la sedimentación de la «fase cuarcita» en el sentido de HOFFMAN (1973), típica de los estadios iniciales del aulacógeno. Tectónicamente corresponde este estadio a la **Etapa de Graben** y la cuenca es una amplia fosa tectónica compleja, con bloques hundidos mediante subsidencia diferencial a lo largo de fallas del zócalo previamente existentes; estas fallas son parte de la Tectónica Tardihercínica de fracturación que afectó a toda la Península Ibérica y su actividad está en relación con los sedimentos pérmicos que, equivalentes a la «fase precuarcita» de HOFFMAN (1973), se localizan en la Cordillera Ibérica y alrededor del Sistema Central.

La **Etapa de Graben** terminó con la sedimentación Carbonatada del Muschelkalk, tal como predice el modelo de evolución de aulacógenos de HOFFMAN et al (1974). A continuación se pasó a la **Etapa de Transición** en la que la distensión aumentó apreciablemente dando lugar a un adelgazamiento de la corteza por estiramiento y un nuevo modelo de subsidencia generalizada; en esta etapa la distensión permite la efusión de materiales volcánicos básicos procedentes del manto. En la Ibérica esta etapa corresponde al Keuper, con sus materiales margoyesíferos, acompañados por los materiales básicos de las ofitas en áreas situadas sobre fallas de zócalo profundas y sobre todo en la región entre Castellón y Valencia.

Al terminar el Keuper se pasó a la **Etapa de Downwarping** en la que, la corteza, al alcanzar la distensión su máxima importancia, sufre su máximo adelgazamiento, evidenciado por el vulcanismo básico del Jurásico.

Hasta aquí la evolución de la Ibérica sigue con gran exactitud el modelo teórico de los aulacógenos, pero los movimientos tectónicos finijurásicos y eocretácicos (Movimientos neokimméricos y áustricos) interrumpieron esta evolución tectónica y sedimentaria. Con el Cretácico superior se reanuda la etapa de **Downwarping** que concluyó finalmente con el comienzo de la **Etapa Compresiva**, en la que se pliega la cadena y se inicia la sedimentación continental terciaria.

De lo anteriormente expuesto se desprende que la sedimentación triásica y jurásica, se desarrolló durante las etapas de **Graben**, **Transición** y **Downwarping** de la evolución del Aulacógeno Ibérico.

2.2. ANALISIS MACROESTRUCTURAL.

La síntesis macroestructural (fig. 13) permite reconocer unas estructuras compresivas (pliegues y fallas inversas) y otras distensivas (fallas normales, y fosas), que corresponden al plegamiento alpino de la Ibérica y a las distensiones post-orogénicas del Neógeno.

2.2.1. Estructuras compresivas.

Durante la compresión, el diferente comportamiento mecánico de las formaciones del zócalo y de la cubierta sedimentaria, dio lugar a una tectónica en pisos estructurales cuyos elementos esenciales son los siguientes:

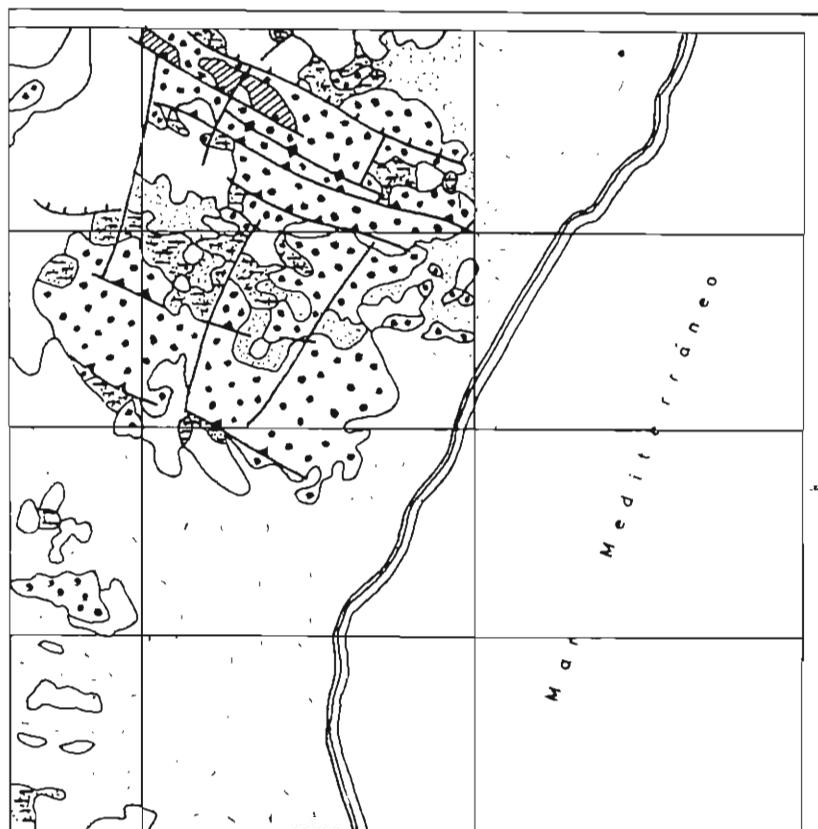


Fig. 13.—Esquema tectónico de la región.

- **Zócalo y tegumento**, formado por el basamento hercínico y los sedimentos del Buntsandstein respectivamente. Su tectónica es de revestimiento, con pliegues de fondo de gran amplitud, limitados por fallas inversas.
- **Nivel de despegue**, constituido esencialmente por los niveles margoyésíferos del Keuper, muy dúctiles, a los que suele asociarse el Muschelkalk, cuya estructura es a veces muy compleja y en forma de escamas falladas.
Los pliegues fluidales observables en las terminaciones yesíferas de este nivel dan testimonio de su comportamiento incompetente y explican su importante papel tectónico.
- **Cobertera**, integrada por las formaciones calcáreas y margosas del Jurásico, Cretácico y Terciario inferior plegado.
Su tectónica es de pliegues, fallas inversas y cabalgamientos que se asocian en una estructura a veces violenta de escamas de cobertera que implica un intenso acortamiento. Su estilo es generalmente independiente de la estructura del zócalo y tegumento, excepto en las mayores estructuras de fondo.
Las direcciones de estas estructuras son variables agrupándose según tres principales:

2.2.1.1. Estructuras longitudinales a la Cadena.

Presentan una dirección NO-SE, que corresponde a la directriz principal Ibérica. En la cobertera la vergencia general es hacia el SO, pero a nivel de zócalo y tegumento, tal como ya se ha expuesto, pueden detectarse vergencias hacia el NNE, acentuándose así el carácter de despegada de aquélla. Además de pliegues, son muy importantes los cabalgamientos tendidos cuyas traslaciones pueden ser en algunos casos de gran envergadura.

