

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

LLÍRIA

Primera edición

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

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

Depósito Legal M-40412-1985

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A.

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

A. Hernández (C.G.S.):

 Coordinación. Cartografía y Memoria.

J.I. Ramírez (C.G.S.):

 Cartografía.

R. Capote (Univ. de Madrid):

 Tectónica.

P. Anadón (Inst. Jaime Almera, C.S.I.C.):

 Terciario (Sedimentología, Cartografía y Memoria).

E. Moissenet (Univ. de París):

 Aportación datos cronoestratigráficos del Terciario.

A. Alonso y R. Más (Univ. de Madrid):

 Sedimentología del Cretácico.

J.J. Gómez (ESSO) y A. Yébenes:

 Sedimentología de carbonatos (Muschelkalk y Jurásico).

F. Ortí (Univ. de Barcelona):

 Sedimentología de la F. Keuper.

M. Díaz (Univ. de Madrid):

 Sedimentología de la F. Buntsandstein.

C.G.S.:

 Laboratorios.

V. Gabaldón (IGME):

 Dirección y supervisión.

La presente memoria ha sido redactada por Antonio Hernández con la colaboración de R. Capote, P. Anadón, A. Alonso, R. Más, J.J. Gómez, A. Yébenes, F. Ortí y M. Díaz.

INDICE

| | Pág. |
|--|------|
| 0. INTRODUCCION | 11 |
| 1. ESTRATIGRAFIA | 13 |
| 1.1. PALEOZOICO | 13 |
| 1.1.1. Cuarcitas y pizarras (O). Ordovícico | 13 |
| 1.1.2. Pizarras y cuarcitas (S). Silúrico | 14 |
| 1.1.3. Cuarcitas y calizas (D). Devónico | 14 |
| 1.1.4. Pizarras, areniscas, conglomerados y carbón (H). Carbonífero | 16 |
| 1.1.5. Pizarras y cuarcitas (O-H). Ordovícico-Carbonífero | 16 |
| 1.2. PERMO-TRIASICO | 16 |
| 1.2.1. Conglomerados, areniscas y limolitas (TB). Facies Buntsandstein | 18 |
| 1.2.1.1. Sector Oeste y Centro | 19 |
| 1.2.1.2. Sector Este | 25 |
| 1.2.2. Dolomias, calizas y margas (Tm) Facies Muschelkalk | 25 |
| 1.2.2.1. Tramo inferior del Muschelkalk | 26 |
| 1.2.2.2. Tramo medio del Muschelkalk | 29 |
| 1.2.2.3. Tramo superior del Muschelkalk | 30 |
| 1.2.3. Arcillas abigarradas y yesos (TK) - Facies Keuper | 32 |
| 1.2.3.1. Fm. Arcillas y yesos de Jarafuel (K1) | 35 |
| 1.2.3.2. Fm. Areniscas de Manuel (K2) | 35 |

| | Pág. |
|---|------|
| 1.2.3.3. <i>Fm. Arcillas de Cofrentes (K3).....</i> | 35 |
| 1.2.3.4. <i>Fm. Arcillas yesíferas de Quesa (K4).....</i> | 35 |
| 1.2.3.5. <i>Fm. Yesos de Ayora (K5).....</i> | 36 |
| 1.3. TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO..... | 36 |
| 1.3.1. Brechas, dolomías y calizas (J1) Rethiense - Pliensbachiense | 38 |
| 1.3.1.1. <i>Tramo de transición (unidad informal)...</i> | 38 |
| 1.3.1.2. <i>Fm. Dolomías tableadas de Imón.....</i> | 38 |
| 1.3.1.3. <i>Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña.....</i> | 38 |
| 1.3.1.4. <i>Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas.....</i> | 42 |
| 1.3.1.5. <i>Fm. Margas grises de Cerro del Pez.....</i> | 43 |
| 1.3.1.6. <i>Fm. Calizas bioclásticas de Barahona...</i> | 45 |
| 1.3.2. Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel. (J2). Toarciense inferior y medio (parte)..... | 45 |
| 1.3.3. Fm. Carbonatada de Chelva. (J3). Toarciense medio-superior - Oxfordiense superior..... | 47 |
| 1.3.3.1. <i>Mb. Calizas nodulosas de Casinos (Toarciense medio (parte) - superior.....</i> | 47 |
| 1.3.3.2. <i>Capa de Oolitos ferruginosos y/o fosfáticos (unidad informal) (Aaleniense - Bajociense basal)</i> | 49 |
| 1.3.3.3. <i>"Parte media" (Tramo informal) de la Fm. Chelva (Bajociense inferior - Calloviense).....</i> | 49 |
| 1.3.3.4. <i>Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío.....</i> | 52 |
| 1.3.3.5. <i>Mb. Calizas con esponjas de Yátova (Oxfordiense superior).....</i> | 53 |
| 1.3.4. Calizas, calizas oolíticas y margas. (J2-3). Toarciense-Oxfordiense superior..... | 55 |
| 1.3.5. Fm. Margas de Sot de Chera. Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla. (J4). Oxfordiense superior - Kimmeridgiense inferior..... | 55 |
| 1.3.5.1. <i>Fm. Margas de Sot de Chera (Oxfordiense superior - Kimmeridgiense inferior).....</i> | 55 |
| 1.3.5.2. <i>Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla (Kimmeridgiense inferior).....</i> | 57 |
| 1.3.6. Fm. Calizas con oncolitos de Higueruelas. (J5). Kimmeridgiense - ¿Portlandiense p.p.?..... | 57 |
| 1.3.7. Calizas, calizas pisolíticas y margas (J3-5). Toarciense medio-superior-Portlandiense..... | 60 |
| 1.3.8. Fm. Calizas, areniscas y arcillas de Villar del Arzobispo (J6p). Kimmeridgiense superior - Portlandiense | 60 |

| | Pág. |
|--|------|
| 1.3.9. Calizas, margas y areniscas (J3-J6p). Toarcien- se medio - Portlandiense..... | 62 |
| 1.4. CRETACICO | 62 |
| 1.4.1. Margas, arcillas y areniscas (Facies Weald). (C ₁ w). Valanginiense - Aptiense inferior | 62 |
| 1.4.1.1. Fm. Arcillas y areniscas de Aldea de Cortés | 62 |
| 1.4.1.2. Fm. Arenas y arcillas del Collado..... | 62 |
| 1.4.1.3. Fm. Calizas de la Huerguina..... | 65 |
| 1.4.1.4. Fm. Arcillas de Contreras..... | 67 |
| 1.4.2. <i>Calizas y calizas arenosas (Urgonianiano) (C2).</i> <i>Aptiense</i> | 67 |
| 1.4.2.1. Mb. Calizas de Malacara..... | 67 |
| 1.4.2.2. Mb. Arenas y arcillas de Burgal..... | 68 |
| 1.4.2.3. Mb. Calizas del Buseo..... | 68 |
| 1.4.3. Fm. Arenas de Utrillas (C ₂ 3). Albiense-Ceno- maniense inferior..... | 70 |
| 1.4.4. Areniscas, margas y calizas (J6p - C ₂ 3) Portlan- diense-Albiense | 72 |
| 1.4.5. Calcarenitas con Ostreidos (C4). Albiense supe- rior - Cenomaniense inferior..... | 72 |
| 1.4.5.1. Mb. Calizas de Estenas..... | 72 |
| 1.4.5.2. Mb. Margas de Losilla..... | 72 |
| 1.4.5.3. Mb. Calizas de la Bicuerca..... | 72 |
| 1.4.6. Calizas y margas, arcillas verdes en la base (C5). Cenomaniense-Turoniente | 74 |
| 1.4.6.1. Fm. Margas de Chera..... | 74 |
| 1.4.6.2. Fm. Dolomías de Alatoz..... | 74 |
| 1.4.6.3. Fm. Dolomías tableadas de Villa de Ves. | 76 |
| 1.4.6.4. Fm. Calizas y margas de Casa Medina .. | 76 |
| 1.4.7. Arenas, margas y calizas (C ₂ 3-C5) Albiense - Turoniente | 76 |
| 1.4.8. Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada (C6). Turoniente | 78 |
| 1.4.9. Calizas, calizas dolomíticas y brechas (C7). Senoniente | 78 |
| 1.4.9.1. Fm. Margas de Alarcón..... | 78 |
| 1.4.9.2. Fm. Calizas y brechas de la Sierra de Utiel | 78 |
| 1.4.9.3. Fm. Calizas y margas de Sierra Perenchiza | 80 |
| 1.4.10. Calizas, dolomías y margas (C5-7). Cenomanien- se - Senoniente | 80 |

| | Pág. |
|--|------|
| 1.5. TERCIARIO | 80 |
| 1.5.1. Paleógeno | 81 |
| 1.5.1.1. <i>Lutitas rojas con niveles de paleosuelos carbonatados (Nivel de Bulimus). (N1). Maastrichtiense-Paleoceno?</i> | 81 |
| 1.5.1.2. <i>Conglomerados, areniscas y lutitas (N2-O). Eoceno-Oligoceno</i> | 81 |
| 1.5.1.3. <i>Conglomerados, areniscas y lutitas (N1-O). Maastrichtiense - Paleogeno</i> | 82 |
| 1.5.1.4. <i>Lutitas, areniscas y conglomerados (N1-M1). Terciario - Indiferenciado</i> | 82 |
| 1.5.1.5. <i>Calizas, margas, conglomerados y areniscas (O-M). Oligoceno superior - Mioceno inferior</i> | 82 |
| 1.5.2. Terciario de las Cuencas Valencianas | 83 |
| 1.5.2.1. <i>Yesos, calizas y margas (Yesos de Niñerola). (N-M2). Paleogeno? - Mioceno inferior</i> | 83 |
| 1.5.2.2. <i>Lutitas rojas y margas (M1-2) - Mioceno inferior-medio (Orleaniense)</i> | 84 |
| 1.5.2.3. <i>Conglomerados, areniscas y lutitas (M1-3). Mioceno medio-superior</i> | 84 |
| 1.5.2.4. <i>Margas, calizas y conglomerados. (M2-3c). Mioceno medio - superior</i> | 85 |
| 1.5.2.5. <i>Areniscas, lutitas y lumaquelas con Ostreidos (M2-3). Tortoniense - Serravallense?</i> | 85 |
| 1.5.2.6. <i>Calizas algales (M3c). Mioceno superior - Turoliense</i> | 85 |
| 1.5.2.7. <i>Lutitas rojas, areniscas y conglomerados (M2-Plcg). Mioceno superior - Plioceno?</i> | 85 |
| 1.5.3. Terciario de la Cuenca del Cabriel | 86 |
| 1.5.3.1. <i>Calizas, margas, areniscas y lignitos (Facies de Fuencaliente). (M2-3). Astaraciense Vallesiense?</i> | 86 |
| 1.5.3.2. <i>Unidades de la Cuenca del Cabriel</i> | 87 |
| 1.5.3.2.1. <i>Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (M3-Plcg) Turoliense-Ruscinense?</i> | 88 |
| 1.5.3.2.2. <i>Lutitas rojas y areniscas (M3-Pl). Turoliense-Ruscinense?</i> | 89 |
| 1.5.3.2.3. <i>Yesos del Molino de la Rambla y de los Ruices (M3y) Turoliense</i> | 90 |

| | Pág. |
|---|------|
| 1.5.3.2.4. Calizas algales - margas y areniscas (Calizas y margas de Fuente Podrida). (M3a). Turoliense inferior..... | 90 |
| 1.5.3.2.5. Calizas, margas, lutitas y areniscas (M3-Plar). Turoliense superior-Plioceno inferior?.... | 91 |
| 1.5.3.3. <i>Fm. Casas del Conde. Lutitas, areniscas y conglomerados (Pl-Ocg y Pl-Qar).</i> Pliocuaternario..... | 92 |
| 1.5.4. Terciario de la terminación meridional de la Fosa de Teruel y Cubeta de Sinarcas..... | 93 |
| 1.5.4.1. <i>Cubeta de Sinarcas.....</i> | 93 |
| 1.5.4.1.1. Margas, lutitas, calizas y lignitos (U. margosa inferior de Sinarcas): (M1). Orleaniense inferior..... | 93 |
| 1.5.4.1.2. Conglomerados, areniscas y lutitas (U. detritica roja de Sinarcas). (M1a). Orleaniense:.... | 94 |
| 1.5.4.2. <i>Fosa de Teruel y prolongación meridional de la misma (Cubetas de Garaballa y Mira)</i> | 94 |
| 1.5.4.2.1. Conglomerados, margas y calizas (M1cg). Orleaniense.... | 94 |
| 1.5.4.2.2. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (M2-Pl). Astaracience? - Ruscinense..... | 95 |
| 1.5.4.2.3. Calizas travertínicas, lutitas arenosas y conglomerados (M3). Mioceno superior-Turoliense? | 96 |
| 1.5.4.2.4. Calizas travertínicas, margas, areniscas y conglomerados (M3-Pltr). Mioceno superior - Plioceno?..... | 96 |
| 1.5.4.2.5. Areniscas pardas, areniscas y conglomerados (P1-Q). Villanyense - Pliocuaternario..... | 97 |
| 1.6. CUATERNARIO..... | 97 |
| 1.6.1. Arcillas de decalcificación (Q1). Pleistoceno.. | 97 |
| 1.6.2. Costras calcáreas, travertínicas (Qtr). Pleistoceno-Holoceno..... | 97 |
| 1.6.3. Glacis, Mantos de arroyada. (QG). Pleistoceno-Holoceno..... | 97 |
| 1.6.4. Aluviones y Terrazas. (QT). Pleistoceno - Holoceno..... | 97 |

| | Pág. |
|---|------------|
| 1.6.5. Cuaternario indiferenciado. (Q). Pleistoceno-Holoceno..... | 98 |
| 1.6.6. Conos de Deyección (Q2Cd). Holoceno..... | 98 |
| 1.6.7. Coluviones (Q2C). Holoceno..... | 98 |
| 2. TECTONICA | 99 |
| 2.1. TECTONICA REGIONAL..... | 99 |
| 2.2. ANALISIS MACROESTRUCTURAL..... | 100 |
| 2.2.1. Estructuras compresivas..... | 100 |
| 2.2.1.1. Estructuras longitudinales a la cadena..... | 102 |
| 2.2.1.2. Estructuras transversales..... | 102 |
| 2.2.1.3. Estructuras submeridianas..... | 103 |
| 2.2.2. Estructuras distensivas..... | 103 |
| 2.3. ANALISIS MICROESTRUCTURAL..... | 103 |
| 2.4. FALLAS DE ZOCALO..... | 105 |
| 3. HISTORIA GEOLOGICA..... | 107 |
| 4. GEOLOGIA ECONOMICA..... | 117 |
| 4.1. MINERIA Y CANTERAS..... | 117 |
| 4.2. HIDROGEOLOGIA..... | 118 |
| 5. BIBLIOGRAFIA | 119 |

INTRODUCCION

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

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

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

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

1. ESTRATIGRAFIA

Afloran materiales que van desde el Paleozoico hasta el Cuaternario con predominio de los correspondientes al Triásico, Jurásico y Cretácico en la mitad nororiental de la Hoja y los del Mioceno en la mitad suroccidental.

1.1. PALEOZOICO

Dentro de la Hoja E. 1:200.000 de Liria afloran materiales del Paleozoico en varios puntos, que a pesar de encontrarse alejados unos de otros VIALLARD (1973) supone que forman parte de un anticlinorio alpino de forma arqueada.

Esta estructura se extendería desde Tragacete (Hoja E. 1:50.000 n.º 565) hasta Chelva (Hoja E. 1:50.000 n.º 666), aflorando intermitentemente en los siguientes lugares:

- Anticinal de la Sierra de las Cuerdas (Hoja de Villar del Humo).
- Anticinal de Frontón del Cerro-Henarejos (Hoja de Mira).
- Anticinal de Talayuelas (Hojas de Landete y Mira).
- Barranco de Alcotas (Hoja de Chelva).

1.1.1. Cuarcitas y pizarras (O). Ordovícico.

Los materiales del Ordovícico afloran en los Anticinales del Frontón del Cerro-Henarejos y de Talayuela y en el pequeño afloramiento del Barranco de Alcotas. Se distinguen dos tramos de litologías diferentes. El inferior está formado por una serie potente (de unos 300 m) de pizarras serícitas, con abundantes intercalaciones de capas de 10 a 30 cm de espesor, a veces en bancos potentes de areniscas y cuarcitas. El tramo superior, que en el Puente del Hierro alcanza 200 m de potencia, está constituido por cuarcitas blanquecinas y rojizas muy

duras. Al primer tramo se le atribuye una edad Tremadociense, al segundo, en el que FONOLLA et al, 1974 citan **Cruziana furcifera**, D'ORBIGNY y **Scolithus linearis**, BARROIS, le atribuyen edad Arenigiense.

En el tramo inferior pizarroso las estructuras más frecuentes son laminación paralela, **ripples** de oleaje, estratificación cruzada planar y más raramente en surco y lenticular, la bioturbación suele ser de baja a moderada. Los cuerpos arenosos suelen presentar los techos ondulados. Deben corresponder a depósitos de **mixed flat** de una llanura mareal.

En el tramo superior se pueden observar laminación paralela, **ripples** y estratificación cruzada planar. Deben representar el **sand flat** de una llanura mareal.

La secuencia tipo de los dos tramos está representada en la fig. 1a.

1.1.2. Pizarras y cuarcitas (S). Silúrico.

Los materiales de esta unidad afloran en la Sierra de las Cuerdas y en el Anticlinal de Henarejos. En el primer lugar citado es donde la serie aparece más completa, con una potencia aproximada de 550 m. La litología que predomina son las pizarras, en ocasiones limolíticas de colores gris azuladas y negruzcas, con intercalaciones de areniscas y cuarcitas en capas de 0'10 m a 1 m de potencia. Hacia el techo de la serie aumenta el porcentaje y la potencia de los niveles arenosos.

Las estructuras más frecuentes son laminación paralela, **ripples**, estratificación lenticular, **flaser** y cruzada planar, con menor frecuencia de surco. La bioturbación de estos materiales es de moderada a alta. Es frecuente que los techos de los bancos de cuarcita se presenten ondulados.

En conjunto estos materiales forman una secuencia **thickening** (ver fig. 1b), en la que en la base está representado el término **mud flat** y a techo los tramos **sand flat** de una llanura mareal.

En la Sierra de las Cuerdas PORTERO et al (1975) citan **Monograptus m'coyi**, LAPW y **M. halli** ? BARR, en los tramos inferiores y **Arthrophycus alleghaniensis** (HARL), **Roualtia** ? sp. y moldes de Lamelibranquios referibles a los géneros **Glossites** y **Grammsioidea**, en los términos superiores.

En Henarejos FONOLLA et al (1974) citan fauna de **Praecardium tranquillum**, BARRANDE; **Vlasta bohemica**, BARRANDE; **Pterinea opportuna**, BARRANDE; **Dualina marginata**, STACHE; **Parallelodon**, sp.; **Nucula** sp. que no deja lugar a dudas acerca de la edad Wenlockiense.

1.1.3. Cuarcitas y calizas (D). Devónico

Estos materiales afloran en la Sierra de las Cuerdas y en la zona de Frontón del Cerro - Henarejos.

En el primer lugar citado aflora una serie constituida en la base por cuarcitas de tonos rojizos y aspecto masivo, en bancos de 0'20 a 1'20 m de potencia. Le sigue un tramo intermedio formado por pizarras arenosas, con intercalaciones de capas de areniscas de 10 a 30 cm de potencia, dando al tramo un aspecto tableado. El techo de la unidad la constituyen unas cuarcitas y areniscas en capas de hasta 1'20 m de potencia alternando con pizarras de aspecto laminado y niveles dolomíticos de escasa potencia. La potencia total es del orden de los 230 m.

Las estructuras más frecuentes son estratificación cruzada planar y superfi-

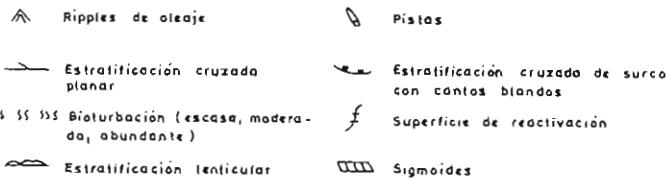
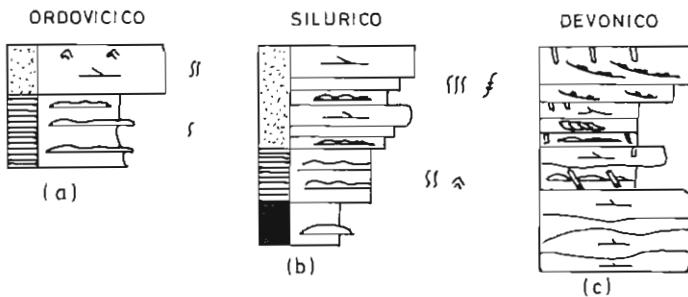


Fig. 1.—Secuencias tipo: (a) ORDOVICICO. (b) SILURICO. (c) DEVONICO

cies de reactivación en el tramo inferior y laminación paralela, **ripples**, estratificación cruzada planar, lenticular y **flaser** en los tramos superiores. La bioturbación de estos materiales es de moderada a elevada. En conjunto corresponden al depósito de una llanura arenosa, con predominio de los términos de **sand flat**. En la fig. 1c está representada la secuencia tipo de esta unidad.

PORTERO et al (1975) citan un nivel de Braquiópodos entre los que se han determinado **schellwienella of. umbracula**, SCHLOT y **schizophoria sp.**

En los afloramientos de Frontón del Cerro - Henarejos, en el lugar denominado Puntal del Hierro, los materiales de esta edad están representados en la base por calizas tableadas grises con abundante fauna y a techo por una alternancia de lutitas arenosas y areniscas con cuarcitas a techo. La potencia de este tramo es de unos 100 m.

La fauna citada por FONOLLA et al (1974) es la siguiente: **Microspirifer rousseanii**, ROUAULT; **Esquizophoria**, sp.; **E. striatula**, SCHLOTHEIM; **Rhipidomella hamoni**, ROUAULT e **Hysterolithes hystericus**, SCHLOTHEIM.

1.1.4. Pizarras, areniscas, conglomerados y carbón, (H). Carbonífero.

Esta Unidad aflora únicamente en la zona de Henarejos, donde han sido explotados los niveles de carbón hasta época reciente.

Se pueden distinguir hasta cuatro ciclos formados en la base por un conglomerado de espesor variable, le siguen una alternancia de pizarras y areniscas sobre las que se sitúan las pizarras con lechos carbonosos de poca potencia. En algunos niveles existen abundantes restos de flora. La potencia de esta unidad es de unos 200 m.

1.1.5. Pizarras y cuarcitas (O-H). Ordovícico - Carbonífero.

Esta Unidad está representada únicamente en un pequeño afloramiento localizado en la zona denominada La Peña, entre los pueblos de Marines y Gátova, en la Hoja E. 1:50.000 de Villar del Arzobispo.

Litológicamente es una cuarcita micácea de unos 12 m de potencia.

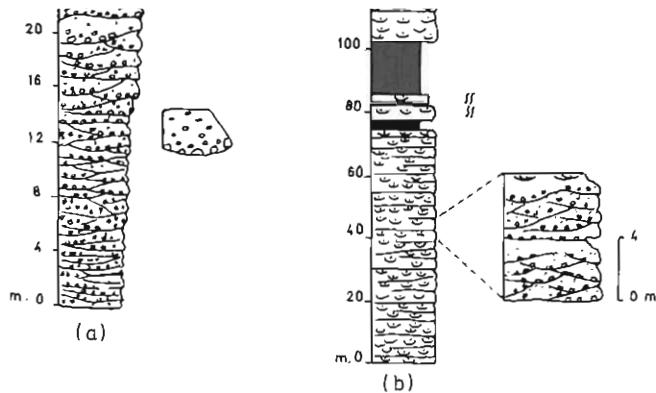
Se le ha asignado la edad de Paleozoico indiferenciado por ser un conjunto azoico y desligado del resto de los afloramientos del Paleozoico de esta Hoja.

1.2. PERMO-TRIASICO

En el núcleo del anticlinal de Boniches, discordante sobre el Paleozoico y a su vez discordante bajo las facies Buntsandstein, existen 20 m de conglomerados de cuarcitas y pizarras que han sido atribuidos al Pérmico (PORTERO et al 1975).

La serie es monótona y está constituida por canales imbricados, de escasa profundidad y poco desarrollo lateral. En la base los canales tienen un espesor medio de 0,40 m y crecen ligeramente hacia el techo junto con el tamaño de los fragmentos de cuarcitas y pizarras (fig. 2a).

El relleno de los canales está formado en la base por fragmentos angulosos de cuarcita (carga residual o **lag**), que van siendo sustituidos por cantos de pizarras cuyos ejes mayores están dispuestos horizontalmente. Las secuencias de



↗ Estratificación cruzada de pequeña escala
 ss Bioturbación
 ↘ Estratificación cruzada de gran escala

Fig. 2.—Columnas tipo: (a) Pérmico de Boniches. (b) Litofacies conglomeráticas de la F. Buntsandstein.

relleno de estos canales son gradualmente decrecientes desde el punto de vista textural.

Estos sedimentos pueden ser interpretados como depósitos fluviales, con un modelo de tipo **braided**, constituido por pequeños canales efímeros. Posiblemente formaban parte de un abanico, aunque no existe suficiente continuidad de afloramientos para observar la geometría, extensión lateral ni la evolución de estas facies.

El resto de los materiales de esta edad están representados por las facies Germánicas típicas del Sistema Ibérico. Afloran principalmente a lo largo de una franja de dirección NO-SE y que se extiende con pequeñas interrupciones y desplazamientos, desde la Hoja E. 1:50.000 de Villar del Humo hasta la de Liria.

1.2.1. Conglomerados, areniscas y limolitas (tb). Facies Buntsandstein

Los antecedentes sobre la facies Buntsandstein son escasos y se refieren fundamentalmente a algunos aspectos litroestratigráficos y de dataciones paleontológicas.

Los sedimentos triásicos de las Hojas de Villar del Humo, Landete, Enguídanos y Mira fueron descritos por VIALLARD (1973), quien a su vez cita otros antecedentes inéditos.

En el sector noroccidental de la Hoja de Liria (1:200.000) la facies Buntsandstein presenta cuatro unidades litológicas bien caracterizadas. La unidad estratigráficamente más inferior es conglomerática, con aproximadamente 75 m de potencia en el anticlinal de Boniches, a continuación está presente un tramo heterolítico intermedio de potencia variable, pero que alcanza los 300 m de espesor, una unidad areniscosa muy potente, de más de 170 m en el anticlinal de Boniches, y por último un tramo heterolítico superior de alrededor de 50 m de potencia, en el Barranco de Agua Mala.

En la Hoja de Chelva (1:50.000 ASSENS et al 1973) la unidad conglomerática tiene menos potencia, alrededor de 20 m en la rambla de Alcotas, el tramo heterolítico 300 m de espesor y el tramo areníscoso más de 120 m.

Sólo existe una datación paleontológica según la cual la mayor parte de la facies Buntsandstein es todavía de edad Pérmico superior. Esta datación fue suministrada por BOULOUARD y VIALLARD (1981) y fue establecida a partir de la siguiente asociación de polen: *Lueckisporites virkiae*, *POTONIE* y *KLAUS*; *Taeniaesporites albatae*, *IANSONIUS*; *T. novianensis*, *LESCHICK*; *Lueckisporites s.p.*; *Pilasporites calculus*, *BALME* y *HENELLY*; *Nuskoisporites dulhunty*, *POTONIE* y *KLAUS*; *Jugasporites delasaucei*, *LESCHICK*; *Vescapora ovata*, *HART*; *Platysaccus umbrus*, *LESCHICK*.

Esta asociación es semejante a la del Pérmico superior de Túnez de edad Zechstein o Thuringiense. El nivel fosilífero es una marga gris que aflora junto a la carretera de Landete a Henarejos, y está situado aproximadamente 130 m por debajo de la base del tramo superior de areniscas.

En el sector más oriental de la Hoja de Liria las facies litológicas cambian de posición en la vertical, con un tramo inferior y otro superior heterolíticos, y un tramo medio areníscoso de aproximadamente 150 m de potencia y de características análogas a aquel que en el sector noroccidental, está situado en el techo de las facies Buntsandstein.

Para la descripción de la facies Buntsandstein vamos a seguir una diferenciación por sectores geográficos y tramos litológicos.

1.2.1.1. Sector Oeste y Centro

Este sector abarca prácticamente todos los afloramientos de las facies Buntsandstein de la Hoja de Liria, excepto su extremo Este, representado por los afloramientos de la Hoja de Villar del Arzobispo, donde las grandes unidades litológicas tienen otra situación estratigráfica, semejante a la que presentan las facies Buntsandstein en la Sierra de Espadán (provincia de Valencia).

Como ejemplos de los afloramientos de las facies Buntsandstein nos referimos al anticlinal de Boniches, Landete, Pico Ranera, Rambla de Alcotas y Barranco de Agua Mala.

Litofacies conglomeráticas (A)

Tiene importantes variaciones de potencia, 75 m en el anticlinal de Boniches y 20 m en la Rambla de Alcotas.

En el anticlinal de Boniches, aunque predominan los conglomerados también existen niveles de areniscas. Los conglomerados se presentan como depósitos de carga residual con una grosera laminación inclinada o bien desorganizados, aunque con los clastos en contacto. Las areniscas tienen estratificación paralela y estratificación cruzada de pequeña y gran escala (de **ripples** y dunas respectivamente).

A escala de afloramiento se distinguen unidades secuenciales relativamente potentes (fig. 2b) de alrededor de 4 m de espesor, separadas por cicatrizes de tendencia horizontal, pero que se pierden en sentido lateral. Estas unidades secuenciales tienen dos términos, uno inferior conglomerático y otro superior de areniscas, este último de escasa continuidad lateral y una potencia media de 40 cm. Cada uno de los términos conglomeráticos está a su vez constituido por pequeños canales imbricados.

Esta unidad litológica puede ser interpretada como facies proximales de un abanico aluvial. Los caracteres estructurales y geométricos de las unidades secuenciales y la continuidad lateral y la geometría tabular de toda la unidad serían los puntos de apoyo para esta interpretación. Estas facies proximales tendrían un modelo de canales entrecruzados (**braided**).

En la Rambla de Alcotas el tramo conglomerático se apoya discordantemente sobre el Paleozoico. En esta localidad está también constituido por canales, aunque la anchura es algo mayor que la de los canales de Boniches.

Litofacies heterolítica intermedia (B)

El único afloramiento completo es el de la Rambla de Alcotas (fig. 3a). En el anticlinal de Boniches y Pico Ranera sólo existen pequeños afloramientos muy discontinuos y en Landete sólo aflora la parte superior de este tramo.

Existen dos grandes grupos de asociaciones de facies, las que constituyen el relleno de canales y las no canalizadas.

En el relleno de los canales están presentes las siguientes estructuras: depósitos de carga residual, sets tabulares individuales de gran escala, estratifica-

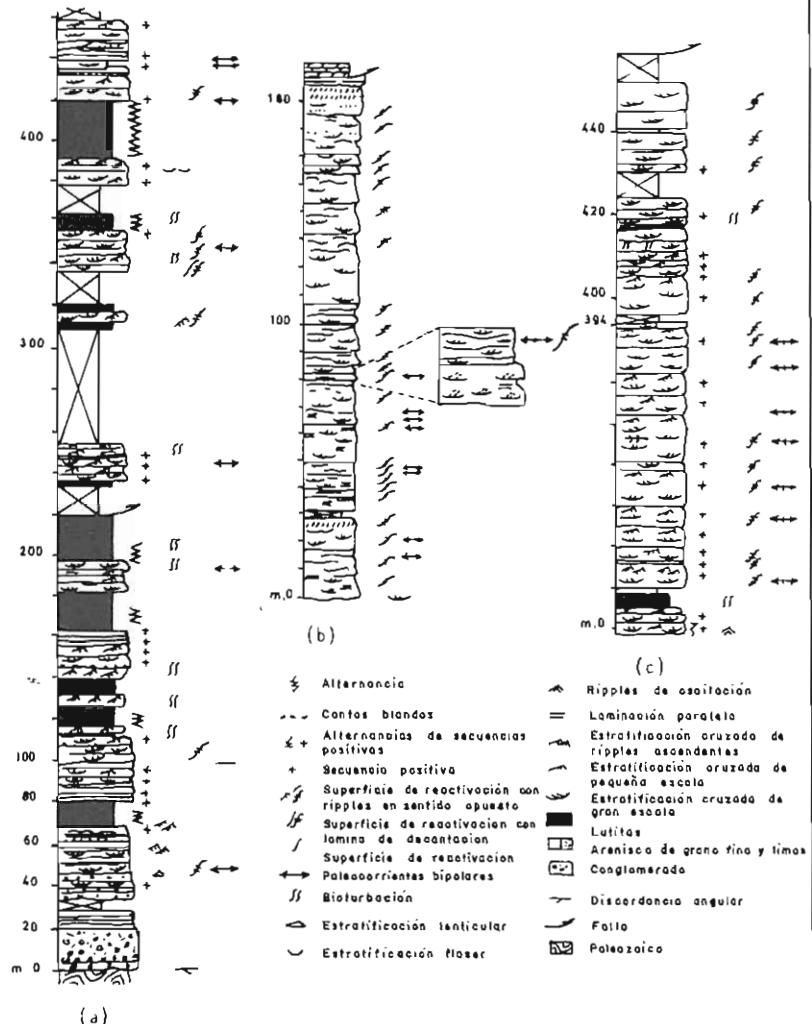


Fig. 3.—Columnas de la F. Buntsandstein. (a) Litofacies heterolítica (Rambla de Alcotas). (b) Litofacies de areniscas de la columna de Boniches. (c) Litofacies de areniscas de la Rambla de Alcotas.

ción paralela, estratificación cruzada de pequeña y gran escala, estratificación de **ripples** ascendentes (**climbing ripples**) y estratificación **flaser**.

Las facies canalizadas se presentan de dos maneras, individualizadas dentro de la matriz lutítica (Landete), o bien están relacionadas en sentido vertical con otros canales que a veces erosionan parte del subyacente (Rambla de Alcotas).

La tendencia general de los canales es la de estar llenados por secuencias positivas, tanto si se presentan aislados, como imbricados.

El mayor volumen de las facies no canalizadas lo constituyen las lutitas masivas. En menor proporción existen niveles de areniscas de grano fino con estratificación lenticular, estratificación **flaser**, laminación paralela, estratificación cruzada de pequeña escala y dunas cuya morfología, aunque algo modificada, se conserva. Estos niveles de areniscas alternan con las lutitas, y su geometría es tabular o bien su base es plana y su techo ondulado o convexo. Su base es neta, aunque no erosiva.

En muchas ocasiones las areniscas están total o parcialmente bioturbadas, pero en otras se identifican secuencias positivas, entre ellas la formada por estratificación **flaser** y estratificación lenticular es la más frecuente. Las lutitas se sitúan al techo de estas secuencias o bien se presentan solas entre los cuerpos canalizados.

A grandes rasgos tanto en Landete, como en la Rambla de Alcotas, esta litofacies presenta características análogas, como son la presencia de canales y de sedimentos finos probablemente relacionados genéticamente con ellos. Estos canales eran más importantes en la serie de la Rambla de Alcotas, tanto por su abundancia como por su escala. La geometría de los canales que se presentan aislados, de base cóncava y techo horizontal, es propia de canales de baja si- nuosidad. Los canales que se encuentran asociados verticalmente pueden ser atribuídos a un modelo **braided**, la imbricación lateral de estos canales también ha sido observada a escala de afloramiento.

Las características de estos sedimentos son en gran parte semejantes a las de los ambientes fluviales continentales, como son los paleocanales en los que hay un predominio de paleocorrientes unidireccionales y las lutitas masivas que pueden ser interpretadas como los depósitos de desbordamiento dentro del mismo sistema deposicional. Sin embargo, en muchas ocasiones la estratificación cruzada muestra una geometría y aspecto asociados que son propios de los ambientesmareales como son las superficies de discontinuidad o reactivación que separan haces o abanicos de láminas, A veces sobre estas superficies existen láminas de decantación y **ripples** que migran en sentido opuesto o semejante al de las láminas de gran escala. También se han observado secuencias horizontales de aumento o disminución de la anchura de los abanicos de láminas separados por las superficies de reactivación, sobre todo en el afloramiento de Landete. Todos estos aspectos parecen indicar la presencia de corrientes de marea.

También las facies no canalizadas presentan una asociación de facies típica de las llanuras de marea. Por todos estos caracteres esta llanura fluvial puede situarse en un medio de transición, donde el rango mareal es lo suficientemente importante como para modificar la estratificación cruzada de origen fluvial, y rebasar, posiblemente en los estados de flujo, los márgenes de los canales, condicionando que las áreas comprendidas entre éstos adquieran algunas características de facies propias de las llanuras de marea.

Litofacies de areniscas (C)

Esta asociación es la que presenta las características más homogéneas en todo el área de la Hoja de Liria, incluido su sector oriental. Destaca de esta asociación la ausencia de arcillas y el predominio de la estratificación cruzada en arena fina. Las estructuras presentes son las siguientes: depósitos de carga residual, **sets** tabulares, laminación paralela, estratificación cruzada de gran escala, estratificación de **ripples** ascendentes y localmente **ripples** de oscilación. La estratificación cruzada de pequeña escala y los **ripples** ascendentes son sobre todo frecuentes en la serie de la Rambla de Alcotas.

La estratificación cruzada de gran escala es la estructura más abundante, puede estar constituida por arena gruesa, en ocasiones con cantos blandos, y por arena media a fina. Cuando la granulometría es media a fina, que es el hecho más frecuente, los **sets** suelen estar formados por abanicos de láminas, separados por superficies de discontinuidad o de reactivación, que a veces aumentan o disminuyen de espesor en sentido lateral, las láminas son asintóticas en la base y las dunas tienen **bottom sets** bien desarrollados, con estratificación cruzada de pequeña escala. En ocasiones se observan **ripples** que presentan un sentido de migración opuesto o concordante con el de las dunas. Los **cosets** o **sets** pueden a su vez estar limitados por suaves superficies de erosión onduladas (cónicas y convexas) que dan al afloramiento un aspecto canalizado, semejante al de los depósitos fluviales de tipo **braided**. La estratificación cruzada presenta con frecuencia paleocorrientes bipolares que en ocasiones han podido ser medidas en el mismo nivel.

Esta unidad fundamentalmente arenosa está formada por la acumulación de cuerpos de geometría tabular. Los límites de los cuerpos tabulares son superficies de tendencia horizontal, netas o erosivas. Cuando son erosivas la unidad subyacente a la cicatriz suele comenzar con estratificación cruzada de gran escala constituida por arena gruesa.

Otro aspecto que destaca en los cuerpos tabulares es la presencia de las suaves superficies de erosión que dan un aspecto ondulado a los límites entre los **cosets** y los **sets** de estratificación cruzada.

A pesar de que esta asociación es macroscópicamente homogénea existen algunas diferencias locales entre la presencia de determinadas facies y organización secuencial.

Las unidades secuenciales son fácilmente detectables a escala de afloramiento. En la serie de Landete sólo afloran 20 m de esta asociación y por lo tanto no podemos establecer analogías o diferencias con el resto de los afloramientos. Las columnas de la Rambla de Alcotas y de Boniches sí presentan, cada una de ellas, una organización secuencial ligeramente diferente.

En la columna de Boniches (fig. 3b) la potencia de las secuencias, que coincide con la de los cuerpos tabulares, oscila generalmente alrededor de 5 m y está formada de muro a techo en primer lugar por un intervalo de estratificación cruzada de gran escala, en arena gruesa o media, donde no son ostensibles las superficies de reactivación, aunque sí se han medido paleocorrientes opuestas. En este intervalo basal suele encontrarse laminación paralela. Sobre este intervalo se apoya otro formado también por estratificación cruzada de gran escala

en arena media a fina, con superficies de reactivación, superficies de erosión onduladas, paleocorrientes bipolares y ocasionalmente **herring bones**.

En la columna de la Rambla de Alcotas (fig. 3c) no existe el intervalo de granulometría más grosera, sin embargo, a techo de la estratificación cruzada de gran escala existe un **coset** de estratificación cruzada de pequeña escala.

Las características geométricas que presenta la mayor parte de las estratificación cruzada de gran escala es semejante a la descrita en ambientes actuales intermareales por KLEIN (1977) y TERWINDT (1981) en regímenes de marea que oscilan entre el meso y macromareal. La presencia de múltiples superficies de erosión son también propias de este ambiente de sedimentación (KLEIN, 1977; TERWINDT, 1981).

Litofacies heterolítica superior (D)

Esta asociación de facies constituye el tránsito a las facies Muschelkalk y está representada por la columna de Barranco de Agua Mala (fig. 4a). Es una asociación heterolítica constituida fundamentalmente por lutitas y en menor proporción por areniscas con encostramientos de carbonatos y niveles carbonatados.

Los niveles lutíticos son masivos, a veces ligeramente bioturbados y con nódulos, posiblemente de sustitución de anhidrita primaria.

La estructura de los niveles de arenisca es la estratificación lenticular, que ocupa intervalos de hasta 2 m de espesor. Esta facies está bioturbada y generalmente presenta **tepees**.

Los niveles carbonatados alcanzan un desarrollo de más de 1,5 m. Están formados por láminas estromatolíticas y en ocasiones por brechas recementadas y cantes blandos. El límite inferior de las capas suele ser irregular, por la presencia de pequeños canales a los que se adaptan las láminas estromatolíticas.

En sentido vertical las secuencias van evolucionando progresivamente. En la base de la columna no existen los niveles carbonatados y la secuencia está constituida por un intervalo de estratificación lenticular en la base que progresivamente va pasando a lentes de arena más aislados en la matriz lutítica. Hacia el techo las secuencias están formadas por estratificación lenticular, con escaso contenido de arena y los niveles carbonatados con láminas estromatolíticas.

Estas características de facies, relacionadas con su contexto de transición a las facies Muschelkalk, pueden interpretarse como relacionadas con la zona más alta de una llanura de marea (intra a supramareal).

Los datos que poseemos de las facies Buntsandstein son muy escasos, si tenemos en cuenta la extensión geográfica que intentamos abarcar. Los afloramientos son sobre todo escasos para las asociaciones A, B y D, y relativamente abundantes para la asociación C que es la más homogénea.

En conjunto se puede reconocer un gran ciclo transgresivo-regresivo, aunque en la Rambla de Alcotas pueden identificarse algunos rasgos de retoque marino desde la base de la serie. El máximo de la transgresión corresponde a la asociación C, la asociación de facies D, sobre la asociación C indican una rápida regresión al techo de la facies Buntsandstein.

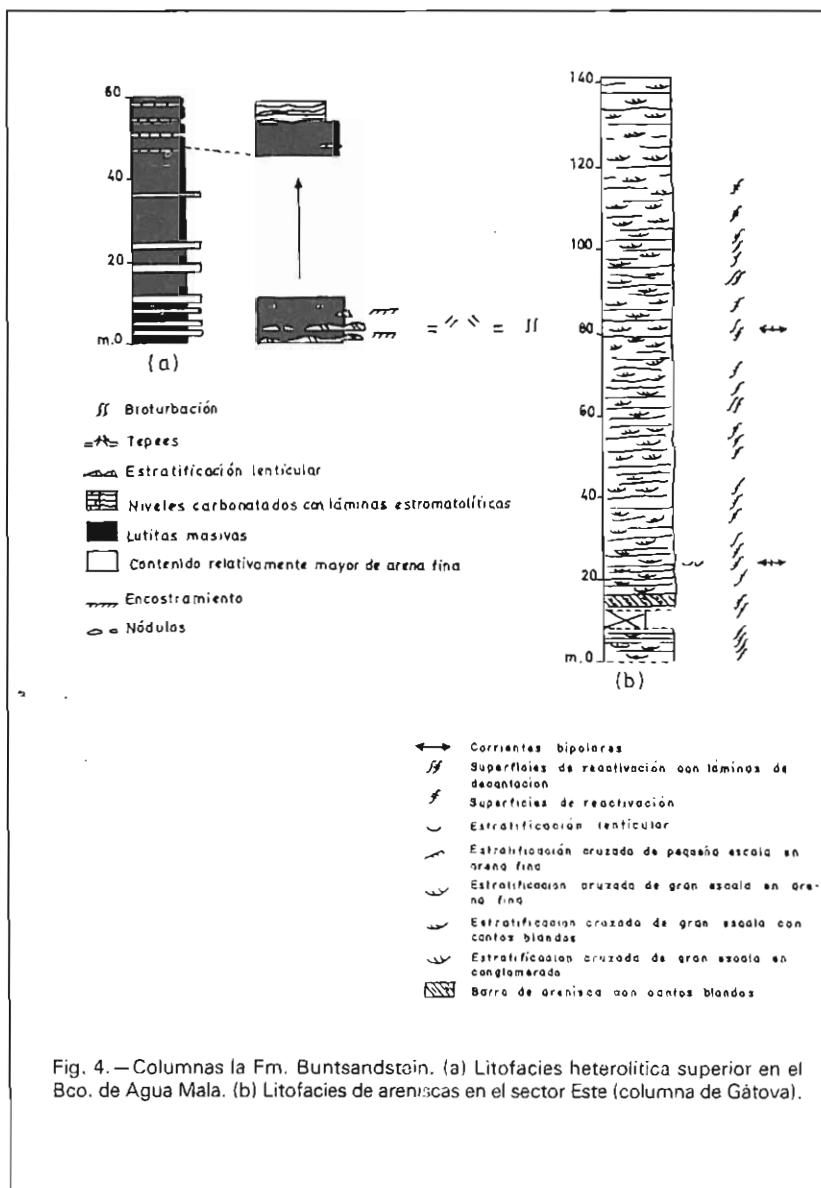


Fig. 4.—Columnas la Fm. Buntsandstein. (a) Litofacies heterolítica superior en el Bco. de Agua Mala. (b) Litofacies de areniscas en el sector Este (columna de Gátova).

1.2.1.2. Sector Este

En el sector Este de la Hoja de Liria y en zonas más orientales, las litofacies descritas en el sector Oeste y Centro cambian notablemente de posición vertical. La litofacies de arenisca que en el sector descrito anteriormente se situaba hacia el techo o tercio superior, se encuentra ahora en el centro de la sucesión vertical, entre dos tramos heterolíticos.

Este sector se caracteriza no solamente por un cambio litológico con respecto al sector Oeste y Centro, sino también por una mayor fracturación y diagénesis de los sedimentos. Debido a esta fracturación desconocemos la potencia de las facies Buntsandstein en este sector, aunque sólo el tramo medio de areniscas y el tramo heterolítico superior superan los 300 m de espesor.

La litofacies de arenisca es muy semejante a la del sector precedente, aunque no se distinguen las mismas unidades secuenciales. En Gátova (fig. 4b) esta unidad es prácticamente una sucesión de *cosets* de estratificación cruzada de gran escala, en arena fina, separados por superficies netas horizontales de gran continuidad lateral y por otras onduladas semejantes a las que se encuentran en la mitad superior de las secuencias de la columna de Boniches. Las características de la estratificación cruzada son también similares.

En el tramo heterolítico superior de este sector se identifican cuerpos de areniscas canalizados y otros tabulares que alternan con o están incluidos en una matriz lutítica muy bioturbada. También los cuerpos arenosos están muy bioturbados y en ellos sólo se identifican parcialmente las estructuras sedimentarias.

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

El Muschelkalk está constituido en la mayor parte de la Hoja 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. 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 área central de la Hoja (sector de Chelva), observación que es recogida posteriormente por DUPUY y MARIN (1968) y confirmada por ASSENS, et al (1973).

En la región occidental no se ha podido encontrar hasta el momento una sección completa y original que muestre los tres tramos en su sucesión original (VIALLARD, 1973). No obstante puede deducirse a partir de la existencia de un tramo carbonatado inferior, que se apoya directamente sobre el Buntsandstein, y un tramo carbonatado superior que se intercala entre dos formaciones arcilloso-evaporíticas de diferentes edades, una inferior ("tramo medio") de edad Ladiense y otra superior (Keuper) de edad Carniense (BOULOUARD y VIALLARD, 1981). Estos datos están basados en el estudio de la microflora, ya que aunque la fauna de Pelecípodos y Gasterópodos es bastante frecuente y abundante, al

menos en cuanto al número de ejemplares, parecen estar excesivamente ligadas al medio de depósito por lo que su utilización como fósiles característicos es bastante problemática.

El hecho de que el Muschelkalk, y especialmente su tramo superior, se encuentre con frecuencia en complicadas disposiciones tectónicas y 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 como la Fm. Dolomías tableadas de Imón, la Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña e incluso con los carbonatos del Jurásico medio.

Los resultados que se presentan en esta memoria se han obtenido a partir del estudio de 10 secciones de detalle y de los datos proporcionados por el sondeo de Ledaña perforado cerca del ángulo Suroeste de la Hoja. El sondeo de Perenchiza, situado a unos 15 Km al Oeste-Suroeste de Valencia se detuvo en el «grupo o zona de anhídritas» situado por encima del Muschelkalk.

1.2.2.1. *Tramo inferior del Muschelkalk*

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.

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 dolomías cristalinas. También se encuentran intercalaciones de margas y en mucha menor proporción brechas o dolomías brechoides, con frecuencia lateralmente discontinuas 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. En algunas secciones, como la de Chelva, se intercalan dolomías arenosas o areniscas con cemento dolomítico.

Los colores de las rocas son bastante variados, predominando 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, 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 e 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 de carbonatos. En ocasiones, la base puede estar constituida por una brecha, a veces dolomítica o con fragmentos de limolitas rojas o verdosas.

El contenido faunístico suele ser escaso y reducido en cuanto al número de especies, aunque el número de ejemplares puede ser elevado. Se han encontrado bivalvos, 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 *M. cf. cardiosoides*, por lo que atribuyen a este tramo una edad Anisiense superior.

Las estructuras sedimentarias encontradas en las rocas carbonatadas de esta unidad, son relativamente variadas. Una de las más abundantes es la laminación debida a algas (algal mat) o estructura estomatolítica, estando también presentes láminas rotas, *tepees*, porosidad fenestral y porosidad móldica de sales, grietas de retracción (mud cracks), 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 terrigenos.

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. 5a. En la parte inferior de la secuencia tipo se observa la presencia de cuerpos cuyo techo muestra geometría convexa (barras o pequeños shoals) y 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 subárea más o menos prolongada, que consisten en 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-cracks).

La segunda de las secuencias mencionadas corresponde a la agrupación de términos en los que aparecen, característicamente, poros provenientes de la di-

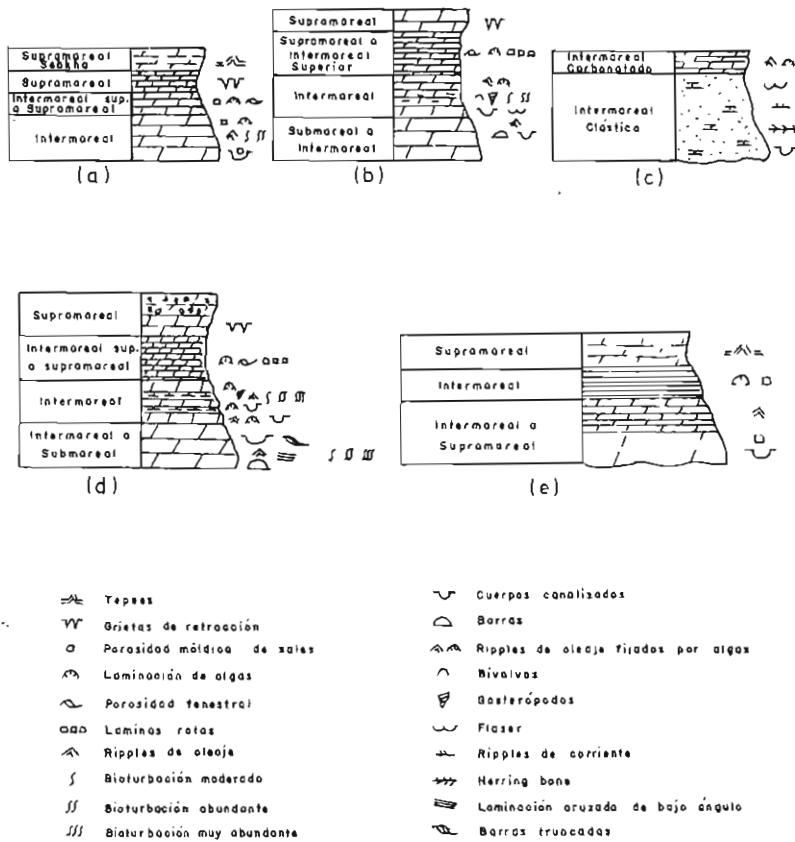


Fig. 5. — Secuencias tipo de los tramos inferior (a, b y c) y superior (d y e) del Muschelkalk.

solución de sales, testigos de la existencia de un ambiente hipersalino durante su depósito. La secuencia tipo que puede verse de una forma gráfica en la figura 5b muestra en su parte inferior la presencia de cuerpos canalizados con porosidad móldica de sales en los sedimentos que los rellenan y que corresponden 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 exposión subárea suficientemente prolongada.

Los términos superiores de la secuencia corresponden a depósitos supramareales, con largos períodos de exposición subárea, como lo pone de manifiesto la presencia de grietas de retracción (**mud-cracks**) y depósitos con **tepees**, estructura que para algunos autores representa depósitos supramareales a llanura salina o **sabka**.

La tercera de las secuencias tipo encontradas en el tramo inferior del Muschelkalk, que corresponde a un ambiente sometido a intenso aporte clástico puede verse de una forma gráfica, en la fig. 5c. Un ejemplo de este tipo de secuencias está presente en el corte de Chelva.

El término inferior es fundamentalmente clástico, constituido por areniscas con cemento dolomítico, con la base canalizada y por encima estructuras **herring-bone**, **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 del Muschelkalk*

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.

A pesar de ello, pueden distinguirse dos grandes grupos de facies dentro del área reconocida. El primero de ellos es el que podría denominarse «tipo Chelva», el cual es de naturaleza arcilloso-evaporítica y a su vez el que más abunda en la región. Es fácilmente comparable con el que se ha denominado «tramo rojo» o «capas rojas intermedias» o «margas del Trías medio» o «**Anhydritgruppe**», que aflora en gran parte de la Cordillera Ibérica y Catalana. Por otra parte puede distinguirse otro grupo de facies «tipo Almedíjar», de naturaleza fundamentalmente margodolomítica, y por tanto bastante diferente al anterior, visible en la vecina Hoja de Valencia a escala 1:200.000.

La composición litológica es relativamente variada. Es frecuente que esté constituido por arcillas versicolores, con frecuencia gris, verdosas a violáceas, yesíferas y/o con intercalaciones de yesos, así como de carbonatos muy alterados. También se encuentran limos carbonatados blanquecinos muy alterados, margas rojizas a verdosas y calizas margosas y calizas oquerosas y masivas.

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 (1921) datan mediante microflora varios afloramientos del tramo medio del Muschelkalk en el noroeste del área estudiada, asignando a las «margas del Triás medio» una edad Ladinense.

El depósito de la facies «tipo Chelva» se ha podido llevar a cabo en la llanura supramareal próxima al litoral de tipo **sebkha** costera. En esta llanura se situaban extensas depresiones que, debido a la inundación ocasional por agua del mar originaban charcas (**ponds**), generalmente endorreicas, donde se llevaba a cabo la sedimentación de materiales arcillo-limosos a depósitos clásticos finos y evaporíticos de tipo **playa-lake**.

Por otra parte, el tramo medio del Muschelkalk representado por las facies carbonáticas de «tipo Almedijar» refleja un ambiente mixto de tipo llanura marea real carbonatada, adyacente a los depósitos de tipo **sebkha** costera, descrito anteriormente y a los depósitos arcillosos de charcas (**ponds**) inter y/o supramareales. La presencia de facies carbonatadas constituyendo la totalidad o 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 marea real carbonatada, en algunas de las áreas.

1.2.2.3. *Tramo superior del Muschelkalk*

Sobre el tramo medio, se dispone un conjunto fundamentalmente dolomítico con algunas intercalaciones margosas, que constituye la «barra» superior del Muschelkalk.

Está constituido fundamentalmente por dolomías, encontrándose en menor proporción niveles margosos y calizas, calizas margosas y dolomías margosas y arcillosas.

Las dolomías suelen disponerse bien estratificadas en capas finas a medias y gruesas, aunque en ocasiones se encuentran tramos masivos a mal estratificados. Los colores son variados, predominando los tonos grises, aunque también son frecuentes los colores de oxidación tales como beiges, marrones, ocres, rojizos, etc. A veces, especialmente cuando la estratificación es fina y muy fina, los niveles son nodulosos, tomando aspecto de estratificación ondulada (**wave stratification**).

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 como por ejemplo Víllora y Montserrat, se han encontrado ejemplares de Mytilídos. En menor proporción, y con frecuencia asociados a los Bivalvos, aparecen Gasterópodos y en ocasiones Crinoides como en Montserrat y en Henarejos, don-

de también han aparecido restos de Vertebrados. Los ichnofósiles también son muy frecuentes, encontrándose abundantes pistas de actividad animal.