2.2.1.2. Estructuras transversales.

En la región estudiada son muy frecuentes las estructuras de dirección NE-SO, que forman un enrejado casi rectangular con el sistema de estructuras longitudinales. Son frecuentes las figuras de interferencia, en forma de braquian-ticliniales y braquisinclinales al cruzarse ambas direcciones de estructuras.

2.2.1.3. Estructuras submeridianas.

Presentan una dirección próxima a la N-S. Se localizan más esporádicamente que las dos anteriores familias, pero son visibles en casi toda la región estudiada. Corresponden a la directriz Altomira, descrita en otras áreas de la Cadena.

2.3.2. Estructuras distensivas.

Como ya se ha indicado, la región está surcada por fallas normales y fases tectónicas originadas por distensión posterior al plegamiento, como se viene evi-denciando por la superposición de estas fallas a la estructura de plegamiento.

Las fallas y fosas distensivas se disponen según dos familias, las de dirección ONO-ESE (longitudinales) y las de dirección NE-SO (transversales).

Evidentemente, corresponden a dos distensiones diferentes de las cuales, segú-n VIALLARD (1979), la primera fue la que originó las fallas longitudinales, quizá por relajación tras el plegamiento, y la segunda fue la que dio lugar a las fallas transversales. Esta segunda distensión se puede poner en relación con la crea-ción de la Cuenca Valenciana, entre la costa levantina y Baleares (ALVARO et al., 1978).

2.3. ANALISIS MICROESTRUCTURAL.

Las observaciones macroestructurales han sido complementadas por un aná-lisis de estructuras menores, esencialmente picos estilolíticos y grietas de trac-ción, generadas en las formaciones calcáreas por deformación global disconti-nua acompañada por fenómenos de presión-disolución, transferencia de fluidos y recristalización. Se han medido las orientaciones de los picos estilolíticos por materializar éstos las direcciones del acortamiento Z sufrido por las rocas, y las grietas se han usado para determinar la dirección de alargamiento X.

Los resultados se han resumido en la fig. 14. Las posiciones medias de los sectores donde se orientan los picos estilolíticos (representados mediante áreas punteadas) dan la orientación de las direcciones de compresión.

De estos datos se deduce que la región fue comprimida según cuatro direc-ciones principales, 120°, 45°, 86° y 120°.

Los datos de relaciones temporales entre juntas estilolíticas en los aflorami-entos, permiten deducir una variación completa de la compresión a lo largo del tiempo.

1. Compresión según 120°, generadora de estructuras transversas.
2. Compresión según 45°, responsable de las estructuras ibéricas NO-SE. Es la fase de deformación principal.
3. Según 86°, responsable de las estructuras submeridianas de directriz «Altomira».
4. Nueva compresión según 120° que genera estructuras transversas. Se puede poner en relación con las últimas compresiones de la Cadena Bético-Balear.

El estudio estructural demuestra por lo tanto, que la región estudiada fue en efecto comprimida y acortada en varias direcciones en fases distintas que dieron lugar a los pliegues y fallas inversas ya descritas.

La edad de estas fases de plegamiento por compresión es función de los da-tos cronológicos de las formaciones terciarias y de las discordancias en ellas vi-sibles. Segú-n los datos de la Hoja vecina de Liria, parece que las fases 1 y 2 son preaquitanienses. Los pliegues de dirección Altomira y la última compresión según la dirección 120° pudieron ser intramiocenas, anteriores al Vindoboniense.

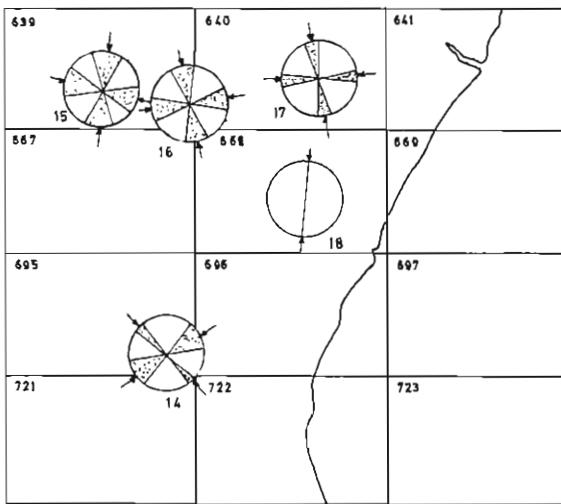


Fig. 14. — Orientación de las direcciones de compresión alpinas determinadas a partir de juntas estilolíticas. Los picos estilolíticos se orientan en cada estación dentro de los sectores punteados y se señalan las direcciones de compresión, como la posición media de los estilolitos.

2.4. FALLAS DE ZOCALO.

La distribución de estructuras de fondo, en las que aflora el zócalo y tegumento, y las de los haces de pliegues y cabalgamientos permiten, junto con otros datos como la localización de rocas efusivas básicas en el Jurásico y de ofitas en el Keuper, determinar grandes accidentes de zócalo que pudieron tener influencia durante la sedimentación mesozoica. En las estructuras compresivas de estilo de cobertura el accidente de zócalo puede haber quedado retrasado respecto a ellas, es decir, hacia atrás según la vergencia, dado el despegue y deslizamiento de la serie superior a favor de los niveles clásticos del Triás. En las estructuras de fondo, por el contrario, estos accidentes del zócalo quedan mejor ubicados.