BOULOUARD y VIALLARD (1981) estudian varios cortes en la parte noroccidental del área estudiada y en base a los datos de microflora llegan a la conclusión de que el tramo superior del Muschelkalk, al igual que el tramo medio parece tener una edad Ladinense, ya que atribuyen una edad Carniense a las arcillas yesíferas del Keuper.

Las estructuras sedimentarias presentes en este tramo 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.

Estas estructuras 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 fig. 5d muestra una representación gráfica de la secuencia tipo para los sedimentos depositados en condiciones de salinidad normal. 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 en los que pueden observarse con frecuencia abundantes Bivalbos y Gasterópodos de pequeña talla y concha fina. 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, representantes del ambiente intermareal situado entre las charcas y normalmente fuera del sistema de drenaje.

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 cantes 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 hipersalinas. Una representación gráfica de este tipo de secuencias puede observarse en la fig. 5e.

El término basal está constituido por cuerpos canalizados que presentan porosidad mólica de sales, depositados en las escasas porciones canalizadas de la llanura de mareas hipersalina. Usualmente a este término se superpone un tramo con **ripples** de oleaje y por encima laminaciones de algas que suelen tener porosidad mólica 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 abigarradas y yesos (Tk). Facies Keuper

El Triásico Superior de la Hoja de Liria está constituido en la base por las litologías arcillo-evaporíticas típicas de la facies Keuper y a techo por una unidad carbonatada marina (Fm. Imón), atribuida frecuentemente al Rhetiense en la literatura.

En la fig. 6 se muestra la división en unidades y secuencias deposicionales de estos materiales del Triásico superior. El hecho más destacable es la presencia en el sector valenciano de la Cordillera Ibérica, así como del Dominio prebético, de dos series evaporíticas claramente diferenciadas en la facies Keuper, interrumpidas por una serie detritica 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. Las diferentes unidades litoestratigráficas se agrupan en dos secuencias deposicionales: al techo, la del Triásico superior, que presenta un carácter detritico 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 marcada subsidencia diferencial que permite la acumulación de sal en muchas cubetas.

La máxima expansión de medios sedimentarios, en general arcillo-evaporíticos y de origen muy somero, se produce durante la secuencia deposicional del Triásico superior. Este hecho se manifiesta en la Cordillera Ibérica y en toda Europa occidental y África del N. La fig. 7a y b esquematiza la progresión de medios que supone la secuencia deposicional referida tal como se observa en la Hoja de Liria, en transgresión sobre un elemento positivo de tipo macizo o meseta hercínica.

| CRONOES- TRATIGRA- FICAS | | U N I D A D E S L I T O E S T R A T I G R A F I C A S (informales) | | | Series | Secuencias deposicionales |
|--------------------------------|-------------|--|----------|---|-------------------------|---|
| TRIASICO | KARNIENSE | GRUPO RENALES | | Fm. Imón | | |
| NORIEN- SE (?) | K E U P E R | | | | Carbonatada terminal | del TRIASICO SUPERIOR (evaporitico- carbonatado) |
| | K E U P E R | Medio | Superior | Fm. Yesos de Ayora (K 5) Fm. Arcillas yesíferas de Quesa (K 4) | Evaporitica superior | |
| | K E U P E R | Medio | Superior | Fm. Arcillas de Cofrentes (K 3) Fm. Areniscas de Manuel (K 2) | Detrítica intermedia | |
| | K E U P E R | Medio | Superior | Fm. Arcillas y Yesos de Jarafuel (K 1) | Evaporitica inferior | del Muschelkalk (superior)-Keuper inferior (carbonatado- evaporitico) |
| | | | | | | (Orti Cabo, 1982) |
| | | | | MUSCHEL KALK | | |

Fig. 6.—Unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales del Triásico superior del sector Valenciano (modificado de Orti Cabo, 1974, figs. 2 y 11).

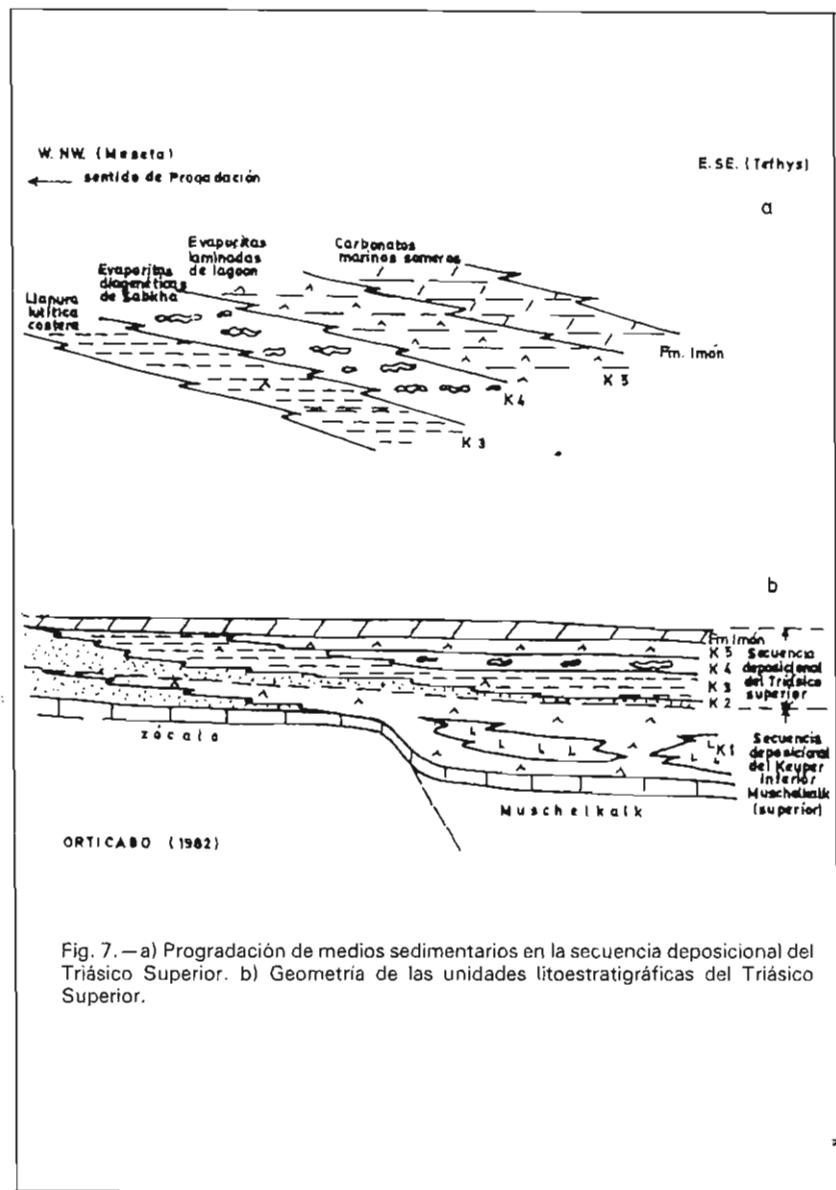


Fig. 7.—a) Progradación de medios sedimentarios en la secuencia deposicional del Triásico Superior. b) Geometría de las unidades litoestratigráficas del Triásico Superior.

1.2.3.1. *Fm. Arcillas y yesos de Jarafuel (K1)*

La serie evaporítica inferior del Keuper (K1) se distingue de la superior por el tono gris y amarillento de la primera, frente al rojizo de la segunda. La serie inferior es además más potente (hasta 200 m ?) 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 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 lítofacies 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.

1.2.3.2. *Fm. Areniscas de Manuel (K2)*

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

1.2.3.3. *Fm. Arcillas de Cofrentes (K3)*

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

1.2.3.4. *Fm. Arcillas yesíferas de Quesa (K4)*

La 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 vadosecapilar. Diferentes minerales autigénicos (cuarzos rojos bipiramidados, aragonitos) acompañan a estas evaporitas de matriz arcillosa rojiza (menos frecuentemente gris). En el 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.

1.2.3.5. *Fm. Yesos de Ayora (K5)*

Está formada por capas de yesos laminados y en menor proporción nodulares, de tonos blancos y grises y de distribución regional algo más discontinua que las formaciones anteriormente descritas. 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 1976), aunque su significación es incierta.

En la fig. 8 se muestra la posible equivalencia lateral entre este corte tipo del Triásico superior en esta zona y el mostado por CASTILLO HERRADOR (1974) en los sondeos del surco de Ledaña-Carcelén, dentro de la amplia cuenca triásica de Valencia-Cuenca. El hecho más destacable de dichos sondeos es la presencia, al igual que en la cuenca del Ebro, la de Aquitania o de la plataforma sahariana, de una tercera serie evaporítica, muy potente y principalmente anhidrítica («zona de anhidrita»), cuya edad es difícil de precisar y que se supone comprensiva del Keuper y del Lías inferior. En realidad, esta serie corresponde propiamente a la del Hettangiense en el conjunto de cuencas citadas (serie evaporítica del Hettangiense de la cuenca de Aquitania) y queda separada de la serie evaporítica superior del Keuper por algún episodio dolomítico o arcilloso-dolomítico de edad probable Rethiense o Retho-Hettangiense (Fm. Imón en las cuencas de Valencia-Cuenca y del Ebro). Sin embargo, cuando localmente la Fm. Imón está ausente, lo cual podría ocurrir preferentemente hacia el centro de la cuenca, la distinción entre la serie evaporítica superior del Keuper y la del Hettangiense es problemática. El desarrollo considerable de las evaporitas de la serie del Hettangiense pasa en sentido lateral, probablemente, a carbonatos intercalando evaporitas en las zonas menos subsidentes o «altos». La disolución de los niveles anhidríticos entre las capas carbonatadas da lugar a colapsobrechas («carniolas»), presentes dentro del conjunto de litologías variadas que presenta la Fm. Imón.

Cortes de Tajuña.

Como en otras cuencas europeas con Triásico de tipo germánico, la edad de las dos series evaporíticas del Keuper valenciano parece ser carniense en su totalidad (SOLE DE PORTA y ORTI CABO, 1982). 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 *Camerospores secatus*» de VISSCHER AND KRYSTYN (1978) y más exactamente dentro de la «palinoflora *secatus-densus*» en el sentido de BESEMS (1981 a y b).

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 y GOY (1979) a partir del estudio de los afloramientos de esta Hoja y áreas vecinas. Un resumen de

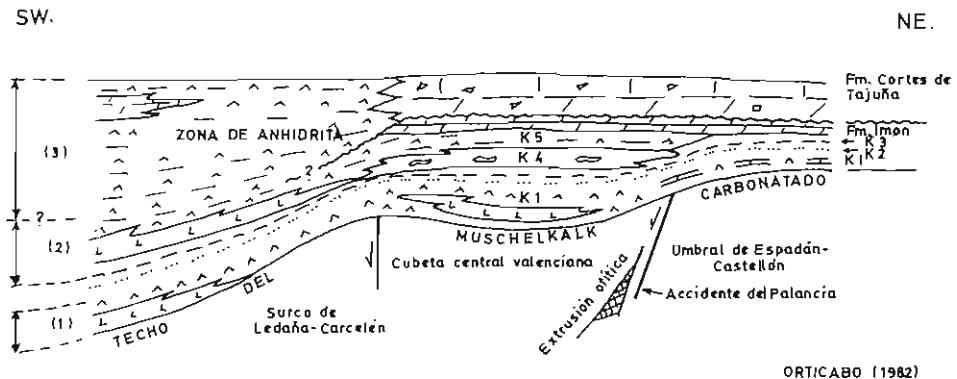


Fig. 8. — Correlación hipotética, sin escala, entre el corte tipo del Triásico Superior en los diferentes dominios de la cuenca de Valencia-Cuenca, en un corte de SW-NE. (1). Serie evaporítica del Keuper Inferior. (2) Serie evaporítica del Keuper Superior. (3) Serie evaporítica del Hettangense (Keuper-Lias Inferior), cuyo límite inferior es impreciso.

estas unidades, las cuales serán utilizadas en la descripción de estos sedimentos en esta memoria, se expone de una forma gráfica en la fig. 9.

Para la descripción e interpretación de las diferentes unidades del Jurásico en facies carbonatadas se han estudiado 35 cortes de detalle cuyo nombre y extensión estratigráfica pueden verse en la fig. 10. Asimismo se han tenido en cuenta los datos proporcionados por los sondeos de Ledaña y Perenchiza.

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

Se distinguen las siguientes unidades:

1.3.1.1. Tramo de transición (unidad informal)

Esta unidad se apoya directamente sobre el Keuper marcando la base de la sección carbonatada de edad Triásico «terminal» - Jurásico (fig. 9). Dentro de la Hoja puede ser observado en muy pocas áreas, como por ejemplo en la de Chelva-Domeño, 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 deposicional 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 oquerosas. 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 depósito, al menos en 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

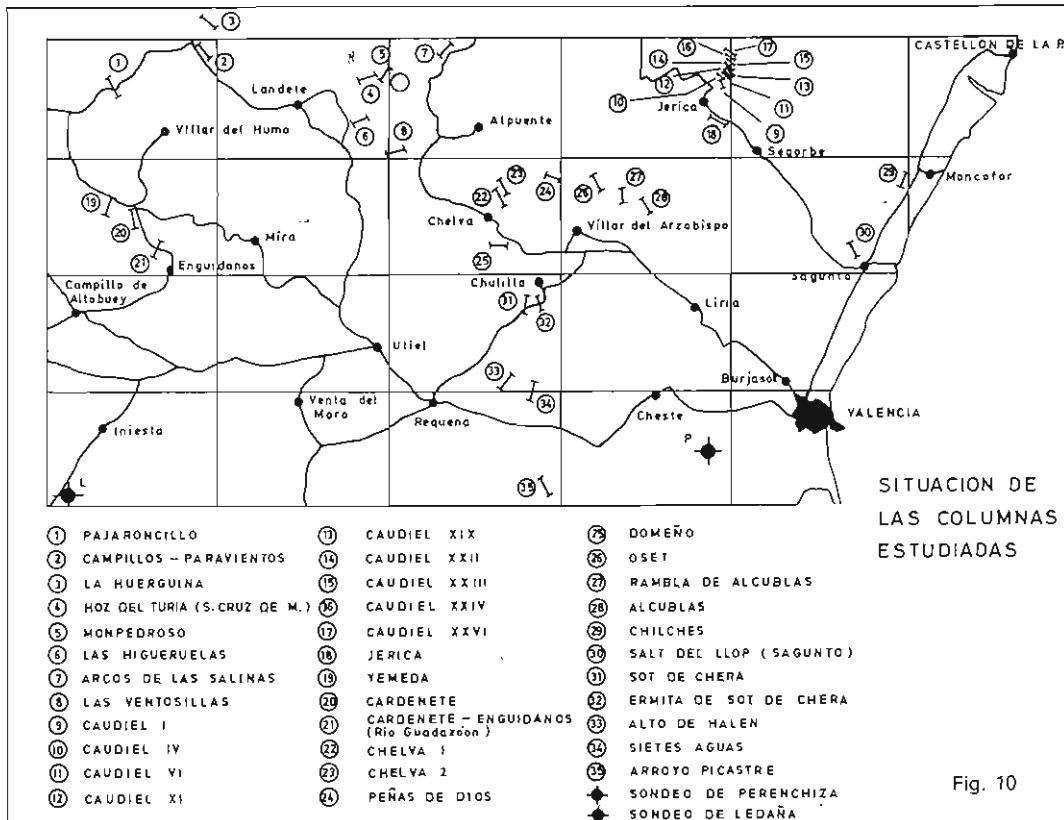
Está constituida por un conjunto de rocas carbonatadas, en su mayor parte brechas mal estratificadas en bancos gruesos a masivas, oquerosas y de tonos grises a amarillentos o rojizos. Su espesor total sólo ha podido medirse en los cortes de Chelva y Siete Aguas (unos 70 y 50 m, respectivamente) aunque en algunas secciones su espesor parcial supera los 80 m. Únicamente 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

| UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS | | |
|--|---|---------------------|
| JURASICO SUPERIOR KIMERIDIENSE | Fm. CALIZAS CON ONCOLITOS DE MIGUERUELAS | |
| JURASICO MEDIO KIMERIDIENSE | FORMACION RITMITA CALCAREA DE LORIGUILLA | |
| JURASICO MEDIO KIMERIDIENSE | Fm. MARGAS DE SOT DE CHERA MIEMBRO CALIZAS CON ESPONJAS DE YATOVA CAPA DE OOLITOS FERRUGINOSOS DE ARROYOFRIJO "PARTE MEDIA" (informal) oolitos ferruginosos y/o fosfáticos | GRUPO TURIA |
| JURASICO INFERIOR HETELIANO - PLEISTOCENO | MIEMBRO CALIZAS MODULOSAS DE CASIMOS Fm. ALTERHANCIA DE MARGAS Y CALIZAS DE TURMIEL Fm. CALIZAS BIOCLASTICAS DE BARAHONA Fm. MARGAS GRISES DE CERRO DEL PEZ | GRUPO ABLANQUEJO |
| JURASICO HETELIANO - PLEISTOCENO | FORMACION CALIZAS Y DOLOMIAS TABLEADAS DE CUEVAS LABRADAS | GRUPO RENALES |
| TR. S. - ? | Fm. CARNIDAS DE CORTES DE TAJURA Fm. DOLOMIAS TABLEADAS DE IMOM TRAMO DE TRANSICION | |

Fig. 9. – Cuadro con las unidades litoestratigráficas del Jurásico, definidas en la Cordillera Ibérica y utilizadas en este trabajo.

el sondeo de Perenchiza es de 1.147 m, y en el de Ledaña de 806 m. En ambos casos los tramos salinos contienen intercalaciones de dolomías, calizas dolomíticas y arcillas. La disolución de estas sales durante las diferentes etapas diagénéticas ha provocado tanto la brechificación de los materiales carbonáticos, como su colapso. Entre los cantos de la brecha de los tramos sólo parcialmente colapsados o sin apenas colapsamiento pueden verse como estructuras más frecuentes, laminación de *ripples*, laminación de algas, láminas rotas, porosidad fenestral y estructuras «chicken-wire». Su depósito 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 depósito de carbonatos, quizás ligadas a etapas más húmedas, bajo un ambiente de llanura de mareas.



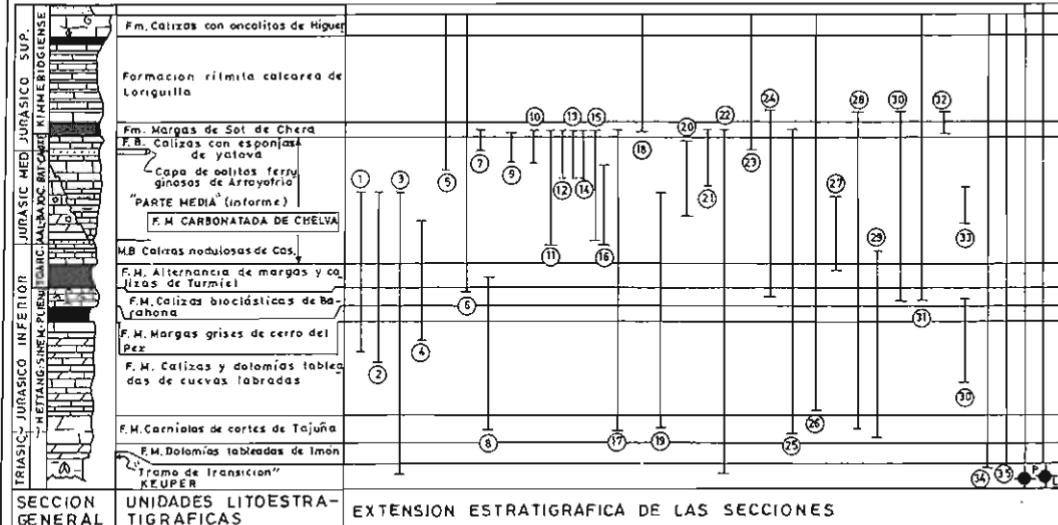


Fig. 10 bis.

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**, **wackestones**, **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 medias a gruesas, tomando ocasionalmente aspecto masivo. Localmente (Domeño, La Huerguina), algunos tramos de esta unidad se encuentran slumpedizados. El espesor de la Fm. Cuevas Labradas dentro de la Hoja puede variar entre los 100 m y poco más de 230 m en la parte centro-septentrional (fig. 11).

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

²⁵ Estas estructuras se ordenan en secuencias de somerización hacia arriba (**shallowing upward**) dentro de las cuales se pueden distinguir dos tipos, representados en la fig. 12 a y b. La primera de ellas representa depósitos formados bajo ambientes de salinidad normal (a) y la segunda (b) depósitos formados bajo ambientes hipersalinos.

El depósito de esta unidad se ha llevado a cabo en un ambiente submareal somero e intermareal, bajo condiciones de salinidad normal a hipersalino y supramareal. En líneas generales los términos intermareales altos y supramareales son más abundantes hacia la parte Sur y Oeste, mientras que los términos submareales y especialmente los de baja energía, abundan más hacia el Norte y el Este de la Hoja.

Además de las brechas de cantos planos, asociadas generalmente a los depósitos supramareales e intermareales altos, pueden encontrarse brechas intercaladas en diferentes partes de la secuencia, especialmente en el Sur (sección de Arroyo Picastre), debido a la erosión de posibles macizos emergidos (Macizo del Júcar). En esta área, algunos de los niveles margo-arcillosos contienen cuarzos bipiramidados con diferentes grados de rodaje que pueden intercalarse entre diferentes términos de la secuencia, representando asimismo el producto de la erosión de macizos emergidos.

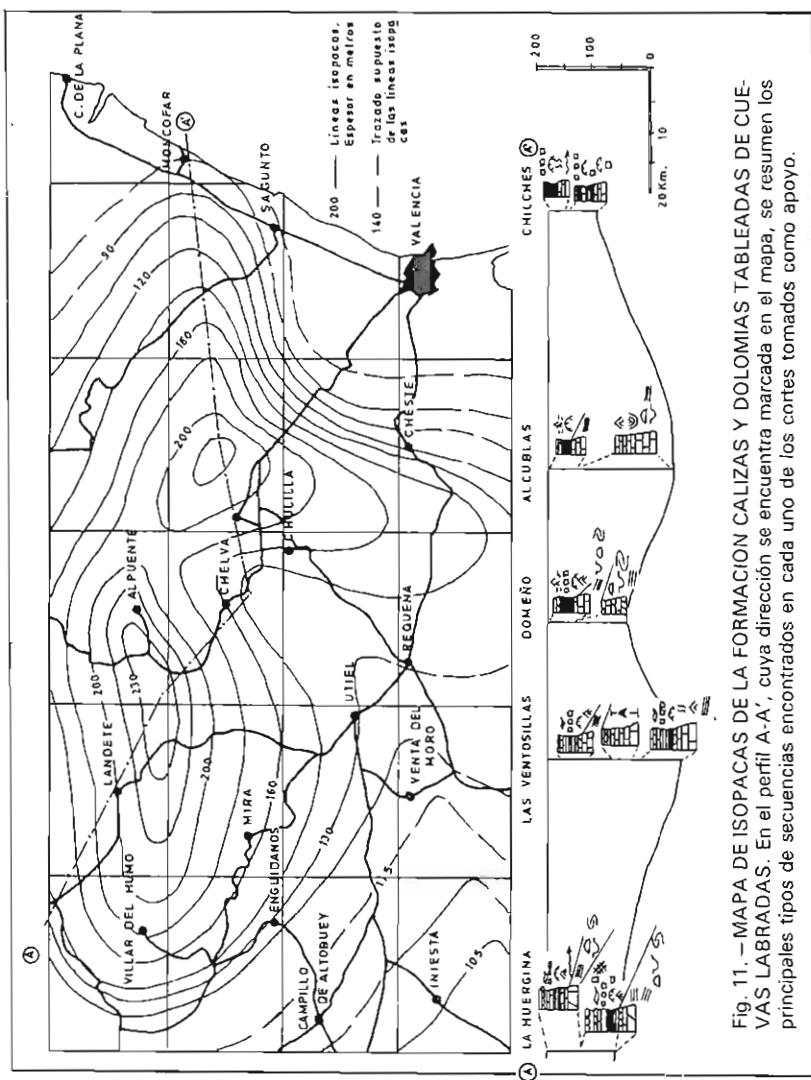


Fig. 11. - MAPA DE ISOPACAS DE LA FORMACION CALIZAS Y DOLOMIAS TABLEADAS DE CUEVAS LABRADAS. En el perfil A-A', cuya dirección se encuentra marcada en el mapa, se resumen los principales tipos de secuencias encontrados en cada uno de los cortes tomados como apoyo.

1.3.1.5. *Fm. Margas grises de Cerro del Pez*

Se encuentra únicamente en el ángulo Noroeste de la Hoja, estando ausente en el resto del área. Está constituida por margas grises a verdosas entre las que se intercalan algunos niveles finos de calizas **mudstones** de aspecto noduloso.

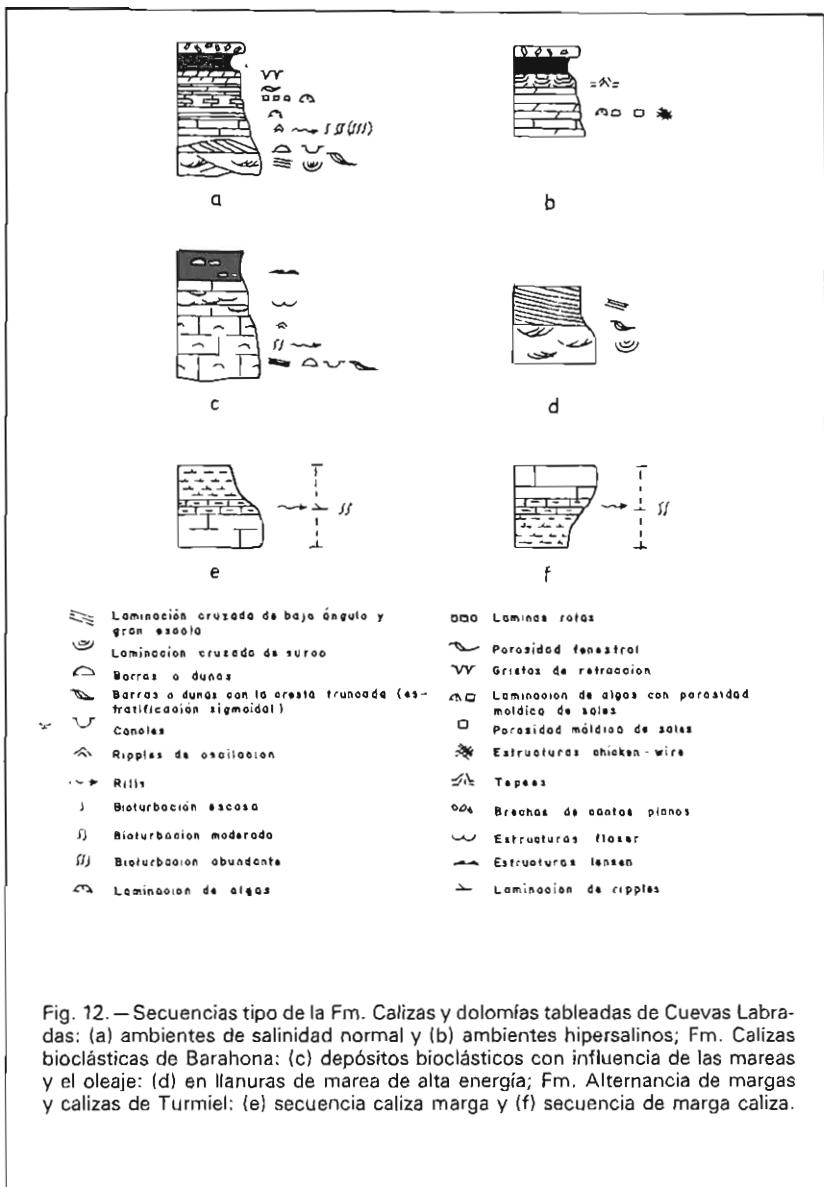


Fig. 12.—Secuencias tipo de la Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas: (a) ambientes de salinidad normal y (b) ambientes hipersalinos; Fm. Calizas bioclásticas de Barahona: (c) depósitos bioclásticos con influencia de las mareas y el oleaje; (d) en llanuras de marea de alta energía; Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel: (e) secuencia caliza marga y (f) secuencia de marga caliza.

En el corte de Yémeda y en similar posición estratigráfica, se encuentra un paquete de calizas **mudstone** grises a beiges en capas de 10 a 50 cm posible equivalente lateral de la unidad margosa.

El espesor de esta unidad dentro de la zona varía entre 0 y unos 7 m. No se han encontrado fósiles característicos, por lo que su edad es problemática. En el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica esta unidad se ha podido datar como Carxiense superior a Domeriense inferior.

Las pobres condiciones de afloramiento no permiten un estudio sedimentológico detallado. Basándose en datos regionales esta unidad podría haber sido depositada en un ambiente de plataforma interna de baja energía, indentándose con los depósitos de llanura de mareas de la Fm. Cuevas Labradas y los depósitos bioclásticos con influencia mareal de la Fm. Barahona.

1.3.1.6. *Fm. Calizas bioclásticas de Barahona. (Pliensbachiene p.p.)*

Esta unidad está presente en la mayor parte de la Hoja, excepto en su ángulo Suroeste (fig. 13a). Está constituida por calizas bioclásticas, normalmente **grainstones** a **packstones** de Ostreidos (**Gryphaea**) y Crinoides. En ocasiones contienen intercalaciones de margas y nódulos de sílex. Suelen disponerse bien estratificadas en capas de 1 a 6 m, aunque a veces sus planos de estratificación son irregulares a 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 algunas áreas, como en Caudiel, esta unidad puede contener intercalaciones de materiales volcánicos. Su espesor máximo se encuentra en la Hoja de Villar del Arzobispo, disminuyendo desde esta zona en todas direcciones hasta llegar a ser cero en el ángulo Suroeste de la Hoja.

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 Pliensbachiene superior (Domeriense).

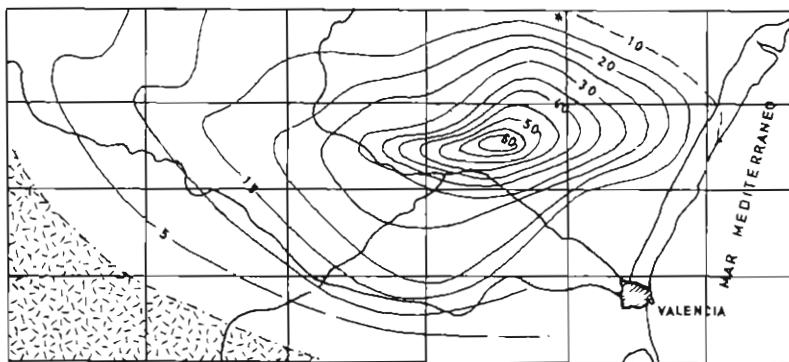
Entre las estructuras sedimentarias se encuentran algunos cuerpos con morfología de barras y canales estratificados y laminación cruzada planar de mediano a muy bajo ángulo, laminación cruzada de tipo surco, laminación cruzada de pequeña escala debida a **ripples** de oleaje, pequeños canales con concentración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

Estas estructuras sedimentarias se ordenan en dos tipos básicos de secuencias representadas gráficamente en la fig. 12 c y d.

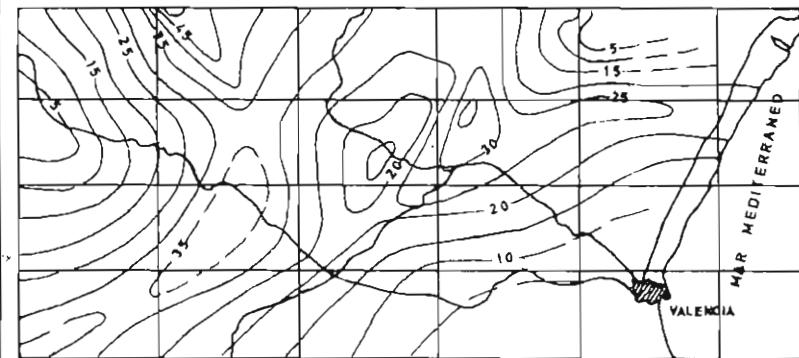
El depósito de esta unidad se ha llevado a cabo en un ambiente submareal a intermareal, correspondiente a una plataforma bioclástica de extensión que se para ambientes de **lagoon** y ambientes de plataforma abierta, creándose en ocasiones frentes playeros.

1.3.2. *Fm. Alternancia de Margas y Calizas de Turmiel (J2). Toarcienne 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 amari-



(a)



(b)

—36— Línea de isopacías. Espesor en metros

■ Presencia de rocas volcánicas intercaladas en la unidad

3-10-- Trajedo envejecido de los límites de integración

15 Arae en que la unidad se encuentra probablemente ausente

$\sigma = 0.5$: Límite probabili de la extensió de la unidat

Área en que la

Fig. 13. – Mapa de isopacas de la Fm. Calizas bioclásticas de Barahona (a) y Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel (b).

llentas, 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 **packstones**), especialmente hacia la parte inferior. Con frecuencia tienen aspecto noduloso y el espesor de las capas suele variar entre 10 y 30 cm.

Esta unidad está presente en toda el área, variando su espesor entre 5 y 35 m. (fig. 13b). En la parte Sur dominan las margas, siendo la Illita el mineral arcilloso predominante (Arroyo Picastre), mientras que en Caudiel (borde Norte) predomina Clorita, debido posiblemente a la presencia de componente volcánico. En el corte de Yémeda (zona Oeste), la unidad es fundamentalmente calcárea.

Es frecuente la presencia de Braquiópodos y aunque mucho más escasos también se han encontrado Ammonites, **Dactylioceras**, **Hildoceras**, **Hedoceras**, **Mercaticeras**, **Harpóceras** y **Phymatoceras** que marcan una edad Toarciense inferior y medio (parte).

Las estructuras sedimentarias son escasas. Se encuentran en ocasiones láminas de pequeña escalas debidas a **ripples** y 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 reordenación en ritmos caliza-marga o marga-caliza, dependiendo de si el contacto entre ambas litologías es transicional o brusco, como se muestra en la fig. 12 e y f.

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

1.3.3. Fm. Carbonatada de Chelva (J3). Toarciense medio - superior Oxfordiense superior

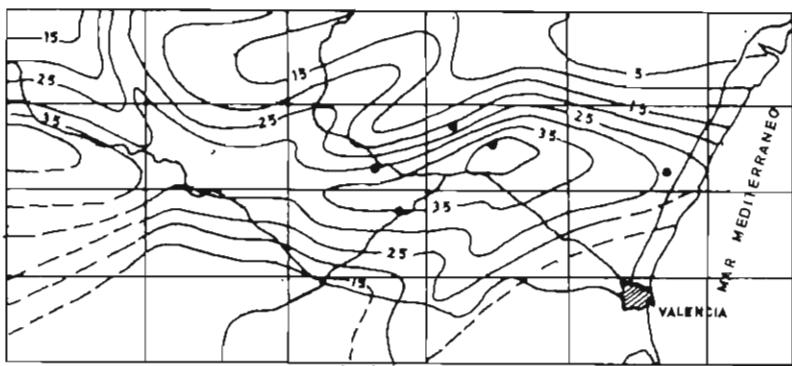
Se ha dividido en cuatro unidades de rango menor. En la parte inferior se encuentra el Miembro Calizas nodulosas de Casinos, en la parte media dos unidades informales y en la parte superior la Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío y el Miembro Calizas con esponjas de Yátova.

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

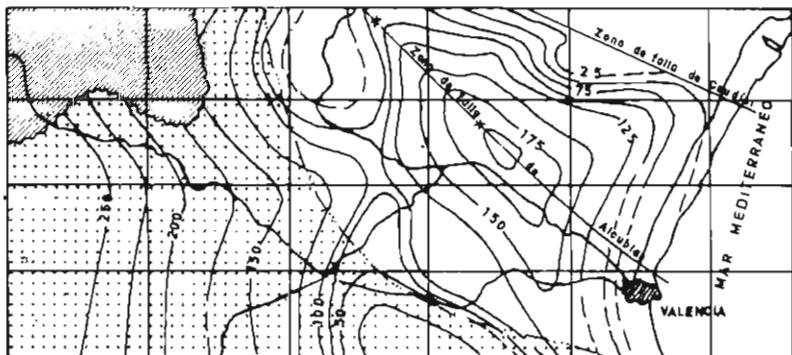
Está compuesto por un conjunto de calizas, normalmente micríticas (**mudstone** a **wackstone**), más o menos bioclásticas y a veces margosas que se disponen estratificadas en capas de unos 10 a 30 cm de espesor que con frecuencia contienen finas intercalaciones margosas. A veces los planos de estratificación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

Su espesor varía entre 5 y 40 m (fig. 14 a) disponiéndose sus ejes deposicionales con una dirección preferente Este-Oeste. 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 Toarciense medio (parte) y Toarciense superior (parte). En algunas áreas parte del Toarciense superior parece estar ausente, mientras que en otras está completo, no pudiendo descartarse que la parte inferior de esta unidad corresponde en algunas áreas a parte del Toarciense inferior.

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 diagenética.



(a).



(b)

- 25— Líneas de isopacos. Espesor en metros
 —15— Trazado supuesto de las líneas de isopacos
 ● Corte en que la unidad está limitada en su techo por coquitos ferruginosos y/o fosfáticos
 * Presencia de vulconitas en la unidad
 ----- Límite supuesto de extensión de la unidad
- ~~~~ Límite aproximado del área donde la unidad se encuentra ausente por erosión
 ■■■■■ Área en que la unidad se encuentra total o parcialmente ausente por erosión
 □□□□□ Extensión del grupo de facies micríticas (fig. b)
 ▨▨▨▨▨ Extensión del grupo de facies oolítico-dolomíticas

Fig. 14.— Mapas con la distribución de espesores del Mb. Calizas nodulares de Caños (a) y de la "parte media" de la Formación carbonatada de Chelva (b).

ca temprana. Como estructuras primarias se encuentran laminación de **ripples** y **rills** bioclásticos. La bioturbación es frecuente aunque en general moderada.

El depósito 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 estratigráficas y bajo un menor aporte de clásticos finos y mayor disponibilidad de carbonatos respecto a la Fm. Turmiel.

1.3.3.2. *Capa de oolitos ferruginosos y/o fosfáticos (unidad informal). (Aale-niense Bajociense basal)*

El espesor de esta capa es de orden centimétrico y su presencia es discontinua (fig. 14 a). Se apoya normalmente sobre una costra ferruginosa y/o fosfática y está constituida por calizas micríticas (**wackstones** a **mudstones**, en ocasiones, **packstones**) con oolitos ferruginosos y/o fosfáticos en proporción variable, concentrados o dispersos. El espesor total suele oscilar entre 1 y 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. (Welschia)**, **Grahoceras**, **Sonninia (Euhoploceras)**, etc., que marcan una edad Aale-niense 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)*

Dentro de este tramo pueden distinguirse dos grupos de facies, el de facies micríticas y el de facies oolítico-dolomíticas, que serán descritos por separado.

A) *Grupo de facies micríticas.*

Está constituido por calizas **mudstone**, **wackestone** 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 de margocalizas y en el cuadrante Noreste de la Hoja pueden contener intercalados materiales volcánicos en algunas localidades (fig. 14b).

Estas facies ocupan la parte nororiental de la Hoja y su espesor puede variar entre menos de 50 m y algo más de 200.

En este grupo de facies los Ammonites son relativamente abundantes, encontrándose entre otros **Sonninia**, **Otoites**, **Kumatostephanus** y **Skirroceras** del Bajociense inferior, **Dorsetensis**, **Stephanoceras**, **Stenmatoceras**, **Teloceras** y **Normannites** del Bajociense medio, **Leptosphinctes**, **Cleitosphinctes**, **Strenoceras**, **Garantiana**, **Pseudogarantiana**, **Parkinsonia** y **Bigotites** del Bajociense superior, **Morphoceras**, **Planisphinctes**, **Siemiradzkia**, **Pro-**

cerites, Oxycerites, Choffatia y Bullatimorphites del Bathoniense y **Macrocephalites, Dolikephalites, Reineckeites y Chania** del Calloviano inferior.

Dentro del grupo de facies micríticas 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. 15 a y b). Se encuentran laminaciones de pequeña escala debida a **ripples**, en ocasiones **ripples** 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 con geometría de barra y, menos frecuentemente, de canales, normalmente hacia la parte superior de la unidad y ligados a **packstones** o **wackestones** bioclásticos. También se han observado algunos cuerpos con morfología de dunas en la parte media-alta del tramo con sus crestas truncadas.

El depósito 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. El volcanismo de su parte inferior se localiza en el surco deposicional más importante (Falla de Alcubillas) así como en la articulación de éste con zonas más someras (Falla de Caudiel).

B) *Grupo de facies oolítico-dolomíticas*

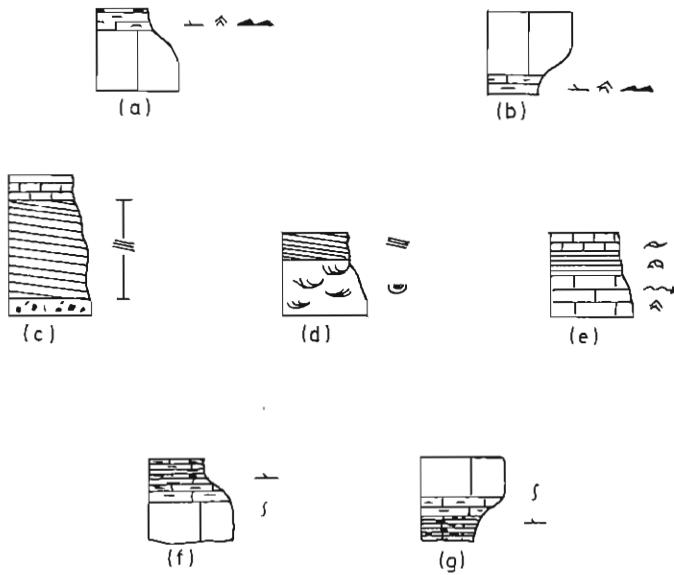
Se encuentran a lo largo de la parte Oeste y Sur de la Hoja (fig. 14 b). Está constituido en su mayor parte por **grainstones**, generalmente oolíticos, **packstones** con intercalaciones ocasionales de **mudstones**, **wackestones** y dolomías cristalinas, generalmente medias a gruesas. El conjunto suele disponerse en bancos gruesos, tomando en ocasiones los términos dolomíticos un aspecto masivo.

Su espesor oscila entre menos de 75 m y más de 275 (fig. 14 b), aumentando éste hacia la parte occidental de la Hoja. En el área Noroeste esta unidad se encuentra total o parcialmente ausente por erosión. En el Sur se encuentran, dentro de este tipo de facies, sedimentos de energía moderada, calizas con laminaciones de algas oncolíticas e intercalaciones de margas y conglomerados calcáreos.

No se han encontrado Ammonites en esta unidad. Su edad parece ser Bajocienne a Calloviano, dado que representa el equivalente temporal de las facies micríticas que han sido dotadas con precisión.

Las estructuras sedimentarias son abundantes. Es muy frecuente encontrar **grainstones** oolíticos con morfología de barras y con una estructura interna constituida por laminación cruzada de bajo ángulo y gran escala. Aunque menos abundantes, también se encuentran cuerpos de base canalizada. Asociados a las barras se sitúan, ocasionalmente, tramos con laminación cruzada de surco y laminación cruzada planar de muy bajo ángulo (laminación de **foreshore**) así como parches arrecifales de pequeño tamaño. A veces se encuentran términos con **ripples** de oleaje, **rills**, laminación de algas y porosidad fenestral. Todas estas estructuras se ordenan en secuencias, siendo algunas de las más frecuentes las representadas en la fig. 15 c, d y e.

El depósito de esta unidad se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma



- | | |
|---|-----------------------|
| — Laminación de ripples | ~~ Rills |
| ↗ Ripples de oscilación | ~ Laminación de algas |
| — Lensen | — Porosidad fenestral |
| — Estratificación o laminación cruzada plana de bajo ángulo | — Bioturbación |
| ○ Laminación cruzada de surco | |

Fig. 15.—Secuencias tipo de la "parte media" de la Fm. carbonatada de Chelva (a), (b), (c), (d) y (e); de la Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla (f) y (g).

somera y en la parte superior de la rampa de carbonatos en la que se ha desarrollado un importante complejo de barras oolíticas. En gran parte de los casos este complejo ha estado constituido por barras submareales en las que puede distinguirse una facies de frente de barra, constituida por **packstones** con fragmentos de bioclastos, oolitos, intraclastos, etc., la facies del cuerpo de la barra, constituida por **grainstones** fundamentalmente oolíticos con estratificación cruzada planar de gran escala y una facies de sombra de las barras, constituida por calizas **mudstones** a **wackestones**. En ocasiones estas barras han sido retocadas por la marea, produciéndose estructuras sigmoidales, y en algunos casos han quedado emergidas originándose sistemas de islas barrera con depósitos de llanura de mareas de alta energía (playas) y depósitos de canales mareas en su parte frontal, y llanuras de mareas de baja energía en las partes protegidas, que dan lugar al desarrollo de secuencias de somerización con laminación de algas y porosidad fenestral, bajo un ambiente intermareal. Los tramos dolomíticos se encuentran con frecuencia recristalizados, no encontrándose generalmente restos de las texturas y estructuras originales.

En parte del área ocupada por las facies oolítico dolomíticas, generalmente cerca de su contacto con las facies micríticas y a techo de la unidad, se encuentra un tramo de calizas **wackestone** a **packstone** de microfilamentos, de edad Calloviana, que cubre a los depósitos descritos. Entre ambos puede haber una laguna estatigráfica y representan los depósitos transgresivos de plataforma externa sobre los depósitos del complejo de barras de alta energía.

En el área de Caudiel los dos grupos de facies mencionados se ven sustituidos por la presencia de calizas de Crinoides, asociadas a la presencia de montículos creados por el apilamiento de materiales volcánicos.

1.3.3.4. Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío

Asociada fundamentalmente, aunque no de manera exclusiva, a la presencia del grupo de facies micríticas, se encuentra una unidad constituida por calizas **wackestone** 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 frecuente en ellas los tintes rojizos y a veces nódulos ferruginosos. En algunos casos pueden distinguirse varios niveles en función de su naturaleza, 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**, **Hectoceras** (*Chanasia*), **C. (Grossouvria)**, **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. En algunas áreas puede existir una laguna

estratigráfica que puede llegar a abarcar como máximo desde el Calloviano medio.

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 síntesis, pudiendo observarse ocasionalmente procesos de carbonatación.

Su depósito 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 áreas de producción de carbonatos en una plataforma que carece del potencial suficiente para crecer hasta la superficie.

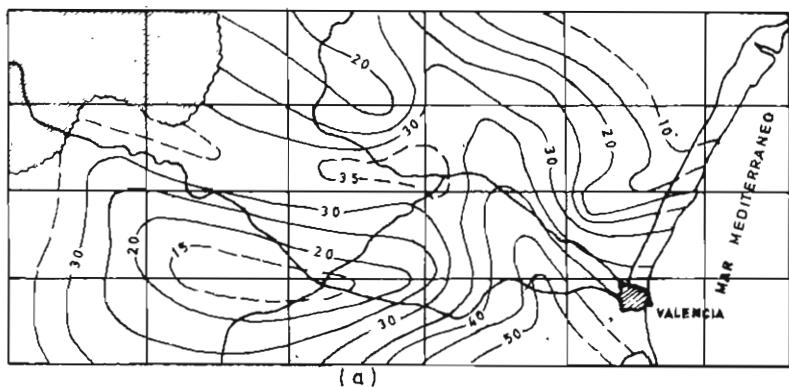
1.3.3.5. *Mb. Calizas con esponjas de Yátova (Oxfordiano superior)*

Está compuesto por un conjunto de calizas, generalmente **wackestone** a **packstone**, de tonos grises que con frecuencia presentan un aspecto noduloso, esquistoso 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.

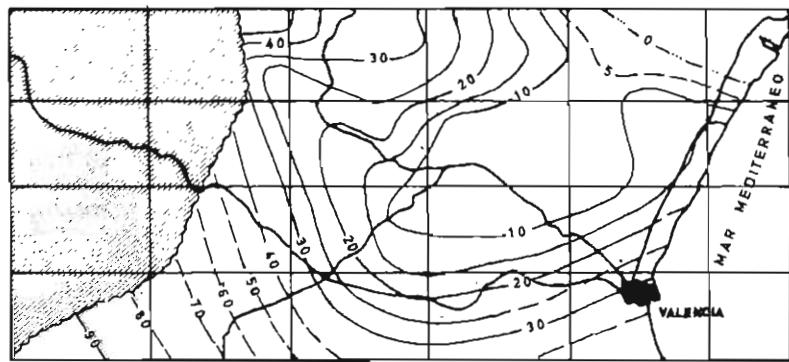
Su espesor oscila entre los 10 m en el ángulo Noroeste a algo más de 50 m en el ángulo Sureste (fig. 16) estando la unidad ausente por erosión en la parte noroccidental.

El contenido fósil suele ser muy abundante, encontrándose representación de varios grupos tales como Esponjas, «Belemnites», Ammonites, Crinoides, Braquópodos, Pelecípodos, Foraminíferos, etc. Los Ammonites suelen ser bastante abundantes. No se han encontrado por el momento formas que indiquen una edad más antigua del Oxfordiano superior, aunque sí se han encontrado algunas que podrían indicar una edad Kimmeridgiense inferior «basal». La zona de *Bifurcatus* suele estar bien representada, siendo abundante *P. (Dichotomoceras) bifurcatus* junto con *P. (Dichotomoceras) bifurcatoides*; *L. (Larcheria)* y *L. (Discosphinctes)*. La zona de *Bimammatum* 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 substrato duro debido a la presencia de **hard-grounds**. Se reco-



(a)



(b)

- 30 — Líneas de isopacas. Espesor en metros
- 15 — Trazada supuesta de las líneas de isopacas
- — Límite supuesto de extensión de la unidad
- ~~~~ Límite aproximado del área donde la unidad se encuentra ausente por erosión
- Areal en que la unidad está ausente por erosión

Fig. 16. — Mapa con la distribución de espesores del Mb. Calizas con esponjas de Yátova (a) y de la Fm. Margas de Sot de Chera (b).

nocen montículos arrecifales de fango (**mud mound reefs**) debidos 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, que llega a ser supramareal en algunas áreas hacia su parte superior.

1.3.4. Calizas, calizas oolíticas y margas (J2-3). Toaciense - Oxfordiense superior

Esta unidad engloba a las unidades descritas en los apartados 1.3.2. y 1.3.3. en aquellas zonas en que por dificultad de la escala de trabajo no se han podido diferenciar en la cartografía.

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

1.3.5.1. Fm. Margas de Sot de Chera (Oxfordiense superior - Kimmeridgiense inferior)

Está constituida por un conjunto de margas de color gris, esquistosas a nodulosas, que suelen contener intercalaciones centimétricas de calizas **mudstone**, margo-calizas grises, a veces limosas a limo-arenosas y limolitas amarillentas en superficie. A partir de los escasos análisis realizados en las arcillas, la illita parece predominar sobre la caolinita y es frecuente la presencia de pirita frambooidal.

La unidad está ausente en el ángulo Noreste, hacia El Maestrazgo, y presenta su máximo espesor en la parte Oeste, hacia los límites de la cuenca con la Meseta (fig. 16b), estando ausente por erosión en el tercio Noroeste.

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 píritos de pequeña talla y difícil determinación. En algunas localidades abundan **Idoceras gr. plánula**, **Ochetoceras gr. marantianum**, **T. (Taramelliceras)**, **Aptychus de Aspidoceras** y por encima **Decipia ? sp.** Todo ello indica que la Fm. Sot de 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 depósito se llevó a cabo en un ambiente de plataforma restringida con aporte de clásticos finos provenientes de la erosión de la Meseta, con eventuales períodos de emersión e influencia de agua dulce.

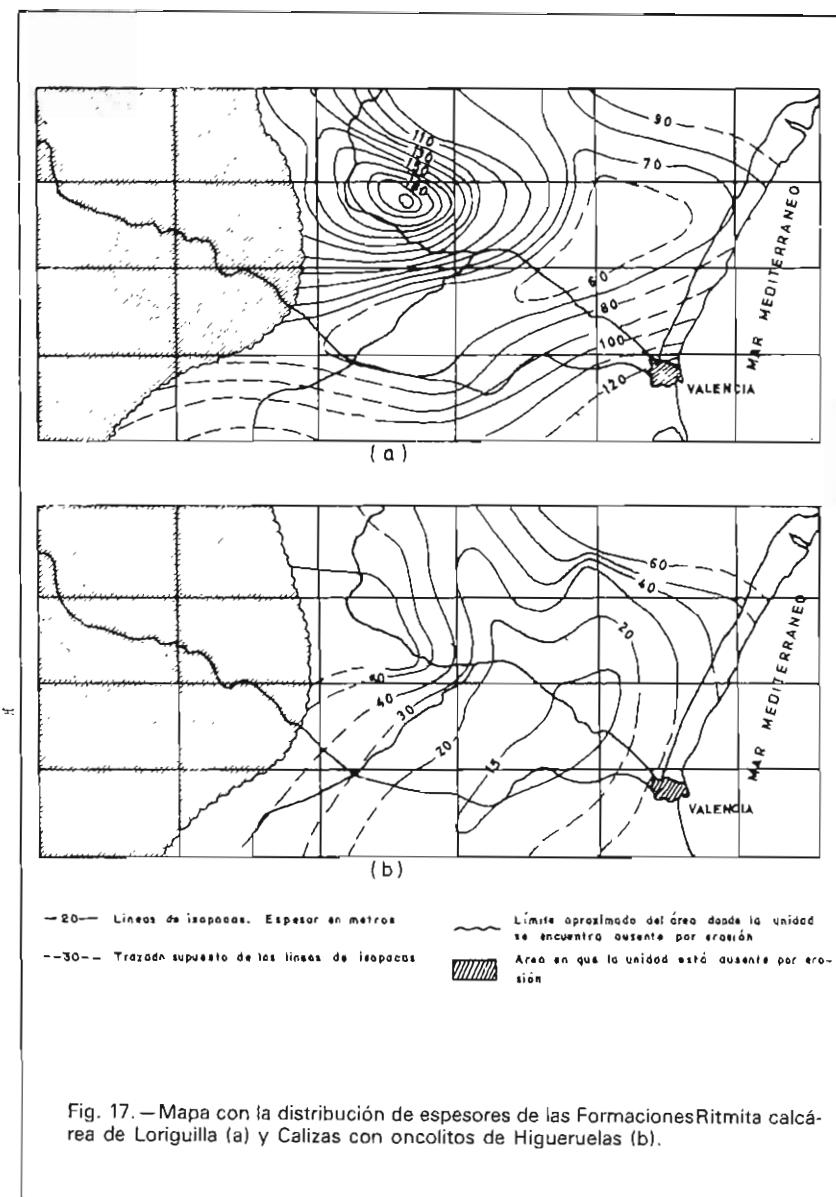


Fig. 17.—Mapa con la distribución de espesores de las Formaciones Ritmita calcárea de Loriguilla (a) y Calizas con oncolitos de Higueruelas (b).

1.3.5.2. *Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla (Kimmeridgiense inferior)*

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 wackestone**, 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 unos 200 m (fig. 17 a) en el área central, disminuyendo rápidamente hacia el Este. La unidad está ausente total o parcialmente por erosión en el área occidental.

Los fósiles son muy escasos en la mayor parte de la Formación Loriguilla. Se han encontrado escasos ejemplares de *A. (Parataxioceras) inconditum* que marcan una edad Kimmeridgiense inferior. También se encuentran restos del alga *Eothrix alpina*, escasos ocolitos 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 rítmica se ordena en secuencias como las representadas en la fig. 15 f y g, 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 depósito 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.

1.3.6. *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 los **packstones a wackestones** de fósiles intraclastados y pellets, encontrándose en menor proporción **mudstones** y **grainstones** de 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 esquistosas y calizas arenosas.

Su espesor suele oscilar entre 15 y 60 m (fig. 17 b) estando ausente por erosión en la parte Oeste.