De esta manera los datos tectónicos permiten deducir la existencia de una falla de zócalo de dirección ONO-ESE en la zona sur del Anticlinorio del Espadán. Su formación posiblemente se deba a antiguos desgarres tardihercinicos, pues su dirección es compatible con las que resultan de los modelos de tectónica tardihercínica de ARTHAUD y MATTE (1975 y 1977).

3. HISTORIA GEOLOGICA.

En este capítulo se dará 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.

El zócalo pre-Hercínico tiene escasa representación en esta Hoja, limitándose a los afloramientos de la Sierra de Espadán. La desconexión de éstos con el Paleozoico de otras áreas dificulta la interpretación de este amplio período cronológico. Corresponden a depósitos marinos intensamente plegados durante el ciclo Hercínico. Este plegamiento estructura las series preexistentes según direcciones submeridianas fundamentalmente y viene seguido por un importante proceso de fracturación tardihercínica de edad permocarbonífera de direcciones NE-SO, NO-SE y N-S. Estas fallas tardihercínicas, al reactivarse durante el Mesozoico, controlan la sedimentación y durante el plegamiento alpino juegan un papel importante.

A partir del Pérmico y hasta finales del Jurásico el Sistema Ibérico evolucionará según un esquema de tipo Aulacógeno.

El inicio de la sedimentación del Permotriás y Facies Buntsandstein es correlativo con la reactivación de las fracturas tardihercínicas en régimen distensivo. Comienza con depósitos marinos, donde predominan las corrientes de marea como forma de transporte de los sedimentos, con etapas claramente submareales. Corresponden a las facies más distales dentro del sistema deposicional de la Facies Buntsandstein, respecto a las asociaciones de facies existentes en la vecina Hoja de Liria.

Regionalmente existe un claro control de espesores y facies a partir de las fracturas NO-SE y NE-SO, que compartimentan la cuenca dando surcos y umbrales. Desde el principio se marca el área subsidente de la Sierra de Espadán donde se registran los mayores espesores.

Al finalizar los depósitos de las Facies Buntsandstein, 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. Esta sedimentación tiene lugar dentro de una extensa llanura sometida a la acción de las mareas, con predominio de los términos inter y submareales. En algunas áreas, en que por efectos de pequeños relieves del fondo de la llanura mareal se producen ambientes más o menos hipersalinos, la sedimentación es de tipo arcillo-evaporítica, contrastando con el ambiente generalizado de llanura de mareas con salinidad normal. En estas zonas se depositan los clásticos finos del tramo medio de Muschelkalk, en una llanura de tipo supramareal a **sebkha** costera.

Tras la deposición del mismo, se instauran de nuevo condiciones marinas, sedimentándose los carbonatos del tramo superior del Muschelkalk con carácter extensivo a nivel de Cordillera sobre los tramos anteriores. Las condiciones ambientales vuelven a ser como las que se dieron durante la sedimentación del tramo inferior, con predominio de los términos inter y submareales, pasando transicionalmente a la sedimentación expansiva de los materiales arcillo-evaporíticos del Keuper. Con la sedimentación del Muschelkalk finaliza la etapa **graben** del aulacógeno.

A continuación se pasa a la etapa de Transición, en la que la distensión 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 tardihérénica debían estar prácticamente peneplanizados, lo cual permitió la expansión de un mar epicontinental que va cubriendo progresivamente la mayor parte de la superficies, desarrollándose una amplia plataforma carbonatada. Correspondiente 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 Lías inferior, la sedimentación se llevó a cabo en un ambiente de llanura de mareas, inter a supramareales, 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 Lías inferior y medio. Coinciendo quizás con la fase pre-rifting deducida para el Oeste de los Alpes, pudo producirse la articulación de la Plataforma Ibérica, en una serie de **horts** y **grabens**, algunos de los cuales van a perdurar durante la sedimentación del Jurásico. Al Norte del Alto Júcar se situaba un área subsidente, en la que han llegado a acumularse una cantidad elevada de sedimentos, especialmente durante el Jurásico inferior y medio, es la Cubeta Valenciana. Al Norte de ésta se encontraba el posible Alto del Maestrazgo Meridional, que ha condicionado la escasa potencia de los depósitos de esta época. El ambiente de sedimentación es de sub a supramareal, organizándose los sedimentos en megasecuencias de tipo **shallowing upward**, con términos hipersalinos intercalados e influencia del oleaje con estructuras intermareales en el techo.

Las primeras manifestaciones volcánicas emitidas a favor de la zona de falla del Caudiel se encuentran en la Fm. Calizas bioclásticas de Barahona, coincidiendo con una importante etapa distensiva que rompe la plataforma en numerosos puntos.

El Lías Superior (Toarcense) 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 Toarcense sea transgresivo en numerosas áreas circummediterráneas. Este hecho es el responsable de la presencia de un ambiente de plataforma abierta, que condiciona la presencia significativa de Ammonites y otras faunas pelágicas, en esta época.

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 microfíticas), y una zona de plataforma (Plataforma Ibérica sur-occidental), en la que predominan facies someras.

Así, en la zona que nos ocupa, tiene lugar durante el Dogger una acumulación de fango en una plataforma abierta de baja energía, dando en conjunto una megasecuencia de somerización y condensación. 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.

Después de la discontinuidad se retorna de nuevo a la implantación de una extensa plataforma en la cual los sedimentos presentan gran similitud entre las diferentes áreas de la Cordillera Ibérica. En estas condiciones se inicia el Malm, con facies que se caracterizan por la proliferación de esponjas y organismos bentónicos. Los fragmentos bioclásticos son acumulados por corrientes de tracción posiblemente mareales u originados durante tormentas, formando megaripples, a cuya zona de sombra pueden crecer pequeñas bioconstrucciones. (Miembro Calizas con esponjas de Yátova). En las áreas restringidas, por el cierre que proporciona el miembro anteriormente citado, se sedimenta la F. Margas de Sot de Chera, donde puede observarse cierta influencia de agua salobre, como indica la presencia de Ammonites piritosos de pequeña talla, etc. A continuación se inicia un aumento de la producción de carbonatos a la vez que disminuye la influencia de terrígenos, depositándose, también en un ambiente restringido, una sucesión rítmica de margocalizas y margas. Estos ritmos se producen por la decentración de los sedimentos del fondo, después de ser removilizados en etapas de tormenta o mareas vivas.