La fauna suele ser muy abundante y variada. Es frecuente observar secciones de Oncolitos, Equinodermos, Pelecípodos, Corales, Algas, Gasterópodos,

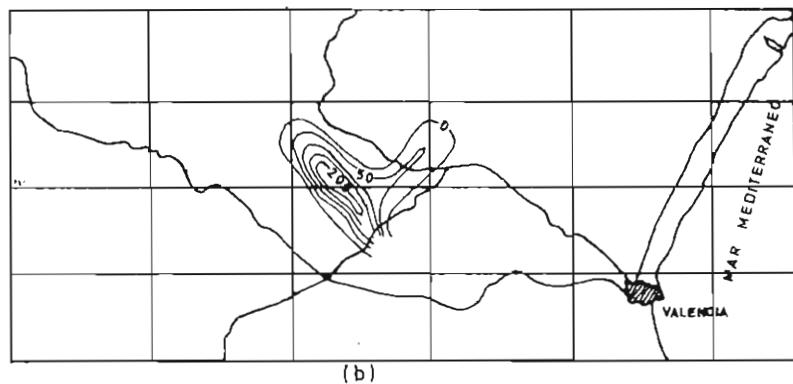
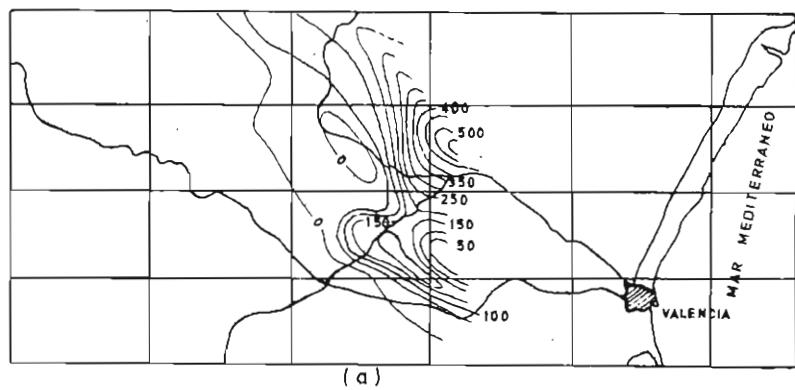


Fig. 18.—Mapa de isopacas de las Fm. Calizas, areniscas y arcillas de Villar del Arzobispo (a) y Fm. Arcillas y areniscas de Aldea de Cortés (b).

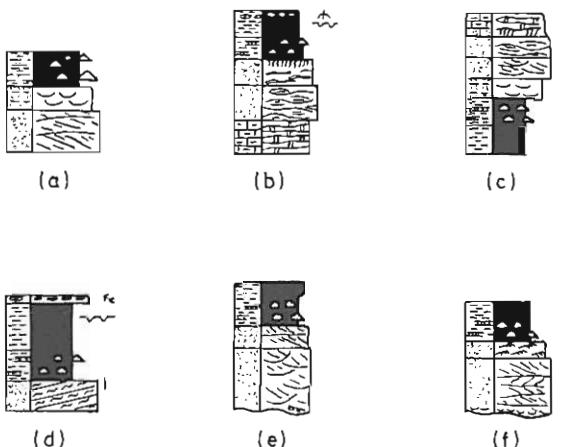


Fig. 19.—Secuencias tipo de la Fm. Calizas, areniscas y arcillas de Villar del Arzobispo.

Foraminíferos, Ostreidos, Braquiópodos, Bivalvos, Esponjas y espícululas 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 depósito se ha llevado a cabo en una plataforma interna semiprotegida (**lagoon abierto**) con intensa actividad biológica y abundante producción de carbonatos.

1.3.7. Calizas, calizas pisolíticas y margas (J3-5). Toarciente medio-superior - Portlandiense

Por razones cartográficas se han reunido dentro de esta unidad las Formaciones descritas en los apartados 1.3.3., 1.3.5. y 1.3.6.

1.3.8. Fm. Calizas, areniscas y arcillas de Villar del Arzobispo (J6p). Kimmeridgiense superior - Portlandiense

El infrayacente de esta unidad es siempre la Fm. Calizas con Oncolitos de Higueruelas, con la que presenta cambios laterales de facies.

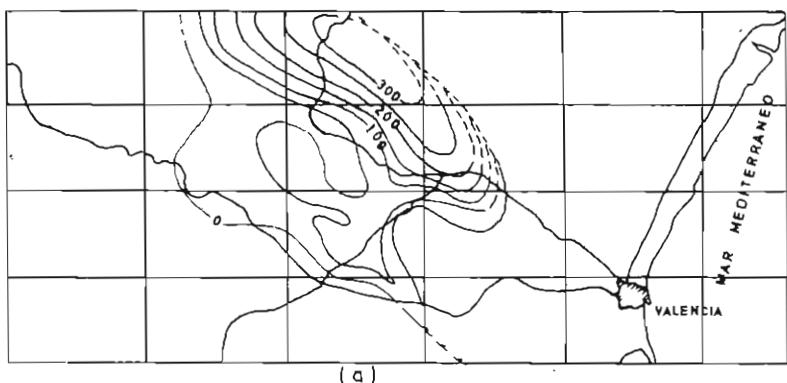
Está presente en la mitad nororiental de la Hoja con dos zonas de máximos, de dirección NO-SE, en Villar de Arzobispo (550 m) y de 80 en Chulilla (figura 18 a). Esta unidad está constituida por una alternancia de arcillas margosas, margas blanquecinas a amarillentas, arenas, areniscas y calizas bioclásticas en ocasiones pisolíticas.

En los niveles margosos son frecuentes los Equinodermos y Ostrácodos. Se ha clasificado la siguiente microfauna: *Alveosepta jaccardi*, *Everticyclammina virgulina*, *Bisulcocypris forbesi*, *Macrodentina aff. dictyota*, *M. mediotricta*, *Gyprinotus* y *Darwinula leguminella*.

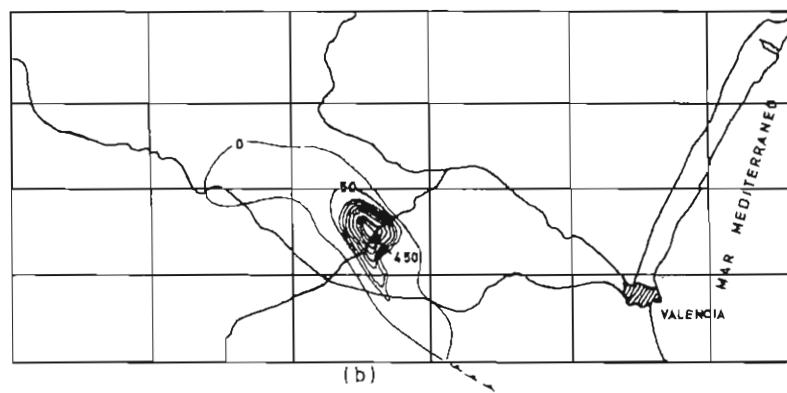
En la fig. 19 se han representado las asociaciones de facies más frecuentes en esta unidad. Las secuencias a, b, c y d corresponden a llanuras de marea en zonas no canalizadas, y excepto la c, son secuencias de somerización hacia techo. Las secuencias e y f corresponden a facies de canales mareales.

Aunque las variaciones laterales y en la vertical de esta Formación son difíciles de apreciar, debido al carácter discordante del suprayacente, se observa que las asociaciones definidas en segundo lugar, aparecen en la base de la unidad, mientras que en el techo son dominantes las primeras.

El depósito de esta Formación ha tenido lugar en una plataforma interna soterra mixta terrígena-carbonatada.



(a)



(b)

Fig. 20.—Mapa de isopacas de las Fm. Arenas y arcillas del Collado (a) y de la Fm. Calizas de la Huerguina (b).

1.3.9. Calizas, margas y areniscas (J3-J6p). Toarcense medio - Portlandiense

Por razones cartográficas se han reunido dentro de esta unidad las Formaciones descritas en los apartados 1.3.3., 1.3.5., 1.3.6. y 1.3.8.

1.4. CRETACICO

El Cretácico de la región ha sido objeto de estudio por diversos autores. Son de destacar los trabajos de ASSENS et al (1973), VIALLARD (1973), RAMIREZ DEL POZO et al (1974), MELENDEZ et al (1974), GARCIA (1977), MAS (1981) y VILAS et al (1982).

1.4.1. Margas, arcillas y areniscas (Facies Weald) (C₁w). Valanginiense - Aptiense inferior

Esta unidad constituye un conjunto litológicamente complejo, carbonatado y terrígeno. Dentro de ella se diferencian cuatro formaciones que a su vez se apoyan por discordancia sobre distintos tramos del Jurásico.

1.4.1.1. Fm. Arcillas y areniscas de Aldea de Cortés

Se encuentra en la zona siempre discordante sobre la Fm. Calizas, areniscas y arcillas de Villar del Arzobispo (J6p).

Está constituida por arcillas y límos predominantemente rojizos, con intercalaciones de areniscas arcósticas micáceas de grano fino con estratificación cruzada.

Se extiende en un surco de dirección NO-SE, situado al SO de Chelva y Chullilla, llegando a alcanzar un espesor máximo de unos 200 m (fig. 18 b).

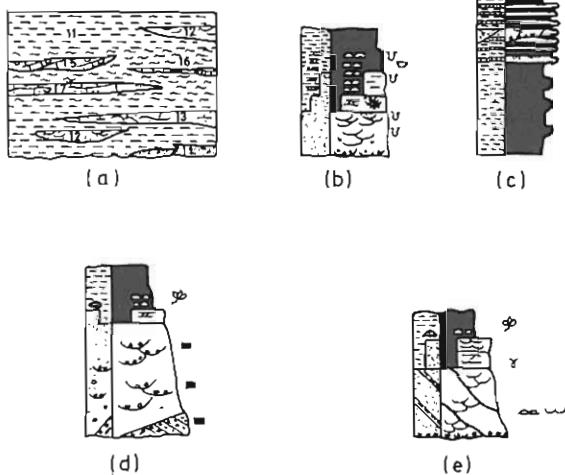
En esta Formación se presentan tres tipos de asociaciones de facies (fig. 21 a, b y c). La primera corresponde a ambientes de *lagoon* con carácter mixto terrígeno y carbonatado con algunos episodios canalizados (fig. 21 a). La segunda se interpreta como llanuras de marea silicicísticas con gran desarrollo de canales (fig. 21 b) y la tercera corresponde a llanura deltaica, con influencia marreal, donde predominarían las áreas entre canales distribuidores dominadas por procesos de desbordamiento (fig. 21 c).

Estas tres Asociaciones evolucionan de igual manera en la vertical y en la horizontal. Es decir la Asociación «a» se encuentra en la base y en zonas centrales de la cuenca, mientras que la «c» predomina hacia el techo y en zonas marginales.

Sus facies detrítico-terrígenas, con casi total ausencia de fósiles con valor cronoestratigráfico, hacen muy difícil determinar la edad de esta Formación. Unicamente hacia la base se ha identificado *Choffatella pyrenaica*, *Pseudocyathmina* Sp. (af. *lituus*) y *Therigosynoecum*, pudiéndose determinar que posiblemente representaría un intervalo que comprendería parte del Valanginiense? - parte del Hauteriviense (MAS, 1981).

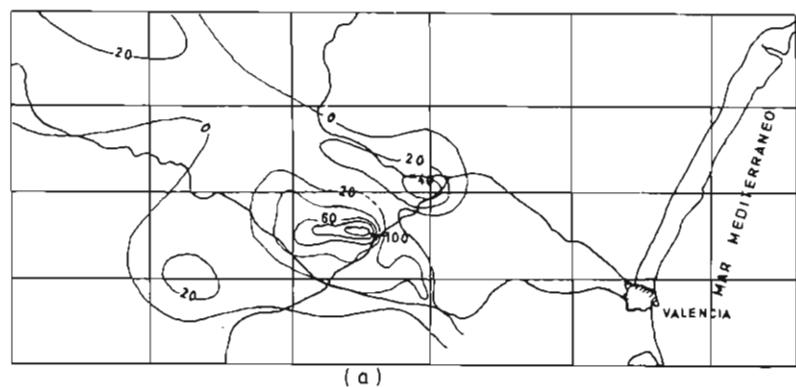
1.4.1.2. FM. Arenas y arcillas del Collado

Esta unidad es erosiva sobre la descrita anteriormente. También se apoya sobre diversos tramos del Jurásico, y sólo localmente llega a apoyarse discordantemente sobre la Facies Keuper en la Hoja de Chelva.

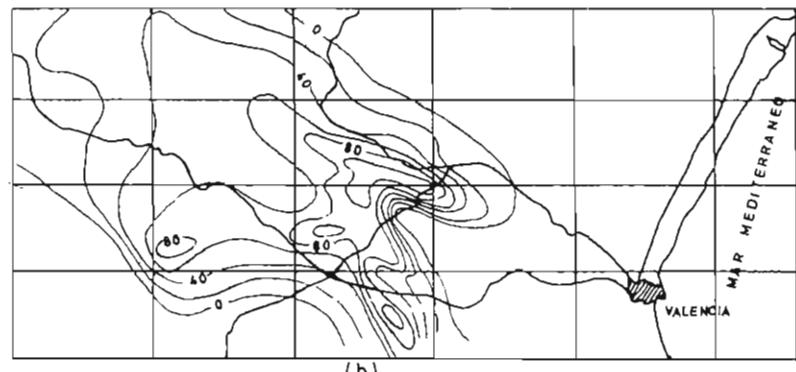


- Estratificación cruzada de surco
- Estratificación cruzada a pequeña escala
- SS Biolurbación
- Estratificación lensen
- Estratificación flaser

Fig. 21.—Secuencias tipo de la Fm. Arcillas y areniscas de Aldea de Cortés (a, b, c,); de la Fm. Arenas y arcillas del Collado (d, e).



(a)



(b)

Fig. 22.—Mapa de isopacas de la Fm. Arcillas de Contreras (a) y del Mb. Calizas de Malacara (b).

Está formada fundamentalmente por arenas arcósicas a veces conglomeráticas y arcillas. Las arenas son heterométricas, con predominio de estratificación cruzada de surco. Las arcillas son localmente predominantes conteniendo intercalaciones de arenas micáceas muy finas y homométricas.

Son frecuentes los niveles con restos vegetales aunque también aparecen Caráceas, Ostrácodos y fragmentos de Ostreidos, a veces abundantes.

Ocupa una amplia franja de dirección NO-SE (fig. 20 a) con el máximo de espesores en un surco de la misma dirección situado hacia el N.

El límite de extensión hacia el SE está condicionado tanto por la presencia del Macizo Valenciano como por la existencia actual de fuertes cabalgamientos que ocluyen la disposición de afloramientos.

En el resto de la zona la unidad no está representada, fundamentalmente por no deposición y/o erosión.

Esta Formación presenta dos asociaciones de facies (fig. 21 d y e). La primera (fig. 21 d) representa un sistema aluvial con canalización de tipo **braided** con las características mixtas de un sistema mixto de gravas y arenas (Tipo Donjek, MIALL, 1978). En la segunda asociación se pueden reconocer ambientes de llanura deltaica (fig. 21 e).

En esta Formación se ha identificado una importante asociación palinológica con abundancia de **Cicatricosporites** y de formas ya existentes en el Jurásico, lo que permite determinar una edad Barremiense inferior, (DOUBINGER y MAS 1981)

1.4.1.3. *Fm. Calizas de la Huerguina*

Esta unidad presenta cambios laterales con la unidad precedente. Encontrándose igualmente sobre distintos términos jurásicos mediante discordancia erosiva.

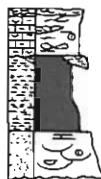
Está constituida fundamentalmente por biomicritas generalmente oncolíticas y niveles de acumulación de Oncolitos. De forma subordinada aparecen calcarenitas bioclásticas, margas y arcillas. Es de destacar la presencia, localmente abundante, de intercalaciones lenticulares de areniscas arcósicas, a veces bioclásticas.

Esta unidad se extiende según la franja de dirección NW-SE constituyendo dos litosomas actualmente separados. Presenta un depocentro muy marcado en la Hoja de Chulilla (fig. 20 b).

En esta Formación se han distinguido dos asociaciones de facies. La primera corresponde a llanuras costeras fangosas carbonatadas y con neta influencia marina. La secuencia representada en la fig. 23 (a) es la más característica correspondiendo a canales que a techo pasan a zonas lacustres y palustres. La segunda asociación corresponde a lagos carbonatados en llanuras costeras no influenciadas por el mar (fig. 23 b).

La primera aparece predominantemente en la base de la Formación, la segunda es más común a techo.

Desde un punto de vista cronoestratigráfico sólo tienen importancia las carácceas, identificadas como **Globator trochiliscoides**, **Atopochara trivolvis** triquetá, **A. af. trivolvis**, que indicarían una edad Barremiense. Sin embargo, atendiendo a criterios de contexto estratigráfico regional, MAS, en 1981, asimila esta formación posiblemente también a la parte alta del Haueriviense y al Barremiense inferior.



(a)



(b)



(c)



(d)



(e)

- ~~~~ Estratificación flaser
- ~~~~ Estratificación lensen
- ===== Ripples
- ~~~~ Estratificación cruzada de surco
- Oncolitos
- Estratificación cruzada
- ss Bioturbación
- ==== Laminación paralela

Fig. 23. — Secuencias tipo de las Fm. Calizas de la Huerguina (a y b), Fm. Arcillas de Contreras (c y d) y del Mb. Arenas y arcillas del Burgal (e).

1.4.1.4. *Fm. Arcillas de Contreras*

Esta Formación se apoya en contacto neto y erosivo sobre el conjunto de las dos Formaciones anteriores, llegando a ser discordante sobre la última y en el borde noroccidental y suroccidental sobre el Jurásico.

Está fundamentalmente formada por arcillas rojas, arenas y areniscas. Las arcillas son casi siempre predominantes, sobre todo hacia el SO si bien, localmente, podemos encontrar frecuentes intercalaciones de arenas arcósicas en general heterométricas y gruesas. De forma muy subordinada, y hacia el SE aparecen micritas e incluso alguna intercalación calcarenítica.

Toda la Formación es muy rica en caráceas, oogenios y tallos, y son frecuentes los Ostrácodos. Además aparecen de forma ocasional Gasterópodos, Bivalvos y fragmentos carbonosos. Hacia techo, localmente, se encuentran Foraminíferos bentónicos y más frecuentemente fragmentos de ostreidos y otros moluscos.

Ocupa los sectores Central y Noroccidental de la región estudiada correspondiendo la zona de depocentro a la Hoja de Chulilla (fig. 22 a). Es de destacar un umbral de mínimos muy marcado entre los dos sectores mencionados.

Se diferencian tres asociaciones de facies. La primera corresponde a llanuras de inundación costera de carácter lacustre y palustre. La segunda corresponde también a llanuras aluviales costeras donde dominarían los canales y en la que la influencia mareal queda esporádicamente reflejada (fig. 23 c). La tercera de ellas corresponde a llanuras de marea silicicísticas con secuencias positivas marinales (fig. 23 d) y canalizadas.

Esta unidad corresponde a una edad esencialmente Barremiense superior, aunque llega a comprender parte más alta del Barremiense inferior como indica la presencia de *Atopochara trivolvis triquetra*, *Globator trochiliscoides*, *Flabellochara harrisi* y justo en la base *Clypeator combei*. Incluso por su posición estratigráfica, incluye la parte baja del Bedouliense inferior (MAS, 1981).

1.4.2. *Calizas y calizas arenosas (Urgoniano) (C2). Aptiense*

En esta unidad se incluyen no sólo los materiales con características estrictamente «urgonianas», en el sentido de RAT (1959), sino también las mixtas y terriégenas que se asocian y relacionan con ellas, en un sentido genéticamente más amplio.

Incluye por tanto lo que la mayor parte de los autores que han estudiado estos materiales en esta región denominaban Aptense marino.

Se pueden diferenciar tres Miembros.

1.4.2.1. *Mb. Calizas de Malacara*

Esta unidad aparece casi siempre sobre la Fm. «Arcillas de Contreras» en tránsito gradual. Localmente llega a apoyarse en contacto neto sobre la Fm. Calizas de la Huerguina.

Está formada fundamentalmente por biomicritas **wackestone** y **packstone**, calcarenitas **packstone** y **grainstone**, bancos de acumulación de Requienidos, niveles de acumulación de Orbitolínidos y más escasamente margas. Son bastante importantes los terriégenos, particularmente a la base y al techo de la Unidad, apareciendo calizas arenosas y areniscas calcáreas. Los terriégenos pu-

ros (arenas y arcillas) llegan a ser importantes en el sector más suroccidental.

Esta Unidad ocupa una zona de dirección NO-SE con un fuerte estrechamiento en el extremo suroriental. La distribución de espesores refleja una gran complejidad aunque se manifiesta claramente una neta disminución progresiva hacia el NO (fig. 22 b).

Desde el punto de vista sedimentológico, estos depósitos corresponden a plataformas someras internas o *lagoon* abierto, en ocasiones con influencias de aportes terrígenos y en otras exclusivamente carbonatado. También se dan asociaciones de facies que corresponden a ambientes litorales de carácter mixto terrígeno - carbonatado con desarrollo de barras costeras y zonas de sombra entre ellas.

En esta Unidad se dan abundantes foraminíferos con valor cronoestratigráfico: *Palorbitolina lenticularis*, *Praorbitolina cormy*, *P. cormy-vienandsi*, *Mesorbitolina lotzei*, *M. parva*, *Orbitolinopsis* gr. *killiani*, *O. praesimplex*, *Irania simplex* y *Choffatella decipiens*, que indican claramente una edad Bedouliense (MAS, 1981).

1.4.2.2. *Mb. Arenas y arcillas del Burgal*

Se encuentra siempre concordantemente sobre la Unidad anterior, siendo frecuente que entre ambas se desarrolle un nivel de costra ferruginosa.

Está formada fundamentalmente por arenas arcósicas generalmente heterométricas y de tamaño de grano de medio a grueso con estratificación cruzada, y arcillas y limos en general rojizos. Ocasionalmente se pueden encontrar niveles de areniscas calcáreas, margosos e incluso biomicríticos, que llegan a adquirir en algún sector gran importancia. Son muy abundantes los fragmentos vegetales y en las margas y en las biomicritas aparecen Ostreidos, Miliólidos y Ostrácodos.

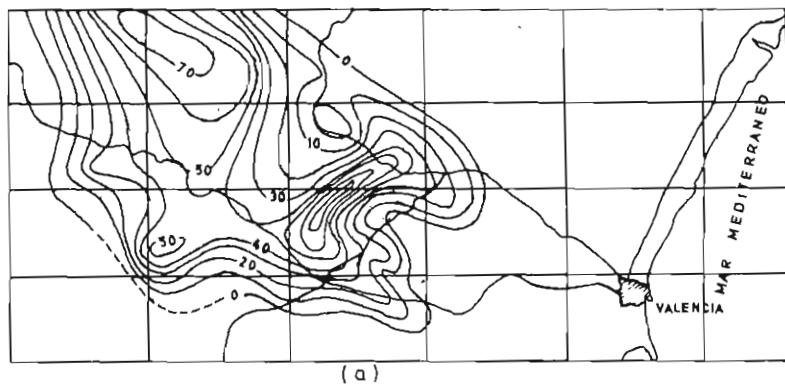
La distribución de esta Unidad es muy similar a la de la anterior, excepto en el hecho de que hacia el Sur, este Miembro no aparece representado (fig. 24 a). También aquí la distribución de máximos espesores es compleja si bien hay que destacar que las dos direcciones de desarrollo de máximos, es decir NO-SE y SO-NE, se mantienen.

La asociación de facies dominante corresponde a llanuras aluviales costeras, surcadas por una red de drenaje con un funcionamiento similar al de una llanura deltaica, con ocasionales muestras de influencia marina (fig. 23 e). También se encuentran ocasionalmente facies de *lagoon* abierto con carácter mixto terrígeno y carbonatado, con áreas de desarrollo de barras submareales, y facies de *lagoon* terrígeno protegido con amplio desarrollo de llanuras de marea.

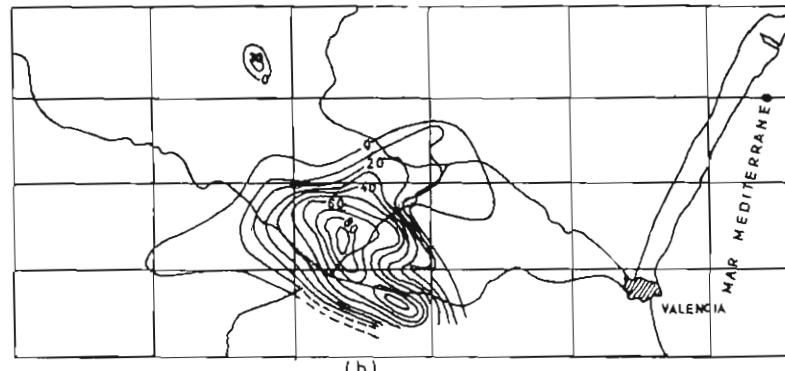
La edad de esta Formación abarca desde el Bedouliense superior al Gargasiente superior y Clansayense, aunque predominantemente corresponde al Gargasiente inferior, en base a los datos palinológicos y a la identificación en la base de la unidad de *Mesorbitolina parva* (MAS, 1981).

1.4.2.3. *Mb. Calizas del Buseo*

Prácticamente en toda la zona se apoya concordantemente en contacto normal y transicional sobre la unidad anterior o presentando cambios laterales de facies con ella. Únicamente en el extremo suroriental se apoya concordantemente también sobre el *Mb. Calizas de Malacara*.



(a)



(b)

Fig. 24. — Mapa de isopacas de los Mb. Arenas y arcillas del Burgal (a) y Mb. Calizas del Buseo (b).

Está constituida fundamentalmente por biomicritas predominantemente **wackestone**, bancos de acumulación de Requiénidos, calizas arenosas, areniscas calcáreas y en menor proporción arcillas, margas, limos calcáreos y calcarenitas.

Esta Unidad aparece representada prácticamente en la mitad suroriental de la Hoja de Liria, abriéndose en abanico hacia la parte central y estrechándose netamente hacia el SE (fig. 24 b). Se encuentra además un litosoma de reducidas dimensiones actualmente aislado en el N (Hoja de Landete). Los espesores máximos aparecen en dicho extremo suroriental y parte central alineándose según la dirección NO-SE, aunque en la distribución de la unidad se refleja de nuevo marcadamente la dirección NE-SO.

Las asociaciones de facies son semejantes a las del Mb. Calizas de Malacara, con la salvedad de que en las calizas del Buseo es más frecuente la presencia de Ostreidos y colonias de corales.

Se han reconocido los siguientes Foraminíferos con valor cronoestratigráfico: **Mesorbitolina texana**, **M. subcónica**, **M. subcónica** Sp. A. (de FOURCADE y RAOULT), **Orbitolinopsis reticulata**, **Pseudochofatella cuvillieri** y **Sabaudia aurenensis**, asociación que indica claramente que esta unidad corresponde al intervalo Gargasiense superior - Clansayense (MAS, 1981).

1.4.3. Fm. Arenas de Utrillas (C₃). Albiense - Cenomanense inferior

Es equivalente de las Formaciones «Arenas de Utrillas» definida por AGUILAR et al (1971) y de «Calizas, margas y areniscas de Sácaras» definida por VILAS et al (1982).

Está constituida fundamentalmente por arenas blancas arcósicas generalmente caolínicas y heterométricas, con estratificación cruzada, que presentan cantos de cuarzo y cuarcita. Localmente pueden llegar a ser muy importantes los niveles conglomeráticos tabulares. Son también componente fundamental la arcilla y los limos en general rojizos.

En la fig. 25 se han representado las isopacas de esta Unidad. Se apoya mediante discordancia erosiva sobre tramos muy diferentes.

Sedimentológicamente, en la zona que se estudia presenta unas características bastante complejas. Se pueden distinguir tres asociaciones de facies.

La representada en la fig. 26 (a) aparece en la zona noroccidental, presenta secuencias positivas de relleno y abandono de canales con baja sinuosidad y rápida migración. El sistema demuestra tener una alta capacidad de carga y correspondería a un sistema **braided**. La representada en la fig. 26 (b) pertenece a secuencias positivas de relleno y abandono de canal pero dentro ya de un sistema de llanura aluvial costera, con una red de drenaje de funcionamiento similar al de una llanura deltaica con influencia mareal.

Otra asociación frecuente corresponde a un ambiente de plataforma interna somera o **lagón** abierto con carácter mixto terrígeno y carbonatado. Esta asociación se corresponde con la Fm. Calizas, margas y areniscas de Sácaras y aparece sólo representada en el sector más meridional de la zona.

La determinación de la edad Albiense-Cenomanense basal se deduce de datos palinológicos y de los resultados de las correlaciones estratigráficas realizadas por MAS en 1981.

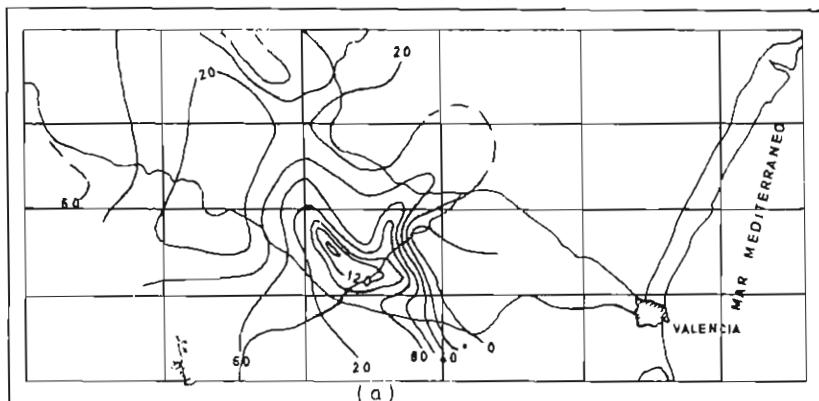


Fig. 25.—Mapa de isopacas de la Fm. Arenas de Utrillas.

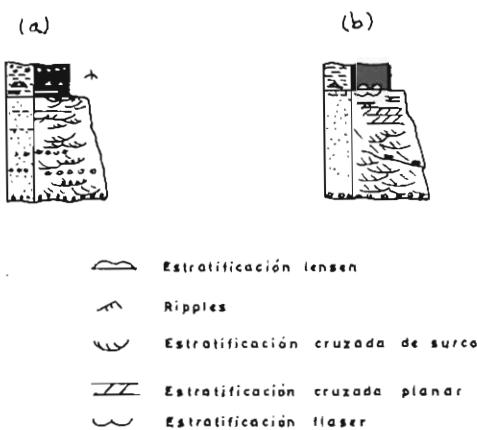


Fig. 26.—Secuencias tipo de la Fm. Arenas de Utrillas.

1.4.4. Areniscas, margas y calizas (J6p-C_u3). Portlandiense - Albiense

Por razones cartográficas se han reunido dentro de esta unidad las formaciones descritas en los apartados 1.3.8., 1.4.1., 1.4.2. y 1.4.3.

1.4.5. Calcarenitas con Ostreidos (C4). Albiense superior - Cenomaniano inferior

Aparece siempre en tránsito gradual sobre la Fm. Arenas de Utrillas. Es equivalente de la Fm. Calizas de Aras de Alpuente. Consta de los siguientes Miembros definidos por VILAS et al (1982).

1.4.5.1. Mb. Calizas de Estenas

Está constituido fundamentalmente por calcarenitas y biocalcarenitas **grainstone** y **packstone** con estratificación cruzada y areniscas calcáreas. También existen biomicritas **wackestone**, margas y arcillas. En general predomina la estratificación cruzada de tipo planar.

Está representado casi en toda la zona estudiada excepto en el extremo noroccidental de la Hoja de Liria y en las proximidades de Tuéjar en la Hoja 50.000 de Chelva. En los dos casos desaparece por cambio lateral de facies a la unidad infrayacente. Existe una tendencia generalizada de disminución de espesores hacia el NO y O y en el extremo SE de la Hoja de Liria disminuyen también bruscamente debido al reflejo del Macizo Valenciano (fig. 27 a).

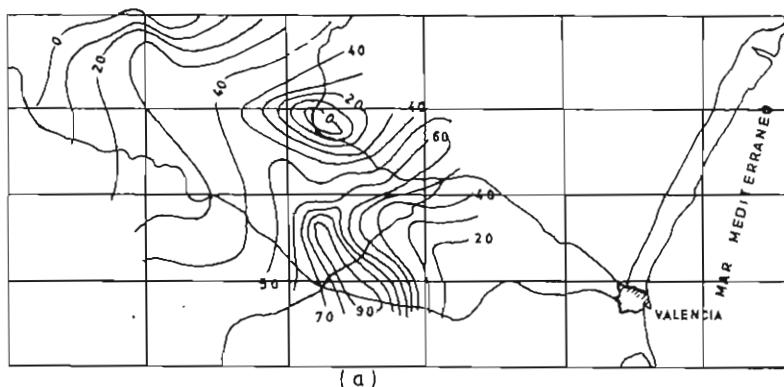
1.4.5.2. Mb. Margas de Losilla

Es fundamentalmente margoso, aunque aparecen también biomicritas nodulares, limos calcáreos o incluso alguna intercalación de calizas esparíticas: Localmente aparecen también arenas muy finas y micáceas. La fauna es en general poco abundante, Ostreidos, otros Bivalvos y Gasterópodos. También hay Foraminíferos bentónicos asociados a niveles biomicríticos, Miliólidos, Orbitolinídos y en ocasiones oogonios de Caráceas y Ostrácodos. La potencia de esta unidad es homogénea y siempre reducida variando entre los valores extremos de 25 m en la parte noroccidental y 3 m en la parte central (fig. 27 a). Los límites de extensión de esta Unidad vienen a coincidir con los del miembro descrito anteriormente.

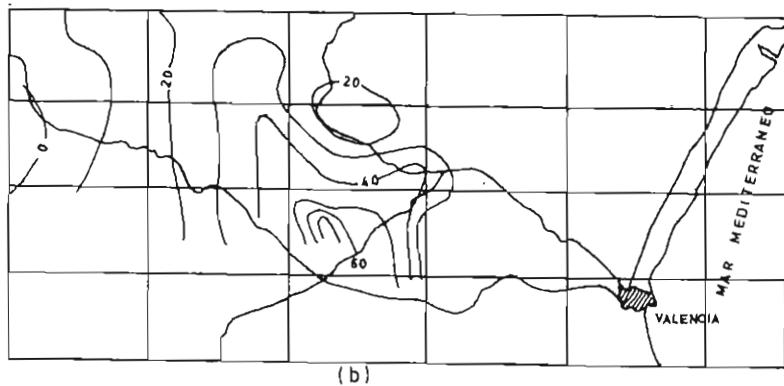
1.4.5.3. Mb. Calizas de la Bicuerca

Está formado principalmente por calcarenitas y biocalcarenitas **grainstone** y **packstone** con estratificación cruzada fundamentalmente planar, biomicritas **wackestone** nodulares, biocalcarenitas arenosas y areniscas calcáreas con estratificación cruzada, margas y limos calcáreos. La fauna es abundante, en general está rodada y fragmentada, predominan los foraminíferos bentónicos, Miliólidos y Orbitolinídos. En los niveles biomicríticos hay Ostreidos, Rudistas cónicos, otros Bivalvos y Gasterópodos y ocasionalmente Ostrácodos.

Ocupa prácticamente toda la región estudiada excepto una pequeña zona en la parte más occidental donde desaparece por cambio lateral de facies a la Fm. Arenas de Utrillas. La tendencia general es a una progresiva disminución de espesores hacia el NO y O y disminuye bruscamente en el extremo suroriental de- *



(a)



(b)

Fig. 27. — Mapa de Isopacas de los Mb. Calizas de Estenas y margas de Losilla (a) y del Mb. Calizas de la Bicuerca (b).

bido a la influencia del Macizo Valenciano (fig. 27 b). El depocentro se sitúa en el Sur de la región (Hoja de Chulilla).

Las asociaciones de facies que se encuentran en esta Unidad corresponden en conjunto a ambientes de plataforma interna somera. Distinguiéndose subambientes de alta y media energía, con formación de barras y *shoals* calcareníticos, así como litorales con barras submareales y canales de marea intercalados con zonas submareales protegidas y llanuras de marea marginales.

1.4.6. Calizas y margas, arcillas verdes en la base (C5). Cenomaniense - Turoniense

Esta Unidad engloba las Formaciones que se describirán a continuación definidas por VILAS et al (1982).

1.4.6.1. *Fm. Margas de Chera*

Está constituida por margas y arcillas dolomíticas verdes. Las margas son generalmente grises y ocres y fosilíferas, mientras que las arcillas dolomíticas son siempre verdes y en general azoicas. En términos generales predominan las margas hacia el SE y hacia la base de la Formación mientras que las arcillas dolomíticas son más abundantes hacia el NO y O y hacia el techo de la Unidad. Hacia la base, dentro de las margas, se pueden encontrar intercalaciones de bancos biomícrticos mientras que dentro de las arcillas dolomíticas se puede dar alguna intercalación de dolomías.

Ocupa la totalidad de la región estudiada, existiendo una tendencia a disminuir los espesores hacia el S y el E, una zona de mínimos correspondiendo con las hojas de Liria y Landete y alineada según una dirección NE-SO y una zona máxima aproximadamente paralela a la anterior en las hojas de Chelva y Alpuente (fig. 28 a).

La presencia de las siguientes orbitolinas: *Orbitolina (Mesorbitolina) aperta*, *O. (Orbitolina) gr. cóncava*, *O. (Conicorbitolina) Cuvilleri* y *O. (Conicorbitolina) cónica* señala que esta Formación debe corresponder esencialmente al Cenomaniense inferior (MAS, 1981) aunque como señala este autor no se puede descartar el que, al menos en su parte más alta, esté representado parte del Cenomaniense medio.

1.4.6.2. *Fm. Dolomías de Alatoz*

Esta Formación está constituida por dolomías recristalizadas, en general, en bancos masivos con intercalaciones de niveles nodulares fuertemente bioturbados o delgadas intercalaciones de dolomías tableadas y margas dolomíticas. Muy ocasionalmente puede llegar a reconocerse la litología original encontrándose entonces que, unas veces corresponde a calcarenitas *grainstone* y *packstone* con estratificación cruzada y otras a biomícritas *wackestone*.

Esta Unidad aparece representada en toda la zona con un máximo de espesores representado aproximadamente en la parte Central y Sur, y una tendencia a disminuir paulatinamente hacia el NO y O. También disminuye, pero de forma más brusca hacia el E (fig. 28 b).

La escasez de datos con valor cronoestratigráfico en esta Unidad sólo nos permite asignarle una edad Cenomaniense sin poder precisar más.

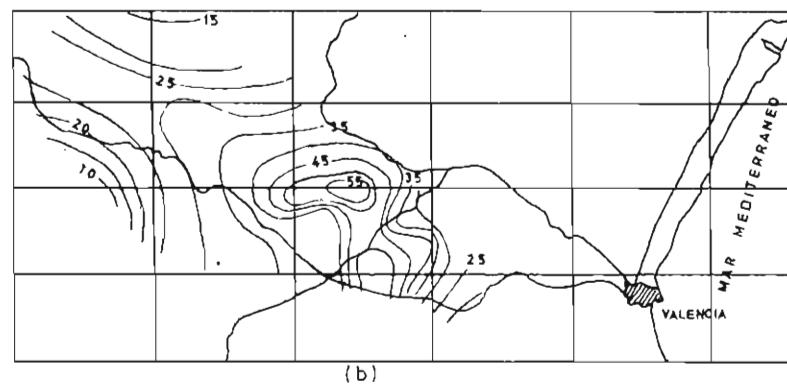
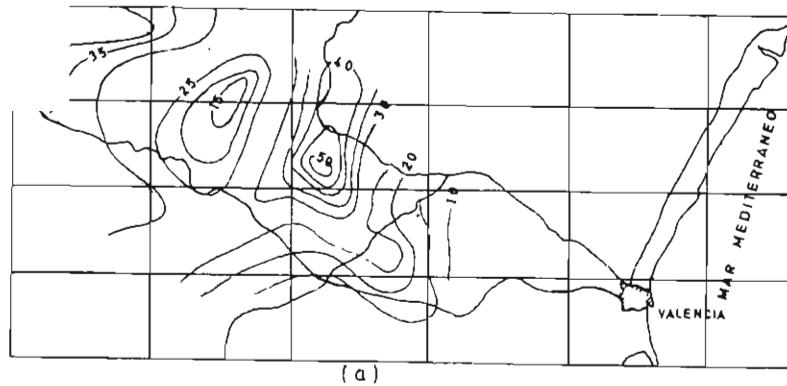


Fig. 28. — Mapa de isopacas de la Fm. Margas de Chera (a), y de la Fm. Dolomías de Alatoz (b).

1.4.6.3. *Fm. Dolomias tableadas de Villa de Ves*

Está formada por bancos de dolomías cristalinas masivas alternando con dolomías tableadas en bancos decimétricos. También aparecen pero en menos proporción, margas dolomíticas. En las dolomías masivas se puede reconocer a veces estratificación cruzada y son muy frecuentes los niveles con **ripples** y laminación paralela.

Ocupa la totalidad de la zona objeto de estudio y el mapa de isopacas (fig. 29 a), refleja una zona elongada en dirección SO-NE, de mínimos espesores. A partir de esta región y hacia el NO aumenta progresivamente de potencia. Asimismo, hacia el SE se refleja una zona de máximos, en dirección aproximadamente paralela a la anterior.

No se ha encontrado ningún dato con valor cronoestratigráfico en esta unidad, pero teniendo en cuenta lo que se ha señalado para las formaciones infrayacentes, y sobre todo los datos que se tienen de la unidad suprayacente, que ha sido determinada como Turoniense inferior, podemos deducir que esta Formación debe ser Cenomaniana, seguramente superior.

Las tres Formaciones descritas pertenecen a un Dominio de plataforma interna carbonatada, pero existen diferencias apreciables entre ellas.

La primera se depositaría en zonas protegidas pero no restringida en cuanto a salinidad, se podría hablar en unos casos de un **lagoon** bien comunicado dentro del esquema general de plataforma interna carbonatada, y en otros la sedimentación se debió realizar en condiciones más restringidas, posiblemente un **lagoon** somero con desarrollo de amplias llanuras de marea fangosa.

La segunda se interpretó como depósitos de una plataforma somera con barras calcareníticas.

La tercera formación presenta una gran homogeneidad de facies a lo largo de la cuenca. Las secuencias características son de somerización hacia el techo y corresponden a llanuras de mareas carbonatadas dando secuencias tipo **grainy (shoal** - llanura de marea) y secuencias **muddy (lagoon** - llanura de marea).

1.4.6.4. *Fm. Calizas y margas de Casa Medina*

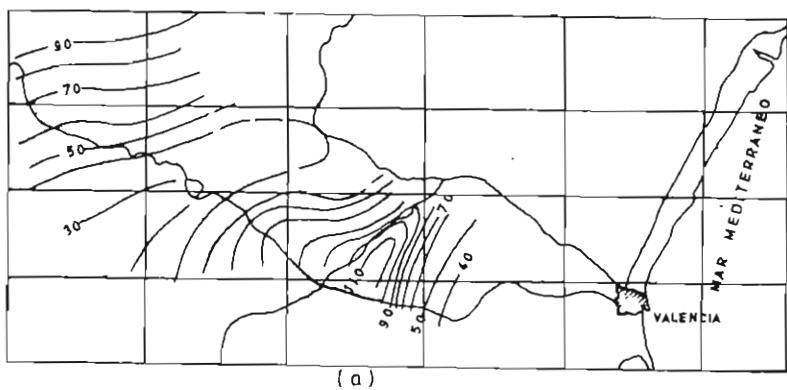
Está constituida por biomicritas y micritas **wackestone** y **mudstone** masivas, que progresivamente hacia su techo se hacen nodulares y a techo margas algo dolomitizadas.

Está bien representada en la parte central de la zona estudiada, sin embargo, la falta de afloramientos en las zonas NE y SO impiden allí su reconocimiento (fig. 29 b). Esta Unidad se depositó en una plataforma carbonatada, por debajo del nivel de base del oleaje, pero en la zona fótica.

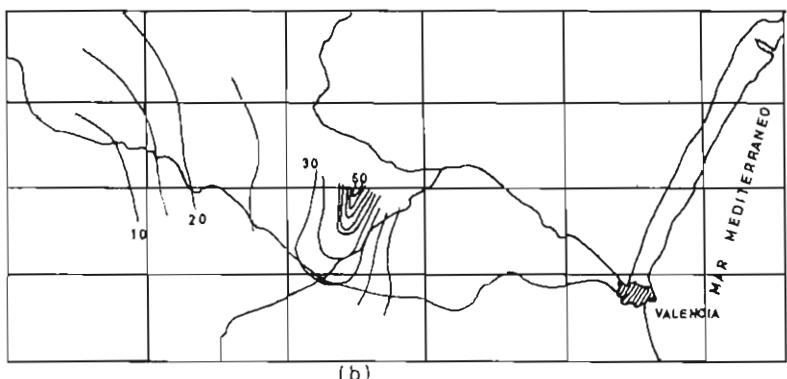
La presencia en esta Unidad de **Globotruncana sigali**, **Hedbergella paradubia**, y **Pseudoclauina brayi** indican una edad Turoniense inferior (RAMIREZ DEL POZO, 1972; MELENDEZ et al 1974).

1.4.7. *Arenas, margas y calizas (C_u3). Albiense - Turoniense*

Por razones cartográficas se han reunido dentro de esta Unidad las formaciones descritas en los apartados 1.4.3., 1.4.5. y 1.4.6.



(a)



(b)

Fig. 29.—Mapa de isopacas de la Fm. Dolomías tableadas de Villa de Ves (a) y de la Fm. Calizas y margas de Casa Medina.

1.4.8. Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada (C6). Turoniense

Está formada principalmente por dolomías masivas generalmente muy recristalizadas. Localmente presentan fantasmas de Rudistas, los cuales, a veces llegan a ser muy frecuentes. También aparecen dolomías, en origen calcarenitas, con estratificación cruzada. En algunos puntos esta última litología llega a constituir el total de la Unidad. A techo aparece siempre un nivel de margas dolomíticas que a veces tienen intercalaciones con laminaciones, posiblemente de algas.

Debió ocupar toda el área estudiada, ahora bien, la disposición actual de los afloramientos, que ocupan esencialmente la parte central de la región no nos permite tener una idea exacta de la geometría de esta Unidad, aunque los datos de que se dispone permiten observar un neto incremento progresivo de espesor hacia el NE (fig. 30).

A pesar de la intensa dolomitización, se pueden apreciar dos asociaciones de facies, una está representada por barras de calcarenitas migrando en una plataforma somera con crecimiento de **patches** de Rudistas, y otra presenta barras de calcarenitas de tamaño comprendido entre 1 y 20 m de altura que se interpretan como de plataforma somera sometida al influjo del oleaje con barras y **shoals**.

La edad de esta Formación es sumamente problemática dado que la fuerte diagénesis sufrida no permite la identificación de ninguna facies con valor cronoestratigráfico. Se le da edad Turoniense en base a su posición estratigráfica.

1.4.9. Calizas, calizas dolomíticas y brechas (C7). Senoniense

Comprende las Formaciones que se describen a continuación, definidas por VILAS et al (1982).

1.4.9.1. Fm. Margas de Alarcón

Esta Unidad presenta muy malos afloramientos en esta zona. En otros puntos (Villa de Ves y Dos Aguas), se puede observar que en su base aparece una discontinuidad (nivel de *Microcodium*) o costra ferruginosa.

Desde el punto de vista sedimentológico esta Unidad se relaciona con ambientes de llanuras de marea carbonatadas, predominando los términos inter y supramareales.

La edad de estos materiales en esta región es posiblemente Coniaciense.

1.4.9.2. Fm. Calizas y brechas de la Sierra de Utiel

Está constituida por biomicritas **wackestone**, con Miliólidos y cantos negros, calcarenitas **packstone** e incluso **grainstone** con estratificación cruzada, generalmente brechas calcáreas, calizas con Rudistas, calizas con Gasterópodos y hacia techo algunas intercalaciones margosas. En la base suelen aparecer importantes niveles de brechas. En general la Unidad está recristalizada y muchas veces dolomitizada.

Aunque el estudio de esta Unidad solamente puede relacionarse en aquellos puntos en que por la complejidad tectónica (zona centro-sur, Chulilla-Requena) es posible observarla en su totalidad en alguna serie verticalizada, se puede deducir de los datos obtenidos, que el espesor de la unidad aumenta hacia el N, sin poder precisar con más detalle la tendencia. No obstante estos datos nos permiten deducir que está representada en toda la región.

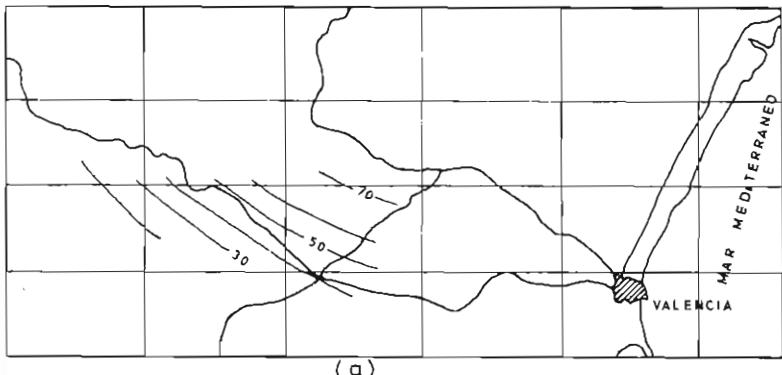


Fig. 30.—Mapa de isopacas de la Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada.

Estos materiales se depositaron en una amplia plataforma somera, carbonatada y compleja en cuanto a la distribución de subambientes. Así, aparecen zonas de alta energía, con **shoals** de calcarenitas y barras migrando en la plataforma, **ponds** o **lagoon** diferenciados, de baja energía con predominio de fangos micríticos, **patches** de Rudistas y, en zonas más internas, amplias llanuras de marea carbonatadas.

En ellas podrían llegar a darse términos supramareales, con desarrollo de evaporitas, cuya disolución dio lugar a las brechas de colapso, que incluye cantos de las facies próximas.

Dentro de esta Formación se ha encontrado la siguiente asociación de Foraminíferos bentónicos, **Dicyclina**, **Cuneolina**, **Valvulammina picardi**, **Chofatella rugoretis**, **Pseudocyclammina**, **Minouxia lobata**, **Idalina anticua**, **Videntalina hispanica**, **Nummofallotia cretacea**, **Lacazina elongata**, **Nonion senonicus** y **Penero plis**. Esta asociación nos permite datar la unidad como Coniaciense? - Santonense.

1.4.9.3. *Fm. Calizas y margas de Sierra Perenchiza*

A las dificultades ya señaladas para la Unidad anterior, en cuanto a la escasez de afloramientos, se une en esta Formación el hecho de que en su techo aparece una importante discordancia que la erosiona parcial o totalmente haciendo imposible un análisis paleogeográfico. Los escasos afloramientos se encuentran concentrados casi exclusivamente en la parte suroriental de la zona estudiada.

Está formada por calizas micríticas **mudstone** y **wackestone** con Caráceas, margas, niveles conglomeráticos y algún nivel calcarenítico. Son muy frecuentes las costras ferruginosas y los niveles de nodulización.

El ambiente en que se depositó esta Unidad corresponde a una plataforma carbonatada somera con fuerte influencia continental y tendencia a la hipersalinidad. En ella se desarrollarían extensas llanuras de marea. En otros puntos no hay evidencia de comunicación con el mar, correspondiendo a un modelo de marisma carbonatada.

Esta Formación ha sido datada como Campaniense-Maastrichtiense, tanto por ASSENS et al en 1973, como por GUTIERREZ et al en 1975. En ambos casos se basan fundamentalmente en la aparición de las Caráceas **Amblyochara begudiana** y **Porochara sp**, que según indican los segundos, corresponderían al Maastrichtiense y la última (Porochara) se extingue en el Cretácico terminal. Además los primeros encuentran en la serie de Collado Umán **Murciella Cuvilliéri** y GUTIERREZ et al 1973, en la Sierra de Perenchiza encuentran abundantes niveles con **Lychnus** (L. af. **Dalloni** y L. af. **BBourguignati**).

1.4.10. *Calizas, dolomías y margas (C5-7). Cenomanense - Senoniense*

Por razones cartográficas se han reunido dentro de esta Unidad las formaciones descritas en los apartados 1.4.6., 1.4.8. y 1.4.9.

1.5. TERCARIO

Los materiales terciarios están extensamente representados en esta Hoja. Los terrenos más antiguos, fundamentalmente paleógenos, aparecen en afloramientos

dispersos por la zona, mientras que los más modernos, fundamentalmente neógenos, han podido ser agrupados en la cartografía por cuencas sedimentarias en diferentes áreas y éste ha sido el criterio empleado en la descripción de esta memoria.

1.5.1. Paleógeno

1.5.1.1. *Lutitas rojas con niveles de paleosuelos carbonatados (Nivel de «Bulimus») (N1). Maestrichtiense - Paleoceno?*

Esta Unidad aflora fundamentalmente en dos áreas, en el río Cabriel (zona de Los Cuchillos) y en las inmediaciones de Estenas. Se caracteriza litológicamente por la predominancia de niveles lutítico-margosos, en muchos casos correspondientes a paleosuelos carbonatados, y en la que esporádicamente se intercalan niveles de caliza (zona de Estenas) y/o de areniscas y yesos (zona de Los Cuchillos).

En la zona de Estenas la base de la unidad está constituida por un nivel de pisolitos de caliche y costra calcárea con *Microcodium*, muy característico, semejante al que se encuentran en similar posición en los Catalánides (ESTEBAN, 1972; ANADON, 1978). Le siguen niveles de lutitas y margas más o menos edafizadas en las que se intercalan bancos de caliza de hasta 2 m de potencia con carofitas y oncolitos y niveles de areniscas y conglomerados cuarzosos. La potencia mínima de esta unidad en Estenas es de unos 50 m.

En la zona de Los Cuchillos, la presencia de esta Unidad fue dada a conocer por BARTRINA y GEA (1954), y dicho corte ha sido estudiado por DUPUY y MARIN (1960), VIALLARD (1973), VILLENA et al (1973) y ASSENS et al (1973).

En conjunto, la «Unidad de Bulimus» corresponde a depósitos de llanura aluvial (s.l.) en la que se desarrollarían importantes fenómenos edáficos en número e intensidad. No se han podido estudiar las características de los canales fluviales, pero sus depósitos arenosos y conglomeráticos poseen una constitución siliciclastica en el área estudiada, destacando la escasa entidad de los clastos carbonatados. Estos podrían indicar una procedencia casi exclusiva de áreas fuentes constituidas por materiales de facies Weald o Utrillas, o bien algún tipo de alteración climática que eliminase los eventuales clastos de composición carbonatada. Particularmente en Estenas, además de los procesos mencionados en el párrafo anterior, habrían tenido lugar importantes episodios de inundaciones y encarcamientos, dando lugar a la formación de paleosuelos hidromorfos y depósitos de calizas lacustre-palustres.

El contenido paleontológico de esta Unidad está constituido fundamentalmente por carofitas atribuibles al Maestrichtiense (VILLENA et al 1973) y *Vidaliella gerundensis*. Este fósil, según PLAZIAT (1973), aparece lo más tarde en el Thanetiense y desaparece en el llerdiense medio. Por todo ello se asigna aquí una edad Cretácico superior (Maestrichtiense) - Paleoceno a esta Unidad.

1.5.1.2. *Conglomerados, areniscas y lutitas (N2-O). Eoceno - Oligoceno*

En esta Unidad se incluyen materiales fundamentalmente detriticos que afloran de modo discontinuo en diversos puntos de la mitad Sur de la Hoja. Los afloramientos más extensos son los de Collado Umán (zona sur de la Sierra de Malacara) y del sector de Siete Aguas (vertiente SW de la Sierra de la Cabrera).

Se incluyen también aquí los materiales terciarios que yacen sobre el nivel de **Bulimus** en la Fosa del Remedio (Estenas) y en Los Cuchillos.

Esta Unidad aparece constituida por conglomerados poligénicos y areniscas y lutitas rojas y ocres con una potencia máxima de más de 400 m en la zona de Siete Aguas. En esta serie detrítica aparecen esporádicas intercalaciones de calizas, margas grisáceas y rojizas que han suministrado en diversos puntos una fauna de gasterópodos continentales (VIALLARD, 1976) y carofitas (MOISSENET, comunicación personal).

Es difícil, dada la dispersión y discontinuidad de los afloramientos de esta Unidad, establecer unas características sedimentológicas detalladas. Se trata en general de depósitos de abanico aluvial o fluviales en sentido amplio aunque localmente se presentan calizas y margas de origen lacustre (La Cabrera, Yegueros).