Por último, durante la sedimentación de la Fm. Calizas con Oncolitos de Higuerales se originan complejos de bancos oolíticos y oncolíticos, en una plataforma somera y no restringida que localmente puede ser colonizada por organismos constructores.

La sucesión carbonatada del Jurásico culmina con la tendencia regresiva 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 sub-

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 intermareales, e insinuándose a techo las situaciones supramareales.

Esta regresión ocurrida en la cuenca es consecuencia de las primeras fases Neokimméricas. Asimismo, parece probable que ligadas a las mismas, comience a desarrollarse un diapirismo incipiente de los materiales del Keuper.

Tras un largo episodio de no sedimentación y erosión, en el cual se dieron importantes fenómenos de inestabilidad tectónica y que comprende al menos parte del Portlandiense, Berriasiense y Valanginiense, se inicia un gran ciclo sedimentario que comienza con la transgresión haueriviere y finaliza con una regresión cuyos efectos se dejan sentir con gran intensidad en el Albien inferior y medio. Este ciclo va estrechamente unido a los efectos de los movimientos verticales de la epirogénesis neokimmérica, y que son los que regulan el reparto, espesores y naturaleza de los depósitos. Así, en la zona que nos ocupa, queda constituido el umbral del Maestrazgo meridional (Macizo Valenciano), cuya duración en la escala cronológica llega hasta el Albien superior. Es a partir de estos momentos cuando se produce una expansión de la cuenca, instalándose en la zona una plataforma interna carbonatada que va haciéndose progresivamente más extensa, hasta alcanzar una relativa estabilidad en todo el Dominio Ibérico, durante el Cenomaniense y el Turoniense inferior. Después se inicia una etapa regresiva para pasar casi inmediatamente (dentro del Turoniense) a una plataforma abierta o rampa carbonatada.

Posteriormente hay en toda la región un claro episodio de interrupción que debe comprender, al menos el Turoniense superior y parte del Coniaciense, instalándose a partir de este momento una plataforma interna carbonatada somera que alcanza su máximo desarrollo durante el Santoniense superior.

La tendencia regresiva culmina durante una segunda etapa desarrollada en el Campaniense superior - Maastrichtiense, en la cual se instalan amplias llanuras próximas a la línea de costa con marismas y lagos permanentes con sedimentación carbonatada y lutítica.

Durante el Paleoceno, la sedimentación es ya netamente continental como consecuencia de los primeros impulsos alpinos que han provocado la estructuración de la región en cubetas.

La primera fase importante de plegamiento tiene lugar a mediados del Eocene, aunque la principal es de edad finioligocena (fase Castellana) que da origen a las estructuras de directriz Ibérica fosilizadas por los materiales del Oligoceno superior y Mioceno.

Posteriormente una nueva fase de plegamiento (fase Neocastellana) afecta a los sedimentos anteriormente citados.

En esta zona la sedimentación continental aparece en muchos casos interrumpida por la transgresión del Mioceno medio, que procedente de áreas meridionales, alcanzó hasta las cercanías de Sagunto. Durante el Mioceno superior prosiguió la sedimentación continental, que probablemente alcanzó hasta el Plioceno.

4. GEOLOGIA ECONOMICA.

4.1. MINERIA Y CANTERAS.

La actividad minera en la zona se reduce a los numerosos indicios de mineralizaciones de mercurio, cobalto, manganeso y cobre, en la región de Chovar y Torralba, asociados a la Facies Buntsandstein.

Por lo que respecta a la explotación de rocas industriales se encuentran en la zona numerosos frentes de cantera. Son de destacar las explotaciones de los materiales carbonatados del Muschelkalk, Jurásico y Mioceno, en las zonas de Sagunto y de Vall de Uxó-Alfondeguilla, utilizados como fundente, en la construcción y en la industria del cemento.

Es digna de mención la explotación de arcillas triásicas y del Mioceno, principalmente en las zonas de Soneja, utilizadas en la industria de la cerámica.

Por otra parte, los yesos del Keuper se explotan en las proximidades de Segorbe.

Para la construcción, como fundentes y para losería, se explotan las areniscas del Buntsandstein en varios puntos de la región.

4.2. HIDROGEOLOGIA.

Desde el punto de vista hidrogeológico son de destacar dos niveles de acuíferos. Por una parte las arenas y gravas del Mioceno y Cuaternario y por otra las calizas del Triásico y Jurásico.

5. BIBLIOGRAFIA.

- ACUÑA, J. (1977).—«Malacología del Mioceno Marino de la provincia de Valencia». *Tesis doctoral*. Univ. Valencia.
- ADROVER, R. (1968).—«Los primeros micromamíferos de la cuenca Valenciana en Buñol (Nota Preliminar)». *Acta Geol. Hisp.*, III (3), 78-80.
- ADROVER, R.; MEIN, P.; MOISSENET, E. (1978).—«Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel». *Estudios Geol.*, 34:205-214.
- AGUILAR, M.T.; RAMIREZ DEL POZO, J. y RIBA, O. (1971).—«Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel)». *Estudios Geológicos*. Vol. XXVII. pp. 497-512, II figs.
- AGUIRRE, E.; ROBLES, F.M.; THALER, L.; LOPEZ, N.; ALBERDI, M.T.; FUENTES, C. (1973).—«Venta del Moro, nueva fauna finimiocena de moluscos y vertebrados». *Estudios Geol.*, 29:564-578.
- AGUIRRE, E.; DIAZ MOLINA, M.; PEREZ GONZALEZ, A. (1976).—«Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta sur de España». *Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario*, 5:7-29.
- AHR, W.M. (1973).—«The carbonate ramp: an alternative to the shelf model». *Trans. Gulf. Coast. Assoc.* 23, 221-223.
- ALBRICIAS, L. (1927).—«Contribución al estudio de las playas levantadas de Alicante». *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXVII, pp. 281-284. Madrid.
- ALONSO PASCUAL, L. y PEREZ MATEOS, P. (1961).—«Los arenales costeros del Levante español. Consideraciones de conjunto sobre las tres provincias: Valencia, Castellón de la Plana y Alicante». II Reunión de Sedimentología, CSIC, Inst. Edaf. Madrid.

- ALONSO, A. y MAS, J.R. (1981).—«Trabajo estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico del Cretácico superior del Sector Meridional de la Cordillera Ibérica». Trabajo realizado por CGS, S.A. e IGME. Inédito.
- 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, 241-247.
- ALVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1978).—«Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica». Libro Homenaje al Prof. Solé Sabaris. Barcelona. (Int. litt.).
- ANADON, P. (1978).—«El Paleógeno continental anterior a la transgresión bairritziense (Eoceno medio) entre los ríos Gaiá y Ripoll (provincias de Tarragona y Barcelona)». *Tesis doctoral*. Universidad de Barcelona. Resumen en *Estudios Geol.* 34, 431-440.
- ARIAS, C.; MAS, J.R.; GARCIA, A.; ALONSO, A.; VILAS, L.; RINCON, R. y MELENDEZ, N. (1979).—«Les facies urgoniens et leurs variations pendant la transgression aptienne occidentale de la Chaîne Iberique (Espagne)». *Géobios. Mén. spec.*, n.º 3, pp. 11-23 Lyon.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1975).—«Les décrochements Tardiherciniens au Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la formation». *Tectonophysics*, 25, 139-171.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1977).—«Late Paleozoic strike slip faulting in Southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals». *Geol. Soc. América. Bull.* 88, 1.305-1.320.
- ASENSIÓ AMOR, I. y BALLE CRUELLAS, P. (1969).—«Contribución al estudio sedimentológico de fondos marinos del Mediterráneo español (sector Palamós-Cabo de San Antonio)». *Bol. Inst. Esp. de Oceanografía*. Madrid, febrero 1969.
- ASSENS, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; GIANNINI, G.; GOMEZ, J.J. (1973).—Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (2.ª serie). MAGNA. *Memoria y Hoja n.º 666 Chelva..* IGME, Madrid.
- ASSENS, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; GIANNINI, G.; RIBA, O.; VILLENA, J. (1973).—Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (2.ª serie). MAGNA. *Memoria y Hojas n.º 693 Utiel y 694 Chulilla.* IGME, Madrid.
- ASSENS, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; GIANNINI, G.; RIBA, O.; VILLENA, J.; REGUANT, S. (1973).—Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (2.ª serie). MAGNA. *Memoria y Hoja n.º 719. Venta del Moro.* IGME, Madrid.
- ASSENS, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; GIANNINI, G.; GARCIA, A.; HERNANDEZ, S.; RIBA, O.; VILLENA, J. (1973).—Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (2.ª serie). MAGNA. *Memoria de la Hoja n.º 720. Requena.* IGME, Madrid.
- BARTRINA, A.; GEA, F. (1954).—«Reconocimiento geológico en la zona del Puerto de Contreras (Cuenca y Valencia)». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, 33, 89-122. Madrid.
- BASCONES, L.; MARTIN HERRERO, D.; LENDINEZ, A.; et al (1979).—Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (2.ª serie) MAGNA. *Memoria y Hojas n.º 718 Iniesta, 743 Madrigueras y 744 Casas Ibáñez.* IGME, Madrid.
- BASCONES, L.; MARTIN HERRERO, D.; CABANAS, I. et al (1979).—Mapa

- Geológico de España. E. 1:50.000 (2.^a serie) MAGNA. *Memoria y Hoja n.º 692. Campillo de Altobuey*. IGME, Madrid.
- BOERSMA, J.R. (1969). — «Internal structure of some tidal mega-ripples on a shoals in the Westerschelde estuary. The Netherlands». *Geol. en Mijnb.* 48, 409-919.
- BOULOUARD y VIALLARD (1981). — «Identificación du Lodinien et du Carnien dans les marnes triasiques de la Serranía de Cuenca. (Chaîne Ibérique sud-occidentale, Espagne): considerations stratigraphiques et structurales». *Bull Centres Rech. Explor. Prod. Elf. Aquitaine*, 5, 1, 31-34.
- BOURCAT, J. (1940). — «Recherches stratigraphiques sur le Pliocene du Levant». *Bull. Soc. Geol. France* (5) X, pp. 207-230.
- BREBION, Ph.; DEMARCO, G.; LAURIANT, A. y MONTENAT, Ch. (1971). — «Le Pliocène de la région d'Elche (Prov. d'Alicante, Espagne) et sa faune de mollusques». *Est. Geol.*, vol XXVII, CSIC, Madrid.
- BRINKMANN, R. (1931). — «Betikum und keltiberikum in Südspanien Beitr. zur Geol. der West-Mediterraneangebieten. 6». Trad. española en: *Publ. extranjeras Geol. España*, 4, 305-431. «Las cadenas béticas y celtibéricas del sureste de España». Madrid, 1948.
- BRINKMANN, R. (1948). — «Las cadenas Béticas y Celtibéricas del Sureste de España». *Publ. Extr. Geol. España*, 4, 307-439.
- BURKE, K.C. y DEWEY, J.F. (1973). — «Plume-generated triple junctions: Key indicators in applying plate tecnics to old rocks». *Jour. Geology*, 81, 406-433.
- CAPOTE, R. (1978). — «Tectónica española». Seminario sobre Criterios Sísmicos para instalaciones nucleares y obras públicas. *Asoc. Española Ing. Sísmica*, pp. 1-30.
- CAPORE, R.; DIAZ, M.; GABALDON, V.; GOMEZ, J.J.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSSELL, J.; SOPEÑA, A.; YEBENES, A. (1982). — «Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el Tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica». 2 vols. *Temas Geol. y Min.* IGME, 1982.
- CAPOTE R. et al (1982). — «Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica». *Temas Geológico mineros*. IGME, Madrid.
- CROUZEL, F.; VIALLARD, F. (1969). — «Sur un nouveau gisement de Mammifères fossiles dans la province de Cuenca (Chaîne Ibérique, Espagne)». *C.R. Somm. Soc. Geol. France*: 14-15.
- CRUSAFOINT, M.; TRUYOLS, J. (1957). — «Descubrimiento del primer yacimiento de mamíferos miocénicos de la cuenca valenciana». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, 48, 3-20. Madrid.
- DAAMS, R. (1976). — «Miocene rodents (Mammalia) from Cetina de Aragón (prov. Zaragoza) and Buñoe (prov. Valencia), Spain». *Proc. Konink. Neder Akad. Wetenschappen*, B-79 (3); 152-182.
- DE RAAF, J.F.M. y BOERSMA, J.M. (1971). — «Tidal deposits and their sedimentary structures». *Geol. en Mijnb.* 50 (3); 479-504.
- DUMAS, B. (1969). — «Rejet tectonique quaternaire au flanc sud de la Sierra de Benicadell (Levant espagnol)». *C.R. Acad. Scéan. Soc. Geol. France*, fas. 1, París.