Se ha asignado una edad Eoceno-Oligoceno a estos materiales en base al trabajo de VIALLARD (1976), quien cita *Dissostoma* sp. y *Romanella* aff. *hopi* en la zona de Siete Aguas; indicando los primeros un Eoceno medio (Cuisiense-Luteciense) y los segundos un Eoceno superior (Bartoniense-Ludiense). Por otra parte, MOISSENET (comunicación personal) señala la presencia de carofitas del Eoceno superior - Oligoceno inferior en el sinclinal de Yegueros (zona sur de la Sierra de Malacara) y zona de la Venta de la Cabrera entre Buñol y Siete Aguas.

1.5.1.3. *Conglomerados, areniscas y lutitas (N1-O). Maastrichtiense-Paleógeno*

Se ha incluido en esta Unidad un conjunto de materiales detríticos rojos con intercalaciones de margas y calizas que aparecen bastante deformados en las cercanías del embalse de Buseo. En la base del complejo continental MOISSENET ha encontrado *Platychara spiculata* que indicaría una edad Maastrichtiense. De acuerdo con este dato se ha atribuido a este conjunto la edad Maastrichtiense-Paleógeno sin poder hacer una mayor precisión.

1.5.1.4. *Lutitas, areniscas y conglomerados (N1-M1). Terciario indiferenciado*

En las cercanías de Villar de Tejas y Casicas de Turis, se localizan unos materiales detríticos constituidos por lutitas rojas, areniscas y conglomerados que debido a la ausencia de fósiles y aislamiento con respecto a otros materiales terciarios datados, han sido representados como Terciario.

1.5.1.5. *Calizas, margas, conglomerados y areniscas (O-M). Oligoceno superior - Mioceno inferior*

En esta Unidad se engloban materiales detríticos y carbonatados que afloran en diversos puntos de la Hoja (cercañas de Pedro Izquierdo y al SW de la Sierra Martés en las cercañas de Castilblanques). Está constituida por conglomerados, areniscas y lutitas que intercalan niveles de calizas y margas verdosas o grisáceas que contienen carofitas. En la zona de Castilblanques aflora un conjunto de más de 40 m de calizas beiges y rosadas y margas verdes y grises con niveles de conglomerados calcáreos, hacia el techo de la serie, que soportan en discordancia a la serie detrítico carbonatada de la cuenca de Gabriel. Los materiales de esta Unidad se depositaron en ambientes fluviales y lacustres.

Esta Unidad ha sido datada en la zona de Castilblanques (Hoja de Jalance) como Chattiene-Aquitaniente por LENDINEZ et al (en prensa).

En el sector del Arroyo de Valdentrán (NE de Pedro Izquierdo, Hoja de Landete) MOISSENET (com. oral) señala la presencia de flora de carofitas aquitanas en dichos materiales en las cercanías del caserío de Asturias.

En las inmediaciones de Pedro Izquierdo MOISSENET (com. oral) señala la presencia, en unos niveles margosos de una flora de carofitas del Oligoceno terminal-Mioceno inferior.

1.5.2. Terciario de las Cuencas Valencianas

Se agrupa aquí un conjunto de afloramientos de materiales neógenos y otros de edad imprecisa (podrían ser incluso paleógenos) que se localizan aproximadamente al Este del meridiano de Siete Aguas.

1.5.2.1. *Yesos, calizas y margas (Yesos de Niñerola) (N-M2). Paleógeno? - Mioceno inferior.*

Es una Unidad constituida por yesos y calizas que reposan en discordancia sobre materiales de facies Keuper y cuyo afloramiento está reducido a unos pocos Km² en las cercanías del caserío de Niñerola. Está formada por una alternancia de yesos, generalmente nodulares y ocasionalmente laminados, con niveles de caliza de hasta 3 m de potencia. Esporádicamente se observa la presencia de niveles lutíticos o margosos grises y de lignitos.

Los yesos poseen una textura nodular (*chicken wire*) con nódulos de tamaño diverso, llegando a alcanzar más de 1 m de diámetro en algunos niveles. Localmente se registra la presencia de niveles enterolíticos. Entre los nódulos existen materiales lutíticos o margosos oscuros y más raramente carbonatos. Las calizas poseen estratificación fina y laminación. Los fósiles que contienen son Ostácodos, Gasterópodos lacustres, Carofitas y Diatomeas.

Dada la escasez de datos sedimentológicos, únicamente se puede señalar un origen lacustre en sentido amplio a esta Unidad. En dicho ambiente se depositarían fangos carbonatados laminados, margas, lutitas y esporádicamente yesos laminados. Los yesos nodulares, tan abundantes en esta Unidad, podrían tener un origen post-deposicional diagenético, habiéndose formado inicialmente como nódulos de anhidrita.

Los yesos y calizas de Niñerola fueron objeto de atención desde antiguo, pero BRINKMANN (1931) es el primero en señalar la importancia de dicho afloramiento por presentarse dichos yesos y calizas fuertemente inclinados y reposar encima de ellos una formación detrítica miocena marina que él atribuyó al Burdigaliense. Dicho autor asigna a esta Unidad yesífero carbonatada una edad oligocena por consideraciones estructurales, y cita una serie de fósiles que no le permiten datar con precisión dicha formación.

SOUBRIER et al (1980) por su parte citan unos fósiles que únicamente señalan una edad miocena y se inclinan sin gran convicción por una edad miocena inferior sin excluir otras posibilidades.

Lo cierto es que teniendo en cuenta los datos de estos autores actualizados, es evidente que la edad de la formación de Niñerola es Pretortoniense, edad ésta de los materiales marinos que se encuentran en discordancia por encima de esta Unidad.

1.5.2.2. *Lutitas rojas y margas (M1-2). Mioceno inferior medio (Orleaniense)*

Esta Unidad aflora extensamente en las Hojas de Cheste y Liria, pudiéndose señalar como cortes tipo los de Chiva (niveles inferiores) y el corte de Buñol, que incluye el yacimiento clásico de vertebrados. En el corte de Chiva esta Unidad está constituida por más de 80 m de lutitas pardo rojizas con abundantes nódulos carbonatados de origen edáfico que intercalan escasos niveles lenticulares de conglomerados de cantos calcáreos, calizas de aspecto travertínico y esporádicos niveles de margas grisáceas. En la zona de Buñol, los niveles del yacimiento de vertebrados se localizan en un tramo de margas y arcillas grises lignítiferas intercalado en una serie detrítica roja con esporádicas intercalaciones de niveles de color claro y calizas. Esta Unidad corresponde a un cambio lateral de facies de parte de la Unidad 1.5.2.3 formada por conglomerados, areniscas y lutitas, más próxima al borde de cuenca y sobre ella yacen niveles de margas, calizas y conglomerados (1.5.2.4) y más hacia el Este niveles marinos de edad Tortoniana-Serravaliense?

Los materiales de esta Unidad corresponden a depósitos de llanura de inundación aluvial, con escasos depósitos atribuibles a canales, en la que esporádicamente se formaban zonas lacustres o pantanosas con sedimentación terrígeno-carbonatada. El único yacimiento fosilífero de valor cronoestratigráfico conocido en esta Unidad es el clásico de Buñol estudiado por CRUSA FONT y TRUYOLS (1957), ADROVER (1968) y DAAMS (1976). La abundante fauna de vertebrados es atribuida al Orleaniense medio, zona MN4a de Meir (LOPEZ, 1977).

1.5.2.3. *Conglomerados, areniscas y lutitas (M1-3). Mioceno medio y superior*

Se agrupa en esta Unidad un conjunto de materiales detriticos neógenos que se localizan principalmente al SW de la línea Buñol-Montroy y en afloramientos dispersos y de menor extensión en las Hojas de Cheste y Liria.

Un corte tipo de esta Unidad se puede observar en la zona del Monatrón donde se apoya sobre las lutitas rojas y margas limolíticas (M1-2), aquí con yesos y niveles carbonosos y a su vez soporta a las calizas lacustres superiores (M3c). GARCIA et al (1975) señalan que en la zona Oeste de Buñol la Unidad conglomerática que nos ocupa se apoya en discordancia sobre niveles de la Unidad de lutitas rojas y margas limolíticas (M1-2), correlacionables con el yacimiento de Buñol. MOISSENET (comunicación personal), confirma dicha disposición en el Barranco de Candel, al Sur de Buñol. Debido a ello, probablemente en la cartografía se han agrupado facies conglomeráticas de edad diversa y que a veces en los bordes de cuenca se presentan discordantes, pasando hacia zonas más distales de la cuenca a las unidades M1-2, M2-3c y M3c.

Los conglomerados poseen gran variabilidad local en cuanto a redondeamiento y selección, siendo predominantemente de cantos de calizas mesozoicas. Generalmente intercalan niveles de areniscas y lutitas rojas. Hacia zonas más alejadas de los bordes de cuenca pasan a tramos fundamentalmente lutíticos rojos con intercalaciones de conglomerados de cantos calcáreos y de areniscas rojas o blancas. Los datos existentes hasta ahora no permiten establecer las características sedimentológicas de las diferentes subunidades englobadas en este apartado, pero probablemente corresponden a depósitos de zonas intermedias y proximales de abanicos aluviales. Se ha atribuido esta Unidad al Mioceno medio y super-

or por su relación con el resto de unidades de la cuenca, aún cuando algunos niveles conglomeráticos podrían corresponder al Mioceno inferior.

5.2.4. *Margas, calizas y conglomerados (M2-3-c). Mioceno medio - superior*

Esta Unidad aflora fundamentalmente en la zona comprendida entre Buñol, Alhama y Godelleta y en las cercanías de Cheste. Está formada por tramos de calizas constituidas por acumulación de fragmentos de depósitos algales, con aspecto travertino y cicatrices erosivas y cantes calcáreos que alternan con niveles de lutitas calcáreas ocres y rojizas con señales de edafización.

El ambiente de depósito correspondería a un medio de llanura de inundación con numerosos episodios lacustres que esporádicamente recibirían influjos fluviales.

La edad de esta Unidad, dada la ausencia de fósiles característicos, se ha atribuido por referencia al yacimiento de Buñol y a los niveles marinos.

1.5.2.5. *Areniscas, lutitas y lumaquelas con Ostreidos (M2-3ar). Tortoniense-Serravallense?*

Esta Unidad se localiza en el extremo sudoriental de esta Hoja y se prolonga por la vecina Hoja de Valencia, donde se encuentran los mejores afloramientos de la misma. Está constituida por areniscas y lutitas calcáreas con escasas intercalaciones de calizas. Es característica la presencia de numerosos niveles con grandes ostreidos. El medio de depósito debe corresponder a un ambiente marino somero litoral con cierta energía.

USERA (1972, 1974) atribuye al Tortoniense diversos afloramientos de esta Unidad basándose en el estudio de los foraminíferos. SOUBRIER et al (1980) asignan una edad Mioceno superior sin más precisión a los afloramientos de la Hoja de Cheste, mientras que GOY et al (1974) datan como Helvetiense-Tortoniense los niveles de las cercanías de Valencia. Lo mismo que MUELAS et al (en prensa) para los de las Hojas de Burjasot y Liria. Teniendo en cuenta todos estos datos se asigna una edad Tortoniense-Serravallense? a esta Unidad.

1.5.2.6. *Calizas algales (M3-c). Mioceno superior. Turolense*

Esta Unidad aflora principalmente al SO de Buñol y cercanías de Liria-Benaguacil constituyendo los niveles superiores de la cuenca. Está formada fundamentalmente por calizas con estratificación irregular con aspecto masivo, oquero, frecuentemente recristalizadas, constituidas por acumulaciones de fragmentos bioclásticos de construcciones algales de tamaño diverso, oncolitos y gasterópodos lacustres. En las zonas cercanas a los bordes de cuenca estas facies alternan con niveles de margas y conglomerados, mientras que en las zonas alejadas de los mismos, desaparecen los materiales detriticos gruesos y existen únicamente intercalaciones margosas. Todas estas características apuntan a un origen lacustre con influencia fluvial para esta Unidad.

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

1.5.2.7. *Lutitas rojas, areniscas y conglomerados (M2-Pl-cg). Mioceno superior Plioceno?*

Se han agrupado en esta Unidad un conjunto de materiales detriticos rojos que afloran en las proximidades de Jérica y puntos aislados de la Hoja de Alpuente (n.º 638).

Entre Jérica y Segorbe estas facies detriticas están constituidas por lutitas rojas, areniscas y conglomerados poligénicos subangulosos, fundamentalmente calcáreos. Localmente existen niveles de lutitas amarillentas que han proporcionado faunas de gasterópodos terrestres. Los niveles de areniscas y conglomerados son de escasa potencia y relativa extensión lateral, mostrándose sus componentes mal seleccionados. En algunos puntos existen niveles de sección lenticular correspondientes a rellenos de paleocanales de escasa relación anchura/altura. Se han asignado a esta Unidad unas brechas de cantos angulosos y heterométricos y matriz arenosa presentes en la Hoja de Alpuente, que posiblemente representen también al Pleistoceno.

ORTI et al (1977) datan materiales atribuibles a esta Unidad como pliocénicos en base a gasterópodos terrestres, no obstante y dado el tipo de fauna y la ausencia de fósiles característicos se asigna aquí una edad Mioceno superior-Plioceno, con reservas, a esta Unidad.

1.5.3. **Terciario de la Cuenca del Cabriel**

En esta zona se pueden distinguir tres conjuntos distintos de materiales neógenos: las facies de Fuencaliente, unidades de la cuenca del Cabriel y la "unidad detritica superior" o Fm. Casas del Conde que recubre en parte a las anteriores.

1.5.3.1. *Calizas, margas, areniscas y lignitos. Facies de Fuencaliente (M2-3). Astaraciense-Vallesiense?*

DUPUY y MARIN (1960) señalan en los alrededores del pueblo de Fuencaliente (en la actualidad sumergido por las aguas del embalse de Contreras) unas margas, calizas y areniscas con lechos de lignitos a los que denominaron «Facies de Fuencaliente».

Los materiales que constituyen esta Unidad se sitúan en discordancia sobre las lutitas y yesos del Keuper. Aparecen en muchos casos fuertemente basculados o plegados, y, como señala MARTEL (1970), soportan en discordancia una serie detritica con calizas a techo. Estos últimos niveles enlazan cartográficamente con unidades de la cuenca del Cabriel, de edad Turoliense superior.

Está constituida por calizas blancuzcas, margas oscuras y verdes y niveles de yesos y lignitos. Los niveles calcáreos suelen presentar abundantes gasterópodos.

En la zona de la Rambla de la Fuente es posible observar parte de esta Unidad. Sobre un tramo arenoso con intercalaciones de calizas y conglomerados que yace sobre el Keuper, existe un nivel de margas ligeramente arenosas que muestra las características típicas de un paleosuelo hidromorfo. A este nivel le sucede un tramo de margas y margocalizas, algunas muy arenosas con restos de algas y gasterópodos que culmina en un nivel de caliza con trazas de bioturbación, alguna de ellas atribuibles a raíces. Sobre él yace un tercer tramo de calizas y margas con características propias de depósitos palustres carbonatados

odulación, fisuración, marmorización). Estos tramos basales constituyen una sucesión de paso de condiciones iniciales de encharcamiento e inundación intertente a palustres o lacustres litorales con emersiones esporádicas y que en vertical evoluciona a facies lacustres sin mostrar señales de emersión.

En el tramo superior, hasta el techo de la serie allí observable está constituido por facies palustres.

Las láminas delgadas de los niveles de caliza muestran unas microfacies constituidas originalmente por micritas y a menudo **grainstones** de granos de micrita, que debido a la compactación aparecen a menudo como micritas grumosas con «stellate voids». En muchos niveles abundan los restos de algas, ya sean clorofíceas, diatomeas (*Melosiras*) o cianofíceas.

Esta sucesión es diferente de la descrita en otros puntos por diferentes autores, y de la que se observa en los afloramientos de la zona de Cerro Mulatón, lo que indica que los cambios de facies son muy frecuentes en esta Unidad, por lo que las características sedimentológicas apuntadas no deben extrapolarse a otros afloramientos que el analizado aquí.

CROUZEL y VIALLARD (1969) señalan en la zona denominada Rincón de Peñarrubia, en dirección a La Pradera, la presencia de **Tetralophodon longirostris** KAUP y **Trilophodon angustides** (CUVIER).

GOLPE (1971) señala la presencia de **Conohyus melendezii** GOLPE en La Pradera y, teniendo en cuenta los datos de CROUZEL y VIALLARD (1969), asigna una edad Vallesiense, con dudas, a los niveles con vertebrados.

El problema que se plantea es el establecer la edad de esta Unidad, dada la imprecisión de la localización del yacimiento de vertebrados en la sucesión estratigráfica y el valor de las determinaciones de la fauna de mastodontes. En efecto, teniendo en cuenta la sinonimia y conclusiones propuestas por MAZO (1977), **Gomphotherium angustidens** y **Tetralophodon longirostris**, caso de estar perfectamente clasificados, únicamente podrían atribuirse juntos a un «Vindoboniense» superior (Astaraciense).

En resumen, debe admitirse una edad pre-Turoliense superior para esta Unidad, pudiéndose únicamente señalar la presencia de niveles de edad Astaraciense-Vallesiense? (Mioceno medio-superior). Este dato es de interés pues indicaría un episodio de fuerte actividad diafírica durante el Mioceno superior, responsable de la discordancia intra-miocena del área de Fuencaliente.

1.5.3.2. Unidades de la Cuenca del Cabriel

Integran la cuenca neógena del río Cabriel un conjunto de materiales detriticos, carbonatados y evaporíticos con una potencia de más de 300 m disectados por dicho río y sus afluentes entre el embalse de Contreras y Cofrentes y que abarca parte o casi la totalidad de las hojas a E: 1:50.000 de Campillo de Altobuey, Iniesta, Utiel, Venta del Moro, Casas Ibáñez, Chulilla, Requena y Jalance.

Los materiales de esta cuenca están limitados al Norte por los relieves mesozoicos de las Sierras de Negrete y de Utiel y Sierra del Tejo, de orientación Ibérica, y los relieves de la Sierra de Aliaguilla, que la separa de la cuenca de Miravenguanos. Por el este, las Sierras de Cabrera, Malacara y Martés la separan de las cuencas del Júcar mediante los umbrales de Alborea y Villa de Ves. Hacia el Oeste, los materiales de la cuenca quedan ocultos por el complejo detritico

rojo plio-cuaternario a partir de la zona de Minglanilla, y yacen en parte sobre la Unidad de Fuencaliente.

En cuanto a estudios estratigráficos de detalle merecen destacarse los trabajos de ROBLES (1970, inédito), cuyas aportaciones más importantes pueden consultarse en ROBLES et al (1974) y ASSENS et al (1973).

Con respecto a estos trabajos el de ROBLES (1970-1974) nos muestra una visión muy simplista y "en capas" de la Cuenca del Cabriel, mientras que en ASSENS et al 1973, quizás hay una excesiva proliferación de unidades, que a veces son difíciles de diferenciar unas de otras, debido a los numerosos elementos litológicos comunes en muchas de ellas.

Teniendo en cuenta estos problemas planteados en la distinción de unidades y las características de esta cuenca, en la que están representadas facies conglomeráticas y arenosas de borde de cuenca que pasan lateralmente a facies fluviales y fluvio-palustres y éstas a su vez a lacustre-palustres, en esta memoria el criterio adoptado ha sido el de describir unidades correspondientes a dichas facies o ambientes, estableciendo sus relaciones entre sí y la equivalencia, cuando ha sido posible, con las unidades distinguidas por otros autores, las unidades empleadas aquí tendrán pues el carácter de unidades deposicionales.

La datación de los materiales mediante mamíferos ha sido efectuada por AGUIRRE et al (1973) y MEIN et al (1978), habiéndose podido señalar la biozona MN13 en Venta del Moro (capas superiores de la cuenca del Cabriel) y la biozona MN13 en Fuente Podrida (níveis inferiores), correspondiendo ambas zonas al Turoliense.

1.5.3.2.1. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (M3-PI). Turoliense-Rusciniense?

Se han agrupado en esta unidad los materiales detriticos gruesos de borde de cuenca, adosados a los relieves mesozoicos. Sin embargo, no todos los materiales en contacto con los relieves mesozoicos deben incluirse en estas unidades, como ocurre por ejemplo con el flanco NE de la Sierra de Rubial, o en otras zonas de las Hojas de Utiel y Mira, debido a que son márgenes inactivos, o bien al carácter expansivo de las facies distales respecto a las proximales ya observado en varios puntos de esta cuenca.

Se han podido distinguir tres zonas principales de afloramiento de esta Unidad, en la zona de la fosa de Chera y margen SO de las sierras de Utiel y del Tejo, en la zona de Hortunas-Mijares y en la zona de Puerto Contreras - flanco SO de las Sierras del Rubial.

Estas unidades pasan lateralmente, hacia zonas más alejadas de los bordes, a tramos lutíticos con intercalaciones de areniscas y conglomerados y eventualmente calizas, de origen fluvial o fluvio-palustre que corresponden a zonas distales de abanicos aluviales.

Los conglomerados, en ocasiones, se presentan en tramos potentes, de aspecto masivo, con intercalaciones lenticulares de lutitas y areniscas. Los cantos son predominantemente calcáreos, estando presentes localmente, los de areniscas triásicas y jacintos de Compostela. Por lo general son heterométricos, con cantos de hasta 50 cm, subredondeados, con soporte de canto y a veces presentan imbricación y estratificación cruzada planar. En otras ocasiones presentan fábrica desorganizada y mal seleccionada existiendo en tales casos un es-

tro continuo desde niveles con soporte de cantos a niveles con escasos cantos “flotando” en una matriz arenosa o lutítica. Algunos bancos muestran gradasificación inversa y otros aparecen formados casi exclusivamente por cantos gruesos con escasa matriz. Alguno nivel presenta forma claramente lenticular. Cala de afloramiento, pero por lo general muestran continuidad lateral y bajas generalmente erosivas laxas y escasamente encajadas.

Los niveles de areniscas poseen escaso espesor y a menudo aparecen asolados, o bien a los de conglomerados, adoptando formas lenticulares, o bien a las lutitas, en forma de hiladas y disponiéndose en “channel-fill cross bedding”. Por lo general las areniscas muestran escasa selección, abundancia de matriz y no poseen estructuras aparentes. Las lutitas por lo general arenosas, se disponen en niveles de hasta 2 m de potencia con hiladas de cantos o nivellados intercalados de areniscas. Poseen color rojo, más raramente rosado y a veces presentan nódulos carbonatados y moteado de forma irregular.

Las características expuestas anteriormente apuntan a depósitos de abanicos aluviales, originados en zonas intermedias proximales de los mismos y en los que predominan los depósitos de flujos acuosos, probablemente de carácter *flashy*, aunque en ocasiones se originarían flujos de sedimentos (*mud flow* y *debris flow*).

No se han registrado fósiles en esta Unidad, por lo que la edad se ha establecido por su relación con otros niveles de la cuenca. Se le asigna pues una edad Turoliense, aunque localmente los niveles estratigráficamente más altos podrían corresponder al Rusciniense (Plioceno inferior).

1.5.3.2.2. Lutitas rojas y areniscas (M3-PI). Turoliense - Rusciniense (?)

En el conjunto de depósitos de origen fluvial de la cuenca del Cabriel, que son equivalentes distales de los descritos en el apartado anterior, podemos distinguir dos facies diferentes. Una facies con paleocanales que se extiende por la zona del valle del Cabriel e indenta con los depósitos lacustres y palustres correspondientes a tramos intermedios de la sucesión de la cuenca, y otra que corresponde a tramos superiores de la misma y que se extiende al NE del afloramiento de calizas de Venta del Moro - Los Isidros - La Portera, por toda la zona de Utiel-Requena y con características diferentes a las de las facies de paleocanales.

Las facies de paleocanales equivale a parte del Mb. Los Isidros de ROBLES et al (1974) y a parte del Mb. Tamayo de la Fm. Jaraguas de ASSENS et al (1973). Está constituida por lutitas pardas, rojas y ocres en las que aparecen intercalados niveles de orden métrico de areniscas y conglomerados correspondientes a rellenos de paleocauces fluviales, por lo general con sección transversal lenticular y escasa relación anchura/altura. Localmente intercalan calizas y margas, con mayor frecuencia en las zonas cercanas al tránsito a facies lacustre-palustres.

Esta facies, a tenor de éstas y otras observaciones efectuadas, corresponde al depósito de un sistema fluvial de características peculiares localizado en zonas distales de abanicos aluviales.

La facies de lutitas rojas y areniscas tabulares equivale a parte de la Fm. Jaraguas de ASSENS et al (1973). Está constituida fundamentalmente por tramos

lutíticos con algún moteado disperso y esporádicos nódulos carbonatados generalmente de color rojo vivo en las áreas septentrionales, perdiendo intensidad hacia el Sur, con intercalaciones de areniscas y conglomerados de cantos predominantemente calcáreos en bancos de cierta continuidad lateral y, en la zona sudoccidental, esporádicos niveles de calizas. Los niveles de areniscas suelen estar muy bioturbados, y aunque sean continuos lateralmente presentan hiladas y cicatrices lutíticas en su interior.

Las características expuestas nos señalan diferencias importantes con respecto a la facies de paleocanales del valle del Cabriel, y hacen pensar en depósitos de zonas distales de abanicos o «bajadas» sometidas a episodios de inundación de características torrenciales, escasamente canalizados, con semejanza a arroyadas en manto (*sheet floods*).

La edad ha sido establecida por correlación con los yacimientos de Venta del Moro y Fuente Podrida, representando el Turoliense y probablemente el Plioceno inferior en los niveles estratigráficamente más altos.

1.5.3.2.3. Yesos del Molino de la Rambla y de Los Ruices (M3y). Turoliense

Los yesos del Molino de la Rambla yacen sobre la facies Keuper y constituyen la unidad basal de la cuenca del Cabriel en la parte SE de la Hoja de Venta del Moro y SO de la de Requena. Sobre ellas yacen unidades carbonatadas lacustre-palustres. ASSENS *et al* (1973) opinan que son equivalentes laterales de las calizas de Fuente Podrida, aunque nuestras observaciones indican que son inferiores a dicha unidad, y le asignan una potencia de unos 22 m en la zona de Los Sardineros. ROBLES *et al* (1974) consideran esta unidad como un submiembro del Mb. Fuente Podrida.

Los yesos de Los Ruices están constituidos fundamentalmente por niveles de yeso con esporádicas intercalaciones de hiladas de lutitas y margas y de sílex. Afloran en una pequeña zona de las cercanías de Los Ruices, con una potencia que no sobrepasa los 25 m.

Los yesos son de origen primario, existiendo niveles de yeso lensoide en el seno de lutitas o margas, niveles ondulados de yeso macrocristalino en maclas y cristales verticalizados y yesos microcristalinos y gipsarenitas con *ripples*.

Esta unidad correspondería a depósitos evaporíticos de yeso primario formados en zonas lacustres muy someras, tanto en la interfase sedimento-agua como en el seno de sedimento ya depositado. En estas charcas salinas ocurrirían períodos de remoción de los fondos con formación de arenas lutíticas con clastos de yeso y en otros casos de gipsarenitas.

La edad ha sido establecida por su relación con otras unidades de la cuenca.

1.5.3.2.4. Calizas algales, margas y areniscas. Calizas y margas de Fuente Podrida (M3a). Turoliense inferior

Corresponde al submiembro de Fuente Podrida I del Mb. del mismo nombre de ROBLES *et al* (1974) y al Mb. del mismo nombre integrado en la Fm. Sardinerio de ASSENS *et al* (1973). Está constituida, en la zona del Balneario, por un tramo inferior de lutitas y margas grises con intercalaciones de calizas y más raramente de conglomerados y areniscas y un tramo superior predominantemente constituido por calizas travertino-algales. Esta Unidad se extiende por las in-

mediaciones del curso del Cabriel entre El Retorno y la Rambla Carretera en las cercanías de Villatoya.

El tramo inferior muestra un conjunto de lutitas y margas grises y amarillentas con intercalaciones de calizas y conglomerados de cantos de calizas y jacintos de Compostela. Las margas y lutitas presentan frecuentes niveles con gasterópodos lacustres y restos algales. Existen asimismo niveles de acumulación de oncolitos, tubos algales y fragmentos de los mismos. Todo ello indica un medio lacustre probablemente de escasa profundidad, sometido a influjos fluviales. El tramo superior muestra una sucesión de calizas en bancos potentes, de aspecto externo masivo, con intercalaciones de margocalizas y margas. Las calizas bajas están constituidas por acumulaciones de oncolitos, tubos y fragmentos algales. Algunos tubos se presentan verticalizados, lo que implica un crecimiento *in situ* de vegetación y recubrimiento por algas y calcificación de las mismas, el resto implicaría un transporte o remoción de fondo. Los tubos verticalizados implicarían el desarrollo, en zonas de escasa profundidad, de macrofitas, poseyendo por lo tanto este tramo un origen lacustre somero con predominio de la sedimentación carbonatada controlada por el desarrollo de algas.

La edad de esta Unidad ha sido establecida por MEIN et al (1978), quienes citan una fauna de mamíferos correspondiente a la biozona MN12 de la escala de MEIN, atribuible al Turolense inferior.

1.5.3.2.5. Calizas, margas, lutitas y areniscas (M3-Olar). Turolense superior - Plioceno inferior?