- DUPUY, E.; MARIN, A. (1960).—Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (1.^a serie). *Memoria y Hoja n.º 693. Utiel.* 95 p., IGME, Madrid.
- DUPUY, E. (1968).—Hoja y Memoria geológica, Chelva. E. 1:50.000. Mapa Geológico de España. IGME, Madrid.
- ESTEBAN, M. (1972).—«Presencia de caliche fósil en la base del Eoceno de los Catalánides, provincias de Tarragona y Barcelona». *Acta Geol. Hisp.* VII (6); 164-168.
- FONOLLA, F. et al (1974).—Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (2.^a serie). MAGNA. *Memorias y Hojas n.º 637 Landete y N.º 665 Mira.*
- GARCIA, A.; HERNANDO, S.; VILAS, L. (1975).—«Nuevos datos sobre el Terciario de Buñol». *Estudios Geol.*, 31. 571-575.
- GARCIA, A. (1977).—«Jurásico terminal y Cretácico inferior en la región central de la provincia de Valencia y noreste de la provincia de Albacete». Tesis Doctoral. *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*, n.º 1, 334 págs., 69 figs. Madrid, 1975.
- GARCIA, A.; MAS, J.R.; ARIAS, C.; VILAS, L.; ALONSO, A. y RINCON, R. (1973).—«Evolution sédimentaire des facies terrigènes, mixtes et carbonatés de l'Albien supérieur-Cenomanien, dans la région de Cuenca-Almansa. Espagne». *Cahiers de Micropaleontologie*, n.º 4; pp. 11-19.
- GARRIDO, A. y VILLENA, J. (1977).—«El Triás germánico en España: paleogeografía y análisis secuencial». *Cuad. Geol. Ibér.*, 4; 37-56.
- GAUTIER, F.; MOISSENET, E.; VIALLARD, P. (1972).—«Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique du fossé néogène de Teruel (Chaîne Ibérique, Espagne)». *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat.* (3^r), 77; 180-200.
- GIGNOUX, M.; FALLOT, P. (1926).—«Contribution à la connaissance des terrains néogénés et quaternaires marins sur les côtes méditerranéennes d'Espagne». *C.R. XIV Congr. Géol. Int. Paris. Fasc. 2.*
- GIGOUT, M. (1959).—«A propos du Quaternaire marin sur le littoral du Levant espagnol». *C.R. Acad. Sc.*, 259, pp. 1.914-1.916. París.
- GIGOUT, M. (1960).—«Cuaternario del litoral de las provincias del Levante español. Cuaternario marino». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, n.º 57.
- GIGOUT, M. (1960).—«Cuaternario del litoral de las provincias del Levante español. Cuaternario continental». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 57.
- GOLPE, J.M. (1971).—«Informes del Terciario español y sus yacimientos. Tesis doctoral Universidad de Barcelona». Resumen en *Publ. Inst. Prov. Paleontol.* Sabadell.
- GOMEZ, J.J. (1979).—«El Jurásico en facies carbonatadas del Sector levantino de la Cordillera Ibérica». *Seminarios de Estratigrafía. Serie monografías*, 4, 683 págs.
- GOMEZ, J.J.; BABIN, R.B. (1973).—«Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot (C. Ibérica, prov. Valencia)». *Est. Geológicos* 29 (5); 381-388.
- GOY, J.L.; VEGAS, R.; ZAZO, C. et al (1972-74).—Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (2.^a serie). MAGNA. *Memoria y Hojas 641 y 642 Castellón de la Plana e Islas Columbretes, 669 Moncofar y 722 Valencia.* IGME, Madrid.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEDRAZA GIL SANZ. (1974).—«Existencia de pizarrasidad alpina en la Cordillera Ibérica». *Bol. Geol. y Min.* 85 (3). 269-270.

- GUTIERREZ, G.; ROBLES, F.; MELENDEZ, A.; y USERA, J. (1975).—«El Cretácico superior de la Sierra de Perenchiza (Valencia)». 1º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España. ENAD/MSA. Pág. 151-158.
- GUTIERREZ, G.; PEDRAZA, J. (1973).—Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. *Memoria y Hoja n.º 640. Segorbe*. IGME, Madrid.
- HOFFMAN, P.F. (1973).—«Evolution of an early Proterozoic continental margin: the Coronation Geosyncline and associated aulacogens of the northwestern Canadian Shield». *Royal Soc. London Philos. Trans. ser. A*. 273; 547-581.
- HOFFMAN, P.F.; DEWEY, J.F. y BURKE, K. (1974).—«Aulacogens and their genetic relation to Geosynclines, with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada». *Soc. Econom. Paleont. and Mineralog. Sp. Publi. n.º 19*; 39-55.
- JAMES, N.P. (1979).—«Shallowing-upward Sequences in Carbonates». In: «Facies Models» (2) (R.G. WALKER, Edit), pp. 109-119. Geoscience Canada Reprint Series, 1.
- KLEIN, G.V. (1971).—“Depositional and diagenetic dynamic of intertidal sand ban”. *J. Sedim. Petrol.*, 40; 1.095-1.112.
- KLEIN, G.V. (1977).—«Sandstone depositional models for exploration for fossil fuels. Champaign». *Continuing Education, Inc.* 1-110.
- LAZUEN, F.J. y ROLDAN, R. (1977).—Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. *Memoria y Hoja n.º 667. Villar del Arzobispo*, IGME, Madrid.
- LENDINEZ, A.; TENA-CAVILA, M. et al (1980).—Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (2.ª serie) MAGNA. *Memoria y Hoja n.º 745 Jalance*. IGME, Madrid.
- LOPEZ, N. (1977).—«Revisión sistemática y Bioestratigráfica de los Lagomorfo. (Mammalia) del Terciario y Cuaternario de España». *Tesis doctoral*. Univ. Madrid.
- MARTEL, M. (1970).—«Nota preliminar sobre la estratigrafía de la facies de Fuencajaliente (Cuenca-Valencia)». *Acta Geol. Hisp.* V. (3): 72-76.
- MARTIN, P.; CAMPOS, C.; GUTIERREZ, M.; VEGAS, R.; PEDRAZA, J.; ZAZO, C.; MELENDEZ, F.; CAMPO, J.; GOY, A.; FONOLLA, F. y ALFEREZ, F. (1979).—*Hoja y Memoria Geológica n.º 668 Sagunto*. E. 1:50.000 MAGNA. IGME, Madrid.
- MARTIN BOURGON, P.; CAMPOS, C.; VEGA, R. et al (1974).—Mapa Geológico de España. E. 1:50.00 (2.ª serie) MAGNA. *Memoria y Hoja n.º 696. Burjasot*. IGME, Madrid.
- MAS, J.R. (1961).—«El Cretácico inferior de la región Noroccidental de la provincia de Valencia». Tesis Doctoral. Univ. Complutense. *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*, n.º 8. 476 págs. Madrid.
- MAS, J.R.; ASENJO, A. y GARCIA, A. (1975).—«El Cretácico superior en el sector de Villa de Ves-Cortes de Pallás (Albacete-Valencia)». *Seminarios de Estratigrafía*. n.º 11. pp. 7-20.
- MAS, J.R. y ALONSO, A. (1977).—«Evolución sedimentológica del Jurásico terminal en “Facies Purbeck” y Cretácico basal en “Facies Weald” de Villar de Tejas. Valencia». *Estudios Geológicos*. Vol. 30. n.º 6, pp. 557-569. Madrid.
- MAS, J.R. y ALONSO, A. (1981).—«Jurásico terminal y Cretácico inferior en

- facies mixtas terrígenas y carbonatadas. Hojas 1:200.000 Liria y Valencia». Trabajo realizado por GEMAT, S.L. e IGME. Madrid. (Inédito).
- MAS, J.R.; ALONSO, A.; GARCIA, A.; ARIAS, C.; MELENDEZ, N. y RINCON, R. (1982).—«Les grandes étapes dans l'évolution du Crétacé de la zone sud-occidentale de la Chaîne Ibérique (Espagne)». *9^a Reunión Annuelle des Sciences de la Terre*. Edit. Soc. Geol. France, p. 417 París.
- MAS, J.R.; ALONSO, A.; MELENDEZ, N. (1982).—«El Cretácico basal "Weald" de la Cordillera Ibérica Suroccidental (NW. de la provincia de Valencia y E. de la de Cuenca)». *Cuad. Geol. Ibérica*, n.^o 8 (in lit).
- MASSE, J.P. (1976).—«Les calcaires urgoniens de Provence (Valanginien-Aptien inférieur). Stratigraphie, Paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution». *These Sci. Marseille*. 445 págs.
- MAZO, A.V. (1977).—«Revisión de los mastodontes de España». *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense de Madrid. 419 págs.
- MEIN, P.; MOISSENET, E.; TRUC, C. (1978).—«Les formations continentales du Neogene supérieur des Vallées du Jucar et du Cabriel au NE D'Albacete (Espagne). Biostratigraphie et environnement», *Docum. Lab. Geol. Fac. Sc. Lyon*. 72-99-147.
- MOISSENET, E. (1980).—«Relief et deformations récentes: trois transversales dans les fossés internes des chaînes Ibériques orientales». *Rev. Geogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 51 (3); 315-344.
- MUELAS, A.; SOUBRIER, K.; GARCIA VELEZ, et al.—Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (2.^a serie), MAGNA. *Memoria y Hoja n.^o 695. Liria* (en prensa). IGME. Madrid.
- MELENDEZ, F. (1971-1973).—«Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas». *Tesis*. Madrid, T.I. (1971). Texto 245 pp.; T. II (1973) figuras, 80 figs. 24 lam.
- MELENDEZ, F.; SANCHEZ, P.; VILLENA, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; PORTERO, J.M.; OLIVE, A. y ASSENS, J. (1974).—«Síntesis del Cretácico de la zona sur de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica». I. *Symp. Cret. Cordillera Ibérica*. Cuenca, pp. 241-252.
- MIALL, A.D. (1978).—«Lythofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary». In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. A.D. Miall). *Mem. Can. Soc. Pet. Geol.*, 5; 597-604.
- NIO, S.A. (1976).—«Marine Transgressions as a factor in the formation of sand-wave complexes». *Geol. en Mijnb*, 55 (1-2); 18-40.
- ORDÓÑEZ, S.; SANTOS, J.A.; GARCIA DEL CURA, M.A. (1976).—«Estudio sedimentológico de la cuenca del Júcar. I. Rocas carbonáticas». *Estudio Geol.* 32 (6); 535-545.
- ORTI, F. (1974).—«El Keuper del Levante Español». *Ext. Geol.* 30; 7-46.
- ORTI CABO, F.; GONZALEZ, F.; GOY, A. et al. (1977).—Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (2.^a serie). MAGNA. *Memoria y Hoja n.^o 639. Jérica*. IGME. Madrid.
- PEÑA, J. de la (1972).—«Estudio petrogenético del Muschelkalk de la Cordillera Ibérica». *Ext. Geol.* 28; 219-266.
- PLAZIAT, J.C. (1973).—«Vidaliella Gerumdensis (VIDAL) et les autres Bulimoides de l'Eocene du Nord de l'Espagne et du Sud de la France». *Paleobiol. Continentale*. IV (3); 1-34.

- QUINTERO, I. y REVILLA, J. de la (1958). — «Algunos fósiles triásicos de la provincia de Valencia». *Not y Com. IGME*. 50; 363-367.
- * RAMBAUD, D. (1962). — «Descripción geológica de la región de Tuéjar (Valencia)». *Bol. IGME*. 73; 373-418.
- RAMIREZ DEL POZO, J. y MELENDEZ, F. (1972). — «Nuevos datos sobre el Cretácico - Eoceno de la Serranía de Cuenca». *Bol. Geol. y Min. T. LXXXIII-V*, pp. 443-456.
- RAMIREZ DEL POZO, J.; PORTERO, J.M.; OLIVE, A. y MELENDEZ, F. (1974). — «El Cretácico de la Serranía de Cuenca y de la región Fuentes-Villar del Humo: Correlación y cambios de la facies». *I. Symp. Cret. Cordillera Ibérica*. Cuenca, pp. 189-206.
- RAT, P. (1959). — «Les pays crétacés basco-cantabriques». *Tesis*. Univ. Dijon. 528 págs.
- RAT, P. (1959). — «Les milieux urgoniens cantabriques». *Bull. Soc. Géol. France*. (7). T. I. n.º 4, pp. 378-384.
- RAT, P. y PASCAL, A. (1979). — «De l'étage aux systèmes Biosédimentaires Urgoniens». *Géobios. Mém. sepec.* n.º 3, pp. 385-399, 4 figs. Lyon.
- READ, J.F. (1982). — «Carbonate Platforms of Passive (Extensional) Continental Margins: Types, Characteristics and Evolution». *Tectonophysics*. 81 (1982), 195-212.
- ROBLES, F. (1970). — «Estudio estratigráfico y paleontológico del Neógeno continental de la cuenca del río Júcar». *Tesis*. Universidad de Valencia. 275 p. (inédita).
- ROBLES, F.; TORRENS, J.; AGUIRRE, E.; ORDOÑEZ, S.; CALVO, P.J.; SANTOS. (1974). — Levante. *Libro guía del Coloquio Internacional sobre Bioestratigrafía continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior*. Guía 4.10; 87-133.
- ROSELLO, V. (1963). — «Notas preliminares a la morfología litoral del norte de Valencia». *Saitabi*, XIII, Valencia.
- SANTOS, J.A. (1980). — «Contribución al conocimiento litoestratigráfico y sedimentológico de la cuenca del Júcar (Albacete)». *Res. y Com. IX Cong. Nac. Sedim. Salamanca*. 47-48. Universidad de Salamanca.
- SOUBRIER, J.; GARCIA, L.; MUELAS, A. et al. (1980). — Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (2.ª serie) MAGNA. *Memoria y Hoja n.º 721. Cheste*. IGME, Madrid.
- TERWINDT, J.H.J. (1981). — «Origin and sequences of sedimentary structure in inshore mesotidal deposits of the North Sea. In: Holocene marine Sedimentation in the North Sea Basin». *Spec. Publ. I.A.S.* 5; 9-26.
- USERA, J. (1972). — «Paleogeografía del Mioceno marino en la provincia de Valencia». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 70; 307-315. Madrid.
- USERA, J. (1974a). — «Estudio micropaleontológico (Foraminíferos) del Mioceno marino de la Sierra de Besori (Valencia)». *Bol. R. Soc. Hist. Nat.* 72 (1-4); 203-212. Madrid.
- USERA, J. (1974). — «Microbioestratigrafía del Neógeno marino en la provincia de Valencia». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 72; 213-223. Madrid.
- VIALLARD, P. (1973). — «Recherches sur le cycle Alpin dans la Chaîne Ibérique Meridionale (Ouest de Valencia, Espagne) est ante-Vindoboniense». *C.R. Soc. Geol. Fr.* (2); 42-44.

- VIALLARD, P. (1977).—«Plissements superposés homoaxians dans la Chaîne Ibérique méridionale, à l'Ouest de Valencia (Espagne)». *C.R. Soc. Géol. Fr.* 1977 (2); 92-94.
- VIALLARD, P. (1979).—«La Chaîne Ibérique: Zone de cisaillement intercontinentale pendant la tectogénèse Alpine». *C.R. Acad. Sc. Paris*. V. 289; pp. 65-68.
- VILAS, L.; MAS, J.R.; GARCIA, A.; ARIAS, S.C.; ALONSO, A.; MELENDEZ, N. y RINCON, R. (1982).—«Ibérica suroccidental». En *El Cretácico de España*. Univ. Complutense, pp. 457-508. Madrid.
- VILAS, L. et al (1982).—«The Cretaceous at the S.W. Iberian Ranges (Spain)». *Zitteliana*, n.º 10. In Lit.
- VILLENA, J.; RAMIREZ DEL POZO, J. REGUANT, S. (1973).—«Las capas de "Bulimus" gerundensis VIDAL, de la región de Utiel». *Acta Geol. Hisp.* VIII (4); 134-137.
- VIRGILI, C. (1958).—«El Triásico de los Catalánides». *Bol. IGME*. 66, 856 págs.
- WILLIAMS, R. (1975).—«Channel deposits in the southern Ebro Basin». *IX Congr. Int. Sedim. Nice. Livret-Guide*. Exc. n.º 20; 75-78.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - 28003-MADRID