Se incluye en este apartado el conjunto de niveles calcáreos y margosos que constituyen parte de los tramos intermedios y superiores de la cuenca del Cabriel en la zona S de la misma.

ROBLES et al (1974) las asimila al Mb. Mirador, definido en la parte superior del corte de Alcalá del Júcar y por lo tanto, según dichos autores, sería una unidad correspondiente a dos cuencas, la del Júcar y la del Cabriel. Esta Unidad yace sobre la unidad de paleocanales del valle del Cabriel y en parte es equivalente lateral de la misma. Mientras en la zona de la Rambla de San Pedro y Puntal Tollo (Hoja de Casas Ibáñez), esta unidad aparece constituida por un tramo de más de 40 m de potencia de calizas con intercalaciones de margas y más raramente areniscas, en la zona de Tabaqueros los niveles calcáreos pierden predominancia y la unidad posee una facies más detritica. Idénticas características se presentan al N.E. de la alineación Sierra de Rubial - Los Isidros, donde pasa lateralmente en dicha dirección, y soporta, a las facies M3-PI.

Esta unidad está constituida fundamentalmente por calizas más o menos arcillosas que intercalan niveles de potencia variable de margas, lutitas, y localmente, areniscas o hiladas ligníticas. Suelen contener una abundante fauna de gasterópodos lacustres. Con respecto a las calizas, las facies originales corresponden a micritas y **grainstones** de granos de micrita con esporádicos Ostrácodos y Gasterópodos. En ocasiones abundan los restos algales más o menos conservados. La bioturbación es abundante en casi todos los niveles, así como las modificaciones palustres que han afectado a las facies originales y, así, se observan estructuras atribuibles a raíces, enrojecimiento y nodulización, generalmente abundante hacia el techo de muchos bancos, fisuración, moteado reticular, etc.

Estas características nos indican un origen lacustre somero de zonas litorales de lagos, con emersiones episódicas, o bien un medio palustre carbonatado.

Corresponden típicamente a las facies distales de la Cuenca del Cabriel y se interdigitan con las facies de origen fluvial ya mencionadas.

En niveles correspondientes a esta unidad, en las cercanías de Venta del Moro, AGUIRRE et al (1973) dieron a conocer un yacimiento de vertebrados atríbuible a zona MN13 (Turoliense).

Los niveles más altos de esta Unidad, sobre todo al Sur del río Cabriel y zona de Ledaña, podrían pertenecer ya al Plioceno inferior, pues se sitúan estratigráficamente por encima del yacimiento de Venta del Moro.

1.5.3.3. *Fm. Casas del Conde. Lutitas, areniscas y conglomerados (Pl-Qcg y Pl-Qar). Pliocuaternario*

En discordancia cartográfica sobre diversas unidades de las Cuenca del Cabriel y del Júcar yace una serie detrítica roja cuya potencia no sobrepasa los 100 m y que aflora extensamente entre Campillo de Altobuey y los Llanos de Albacete. En la zona septentrional está constituida por conglomerados, areniscas y lutitas rojas que hacia la zona meridional pasan a lutitas rojas y ocres con intercalaciones de areniscas y también de calizas.

Las facies aluviales están constituidas por lutitas rojas con numerosas intercalaciones de areniscas y conglomerados de cantos calcáreos. En el área N los materiales detríticos gruesos suelen predominar (Pl-Qcg), mientras que al S de la zona Villapardo-Iniesta predominan los tramos lutíticos (Pl-Qar). En la zona de Minglanilla aparecen constituidas por areniscas y lutitas alternantes en bancos delgados de cierta continuidad lateral, entre los que se intercalan esporádicamente niveles de varios metros de potencia de areniscas y conglomerados con estratificación cruzada y base erosiva acanalada correspondiendo a depósitos de relleno canal fluvial. En la zona meridional estas facies son mucho más lutíticas y están constituidas por tramos de lutitas rojas o pardo-amarillentas con intercalaciones de niveles de areniscas de hasta 5 m de potencia con estratificación cruzada que corresponden a canales fluviales cuyas características no han podido ser precisadas.

Esta Unidad probablemente corresponde a depósitos de zonas intermedias y distales de un sistema de abanicos aluviales cuyas zonas proximales se localizan en la parte septentrional de la Hoja de Campillo de Altobuey, correspondiendo las partes más distales a las zonas meridionales de la Hoja.

Localmente, intercalados en las facies fluviales de la Fm. Casas del Conde, aparecen niveles de calizas y margas de origen lacustre somero-palustre.

AGUIRE et al (1976) señalan un episodio de carbonatación afectando a la unidad carbonatada superior de la Cuenca del Júcar, sobre la que yace la Unidad que nos ocupa, en la zona de Villalgordo del Júcar. Estos autores dan a conocer la presencia de roedores pliocenos en las capas altas de margas y calizas de la unidad carbonatada y por otra parte que, en discordancia sobre la Unidad Casas del Conde, se localiza el llamado Sistema aluvial del río Júcar con **Mammuthus meridionalis** (Villafranquense).

MEIN et al (1978) consideran como correlativas la Fm. de Villalgordo del Júcar (equivalente de la Fm. Casas del Conde) con una serie de calizas y margas con

niveles de lignitos que afloran en el techo de la serie neógena en la zona de Valdeganga y con los fósiles del Villafranquiente inferior. Además citan la presencia en los niveles altos de la serie de Alcalá de Júcar (Mb. Mirador de ROBLES et al 1974) de una fauna de roedores que les permite atribuirlos al Rusciniense superior.

Según todos los datos expuestos hasta aquí, la edad de la Fm. Casas del Conde sería post Plioceno medio (Rusciniense superior) y sería aún Villafranquiente, dada la presencia de **Mammuthus meridionalis** en el Sistema aluvial del río Júcar, discordante sobre ella. Además recientemente BASCONES et al (1979) citan la presencia de una fauna de edad cuaternaria inferior (Villafranquiente) en las proximidades de Casas del Rincón (Hoja de Valdeganga).

1.5.4. Terciario de la terminación meridional de la Fosa de Teruel y Cubeta de Sinarcas.

En este apartado se tratará de los materiales neógenos pertenecientes a diversas cuencas sedimentarias que se localizan en el cuadrante noroccidental de la Hoja.

Los materiales más antiguos se localizan en la cuenca de Sinarcas. En el Norte de la Hoja afloran materiales neógenos que constituyen la terminación meridional de la fosa de Teruel y que queda separada de los de Mira- Garaballa, prolongación de la fosa de Teruel, por la depresión de Landete con relleno de materiales probablemente pliocuaternarios. Estos diferentes afloramientos están constituidos por unas formaciones detríticas que intercalan y/o soportan niveles carbonatados. Aunque las facies de estos niveles a veces son diferentes, se ha considerado oportuno unificar la representación de los materiales detríticos y carbonatados de dichos afloramientos.

1.5.4.1. Cubeta de Sinarcas.

El Barranco del Regajo discurre profundamente encajado entre materiales neógenos, a unos 4 kms al Norte de Sinarcas. Esta profunda incisión muestra una sucesión neógena constituida por un tramo inferior calcáreo margoso con esporádicas intercalaciones de yesos y lignitos, y un tramo superior lutítico-conglomerático rojo. Además de este paso en la vertical, puede apreciarse también el paso lateral de las facies margoso-calcáreas a las lutítico-conglomeráticas.

1.5.4.1.1. Margas, lutitas, calizas y lignitos. Unidad Margosa inferior de Sinarcas. (M1). Orleaniense inferior.

Esta Unidad aflora exclusivamente en el fondo del Barranco del Regajo, al N de Sinarcas, con una potencia mínima de 60 m. La base visible de esta unidad está constituida por margas y calizas cretosas con gasterópodos lacustres que intercalan niveles centimétricos de lignitos y un tramo de más de 5 m de potencia de yesos al que sucede un tramo de lutitas y margas grises con lutitas y areniscas rojas intercaladas. FONOLLA et al (1974) señalan el paso lateral y vertical de esta unidad a conglomerados, areniscas y lutitas rojas que constituyen la unidad detrítica roja de Sinarcas. El medio de depósito de la unidad margosa inferior de Sinarcas corresponde a un ambiente lacustre con fuertes influencias locales de tipo aluvial.

MOISSENET (comunicación personal) le asigna una edad Miocena inferior (zona MIN 3 de MEIN) en base a un yacimiento de vertebrados localizado en las margas yesíferas del Barranco del Regajo.

1.5.4.1.2. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas. Unidad detrítica roja de Sinarcas. (M1a). Orleaniense.

Aflora al N y NE de Sinarcas, disectada por el Barranco del Regajo y sus afluentes. Está constituida por lutitas y areniscas rojas o pardo rojizas que intercalan numerosos niveles de conglomerados o cantes calcáreos. Hacia la base de la unidad intercalan algunos niveles de lutitas grises y negruzcas con Helícicos. Un sondeo efectuado cerca de la pista forestal al N del Barranco del Regajo ha atravesado más de 170 m de materiales atribuibles a esta Unidad.

Los niveles de lutitas rojas muestran desarrollos incipientes de fenómenos edáficos en unos pocos niveles (moteado, etc.) y se pueden interpretar, dado su color y características, como depósitos de decantación que han sufrido oxidación y eventualmente edafización. Los niveles de lutitas grisáceas y negras muestran características diferentes y así, hacia la base de la Unidad se aprecian secuencias constituidas por lutitas grisáceas, a veces con moteados que evolucionan a techo a colores gris oscuros y finalmente negro, presentando localmente restos de Helícidos. Estas secuencias podrían interpretarse como formadas por depósitos de decantación que han permanecido encharcados en zonas de influencia fluvial (ciénagas).

Los niveles de areniscas y conglomerados muestran relativa continuidad lateral, base erosiva laxa y abundantes cicatrices internas e hiladas lutíticas. Los conglomerados poseen cantes heterométricos, de hasta 35 cm de diámetro y son subangulosos. Muestran por lo general fábricas de soporte de cantes, rara vez imbricación y están mal seleccionados y desorganizados. Los cantes suelen ser de caliza y más raramente silíceos, con matriz roja o pardo-rojiza. Este conjunto de características los hacen atribuibles a depósitos de canalículos, probablemente en zonas relativamente distales de un sistema de abanicos aluviales próximas a áreas lacustres sobre las que progradan y con cuyas facies se indentan.

En la zona del Regajo los ejes de paleocanales y surcos explosivos basales de niveles conglomeráticos dan direcciones de corriente comprendidas entre N-S y NE-SO para los tramos superiores, mientras que en los tramos inferiores los ejes indican direcciones NNO-SSE.

La edad de esta Unidad debe ser Mioceno inferior, por sus relaciones con la Unidad margosa inferior de Sinarcas, datada por micromamíferos.

1.5.4.2. Fosa de Teruel y prolongación meridional de la misma (cubetas de Garaballa y Mira).

Se han agrupado aquí los materiales neógenos que afloran en las zonas de Santa Cruz de Moya, Moya-Landete, Garaballa y Mira.

1.5.4.2.1. Conglomerados, margas y calizas (M1 cg) Orleaniense.

Aflora únicamente al NE de Mira, alcanzando su mayor desarrollo en el Barranco de Canales. En dicho punto está constituida por un tramo inferior conglomerático en contacto con las calizas mesozoicas y un tramo superior de margas

y lutitas grises y amarillentas con intercalaciones de lignitos, calizas y conglomerados. El tramo conglomerático inferior constituye la mayor parte de los materiales cartografiados y en el Barranco de Canales posee más de 100 m de potencia, constituida por conglomerados masivos de cantos calcáreos gruesos, pudiendo alcanzar alguno más de 50 cm de diámetro. Sobre los conglomerados de base se asienta el tramo superior de 70 m de potencia de lutitas y margas grises y amarillentas con alguna intercalación de areniscas, conglomerados y escasas hiladas lignitosas y bancos de caliza de aspecto travertino.

La sucesión del Barranco de Canales probablemente indica la instalación de un medio lacustre sobre zonas proximales de abanico aluvial.

VIALLARD (1973) cita, procedente del techo del tramo lutítico gris amarillento, la presencia de *Megacricetodon gr. minor collonguensis*, y por nuestra parte hemos podido recoger la siguiente fauna: *Megacricetodon collongensis*, *Fahlbuschia Koenigswaldi*, *Democricetodon cf. gracillisis*, *Armatomys aragonensis* y *Heteroxerus cf. rubricati*. Clasificación de J. AGUSTI (Instituto de Paleontología de Sabadell) que permiten atribuir la parte superior de esta unidad al Orleaniense (zona MN 4 b) de MEIN. MOISSENET (comunicación oral) confirma, independientemente, dicha edad asimismo mediante el hallazgo de micromamíferos en estos niveles.

1.5.4.2.2. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (M2-P1) Astaraciense? - Rusciniense.

En la zona de Mira-Garaballa esta Unidad yace sobre diversos niveles mesozoicos y sobre la unidad basal del Barranco de Canales en contacto no preciso. Posee potencias del orden de los 100 m.

Está constituida fundamentalmente por lutitas rojas con intercalaciones de areniscas y conglomerados. FONOLLA et al (1974 b) indican variaciones litológicas importantes en el seno de esta Unidad, y así en la zona occidental predominan las lutitas rojas con intercalaciones de conglomerados de cantos de calizas y areniscas rojas, señalando áreas fuente con predominio de materiales triásicos, y en la zona oriental predominan arcillas pardas y ocreas y areniscas blancas y conglomerados calcáreos señalando áreas de aporte constituidas por materiales jurásicos y cretácicos. En las zonas de borde predominan los sedimentos conglomeráticos.

En la zona de Mira pueden distinguirse unos niveles de areniscas y conglomerados de forma lenticular, en secciones apropiadas, y que corresponden a depósitos de relleno de paleosuelos de escasa relación anchura/altura intercalados en tramos de lutitas rojas con niveles de nódulos carbonatados y bancos poco potentes de areniscas y más raramente conglomerados mal seleccionados y de cierta extensión lateral.

Las características expuestas nos indican que los niveles de esta sucesión corresponden a depósitos de origen fluvial, atribuibles a depósitos de zonas distales de abanicos aluviales. En la zona de Santa Cruz de Moya-Casas Bajas está constituida por un conjunto detrítico rojo de conglomerados predominantemente calcáreos y areniscas con intercalaciones lutíticas en los tramos basales y zonas de borde de cuenca, que gradan lateralmente a tramos fundamentalmente lutíticos con intercalaciones conglomeráticas y arenosas en zonas alejadas del

borde, como puede observarse en las inmediaciones de Casas Bajas. A partir de este punto hacia el N se intercalan materiales calcáreos y margosos con niveles de lignitos que adquieren gran desarrollo en la zona de Ademuz-Vallanca. Según FONOLLA et al (1974 a) alcanza un máximo de 150 m. en la zona objeto de estudio.

La unidad detrítica roja corresponde a depósitos aluviales en un sentido amplio y en la que, localmente, se ha podido señalar la presencia de facies proximales de abanicos aluviales con flujos acuosos y depósitos de facies más distales de dichos sistemas de abanico, con presencia de paleocanales de escasa relación anchura/altura y depósitos de arroyada en manto.

En esta zona y por correlación con los yacimientos de vertebrados de las cercanías de Ademuz atribuimos a esta unidad una edad Vallesiense-Turolense.

1.5.4.2.3. Calizas travertínicas lutitas arenosas y conglomerádos. (M3). Mioceno superior. Turolense?

Aflora en los alrededores de Mira yaciendo sobre los conglomerados, areniscas y lutitas rojas de la unidad (M2-P1).

Constituida fundamentalmente por calizas algales, de aspecto travertínico, con intercalaciones de conglomerados y areniscas. El corte de la carretera de Mira a Narboneta, 1 km. al SO de Mira, muestra que esta unidad consta en dicha zona de un tramo carbonatado inferior, un tramo lutítico rojo intermedio y un tramo carbonatado superior.

El tramo carbonatado inferior, de menor desarrollo y extensión que el superior, está constituido por bancos de calizas con abundantes restos algales disecados por un canal relleno de material calcarenítico de bioclastos de algas con estratificación cruzada.

Sobre este tramo carbonatado yace un tramo lutítico rojo de origen fluvial, que probablemente está genéticamente relacionado con el depósito de relleno calcarenítico del paleocauce descrito.

Sobre el terreno lutítico rojo se encuentra el tramo carbonatado superior caracterizado por la presencia de abundantes niveles arenosos y conglomeráticos intercalados entre calizas travertínico-algales semejantes a las del tramo inferior. Este tramo presenta unas características muy semejantes a las de esta unidad carbonatada en Garaballa.

De lo expuesto anteriormente se puede concluir que esta unidad carbonatada en el sector mencionado, está constituida por tres tramos, dos de ellos de calizas de origen algal asociadas a depósitos detríticos y un tramo intermedio lutítico rojo de origen aluvial. Los tramos carbonatados muestran influencias fluviales y se habrían formado probablemente en lagos someros originados en zonas distales de abanicos aluviales, pero con influencia de los mismos.

1.5.4.2.4. Calizas travertínicas, margas, areniscas y conglomerados (M3-PI tr). Mioceno superior - Plioceno ?

Está constituida por calizas algales de aspecto travertínico y micritas, con gasérópodos, ostrácodos y restos vegetales, con intercalaciones de margas, margocalizas y, según las zonas, areniscas y conglomerados (zona de Mira-Garaballa) o lignitos (zona de Landete-Sta. Cruz de Moya).

El origen de estos depósitos sería lacustre somero con influencias de tipo fluvial. En algunos niveles se reconocen depósitos palustres o lacustres litorales sometidos a emersiones.

1.5.4.2.5. Arcillas pardas, areniscas y conglomerados (Pl.-Q). Villanyense. Pliocuaternario

Existen diversos afloramientos de materiales detriticos rojos cuyas características y posición hacen pensar en una equivalencia con la Fm. Casas del Conde. Los afloramientos más extensos de estas facies se localizan en la Hoja de Landete, donde están constituidos por arcillas pardas, ocres y rojizas, areniscas y conglomerados. Alcanzan hasta 40 m de potencia y se disponen en discordancia (FONOLLA et al 1974 a) sobre la unidad de Moya de edad Turoliense-Ruscinense, como se citó anteriormente.

AGUIRRE et al (1976) presentan una serie de datos paleontológicos, estratigráficos y tectónicos de la Meseta Sur que podrían extrapolarse incluso a parte del área estudiada en el presente trabajo. Dichos autores atribuyen una fase tectónica importante, ligada a una formación detritica roja y postectónica, con discordancia, al final del Plioceno inferior, señalando la presencia, en varios lugares, de formaciones detriticas rojas superiores a dicha discordancia. La Unidad mencionada en este párrafo junto con la Fm. Casas del Conde podrían corresponder a dichos eventos.

1.6. CUATERNARIO

1.6.1. Arcillas de descalcificación (Q1). Pleistoceno

Ocupan zonas deprimidas, rodeadas por relieves calcáreos. Se trata de un paleosuelo que ha sufrido la decarbonación por lavado.

1.6.2. Costras calcáreas, travertínicas (Qtr). Pleistoceno - Holoceno

Se incluyen en este apartado unos tipos de depósitos con escasa continuidad lateral, constituidos por calizas brechoides, zonadas. Su génesis se atribuye a la removilización de carbonatos por mantos de agua que escurrían por pendientes suaves.

1.6.3. Glacis, mantos de arrollada (QG). Pleistoceno - Holoceno

Dentro de este grupo se incluye una serie de depósitos que forman extensas llanuras de suave pendiente. Se caracterizan por la superposición de niveles detriticos, fundamentalmente conglomerados, que en ocasiones están cementados por exudaciones calcáreas.

1.6.4. Aluviones y terrazas (QT). Pleistoceno - Holoceno

En esta unidad se agrupan los depósitos que rellenan los cauces de los ríos principales y de sus afluentes, Turia, Magro y Cabriel, así como de sus correspondientes niveles de terraza.

1.6.5. Cuaternario indiferenciado (Q). Pleistoceno - Holoceno

Dentro de esta unidad se han agrupado diferentes tipos de depósitos cuaternarios, que por su importancia convenía diferenciar, y que por otra parte, por sus características litológicas y genéticas no encajaban en el resto de los apartados del cuaternario.

1.6.6. Conos de Deyección (Q2Cd). Holoceno

Se desarrolla en las laderas de los principales relieves, fundamentalmente mesozoicos.

1.6.7. Coluviones (Q2 C). Holoceno

Constituyen pequeñas manchas localizadas alrededor y dentro de los relieves mesozoicos y terciarios. Están formados por arcillas con cantos angulosos y heterométricos, en general poco cementados.

2. TECTONICA

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 Trías 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 DEWEY (1973); el aulacógeno Celtibérico formaba así, utilizando la teoría de Tectónica de Placas, parte de una unión triple tipo «rrrr». 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, 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 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, de desarrolló durante las etapas de Graben, Transición y Downwarping de la evolución del Aulacógeno Ibérico.

2.2. ANALISIS MACROESTRUCTURAL

La síntesis macroestructural (fig. 31) permite reconocer unas estructuras compresivas (pliegues y fallas inversas) y otras distensivas (fallas normales, fosas), que corresponden al plegamiento alpino de la Ibérica y a las distensiones postorogénicas 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:

- **zócalo y tegumento**, formado por el basamento hercínico y los sedimen-



Fig. 31.—Síntesis macroestructural.

- tos 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 margoyesíferos 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**, integrado 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 a una estructura a veces violenta de escamas de cobertura 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, pueden detectarse vergencias hacia el NNE, acentuándose así el carácter de despegue de aquella. Además de pliegues son muy importantes los cabalgamientos tendidos cuyas traslaciones pueden ser en algunos casos de gran envergadura.

– De SW a NE se pueden diferenciar varias zonas caracterizadas por asociaciones de estructuras con estilo diferente:

- Zona de pliegues y cabalgamientos de Enguidanos-Requena, caracterizada por la presencia de pliegues concéntricos, pliegues-falla y cabalgamientos en la cobertera.
- Zona anticlinal de Villar del Humo-Chelva, constituida por una larga estructura anticlinal de fondo, donde afloran el zócalo y tegumento, cortada y desplazada por fallas transversales.
- Zona subtabular de Villar del Arzobispo, constituida por un gran homoclinal inclinado al Norte.

2.2.1.2. *Estructuras transversales*

Las estructuras transversales de dirección NE-SO, están presentes en toda la región estudiada, son más frecuentes en el NO, en las Hojas de Alpuente, Chelva y Jérica tanto en forma de pliegues de cobertera como de pliegues de fondo. Son abundantes las figuras de interferencia, en forma de braquianticliniales y braquisíncliniales, al cruzarse con estructuras NO-SE. En las estructuras mejor definidas (Hoja de Jérica) se observan vergencias al NW.

2.2.1.3. *Estructuras submeridianas*

Presentan una dirección próxima a la N-S. Se localizan más esporádicamente que los dos anteriores familias pero son visibles en casi toda la región estudiada. Corresponden a la directriz Altomira, y su vergencia es hacia el Oeste.

2.2.2. *Estructuras distensivas*

Como ya se ha indicado, la región está surcada por fallas normales de fases tectónicas originadas por distensión posterior al plegamiento, como se viene evidenciando 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).

Esta última familia es la que determina las fosas más visibles como la de Requena.

Evidentemente corresponden a dos distensiones diferentes de las cuales según VIALLARD 1979, la primera fue la que originó las fallas longitudinales, quizás 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 creación 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 análisis de estructuras menores, esencialmente picos estitolíticos y grietas de tracción, generadas en las formaciones calcáreas por deformación global discontinua acompañada por fenómenos de presión-disolución, transferencia de fluidos y recristalización. Se han medido las orientaciones de los picos estitolíticos 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.

Se han tomado medidas en 16 estaciones resumiéndose los resultados en la fig. 32, donde únicamente se sitúan 14 estaciones, por encontrarse dos de ellas muy próximas a alguna de las representadas. Las posiciones medias de los sectores donde se orientan los picos estitolíticos (representados mediante áreas punteadas) dan la orientación de las direcciones de compresión. De estos datos se deduce que la región fue comprimida según cuatro direcciones principales, 120°, 45°, 86° y 120°.

Los datos de relaciones temporales entre juntas estitolíticas en los afloramientos 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°, correspondiente a las macroestructuras ibéricas NW-SE; es la fase de deformación principal.
3. Compresión 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.

La compresión según 3 es posterior a la 45° pero no es posible por el mo-

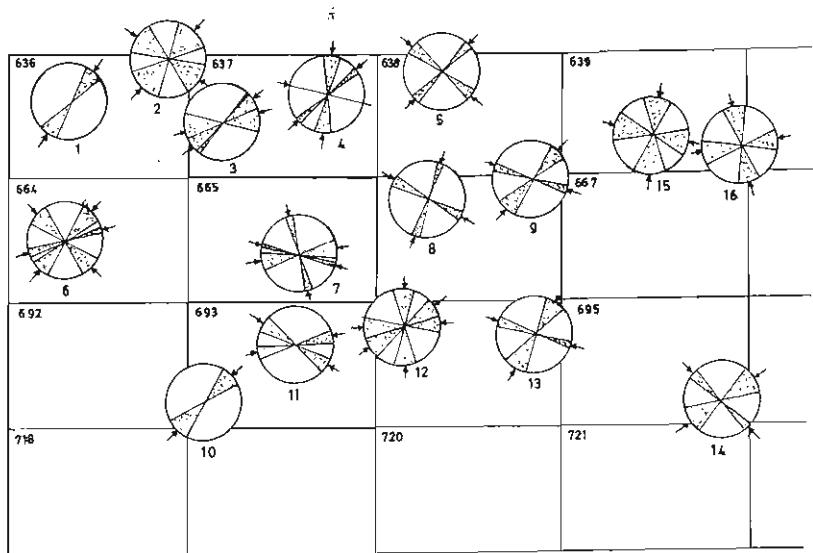


Fig. 32.—Orientación de las direcciones de compresión alpinas determinadas a partir de juntas estilolíticas. Los picos estilolíticos se orientan en cada estación dentro de los sectores punteados y se señalan las direcciones de compresión, como la posición media de los estilolitos.

mento determinar si es una fase compresiva independiente o se relaciona con la última (120°), constituyendo una etapa dentro de ésta.

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 datos cronológicos de las formaciones terciarias y de las discordancias en ellas visibles. Según los datos de la hoja 1/50.000 de Cheste (721) 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».

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 plásticos del Trías. 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 dos grandes fallas de dirección NNE-SSO, una pasando por la depresión de **Landete-Mira** y otra paralela a la anterior que pasa por la fosa de Requena. Su presencia viene jalonaada por pliegues de fondo, fosas, haces de pliegues y desplazamientos de estructuras. Estos últimos desplazamientos permiten reconocer un movimiento de desgarre durante el plegamiento alpino, probablemente durante la fase de compresión según 45° o la etapa de dirección 120° .

Otra falla, esta vez longitudinal, se aprecia en el zócalo, pasando por el borde septentrional de la zona anticlinal de Villar del Humo-Chelva.

Estas fallas son probablemente antiguos desgarres tardihercínicos pues sus direcciones son compatibles con las que resultan de los modelos de tectónica tardihercínica de ARTHAUD y MATTE (1975 y 1977).

3. HISTORIA GEOLOGICA

En este capítulo se da una visión generalizada de la paleogeografía y evolución sedimentaria y tectónica del sector abarcado, teniendo en cuenta los datos existentes en la bibliografía y los obtenidos en los trabajos realizados en esta hoja, así como en áreas próximas.

El zócalo prehercínico tiene escasa representación en esta zona, limitándose a los afloramientos de la Sierra de las Cuerdas, Frontón del Cerro-Henarejos, Talayuelas y Bco. de Alcotas. Por otra parte la desconexión de éstos con los afloramientos paleozoicos de otras áreas dificulta la interpretación de este amplio periodo cronológico.

Los materiales más antiguos en este área, corresponden a las cuarcitas y pi-zarras del Ordovícico y Silúrico. La sedimentación en este tiempo tuvo lugar en una extensa plataforma somera sometida a la acción de las mareas. El análisis secuencial con datos tomados también de áreas próximas, pone de manifiesto tres episodios sedimentarios. El primero corresponde al Ordovícico inferior que comienza con facies heterolíticas y termina con facies de barras litorales (Cuarcita Armoricana). El segundo abarca el Ordovícico medio y superior, que comienza con facies finas y pasan a términos regresivos sobre los anteriores. El tercer episodio corresponde al Silúrico y es de carácter transgresivo. Esta situación perdura durante la primera parte del Devónico, sin que aparentemente exista laguna estratigráfica entre ambos tipos de depósitos.

Es en el Devónico superior cuando se producen los primeros movimientos Hercínicos. Los materiales posteriores con representación en la zona corresponden al Estefaniense. Estos depósitos parecen responder a sacudidas de tipo epigenético del zócalo en esta etapa, formándose una serie de ciclotemas carboníferos depositados en un ambiente continental de facies parálica.

La fase Saálica de la orogenia Hercínica reactiva de nuevo los relieves Pre-triásicos cuyo desmantelamiento queda puesto de manifiesto por el depósito

de los materiales del Permo-Trías. Esta sedimentación se produce en una cuenca que evoluciona a lo largo del Mesozoico según un esquema de tipo aulacógeno.

La sedimentación de las facies Buntsandstein en el sector occidental comienza con facies proximales de abanicos aluviales, seguramente relacionado con una acción erosiva remontante sobre las márgenes de los surcos formados tectónicamente y de los relieves marginales más próximos. La erosión remontante da lugar con el tiempo a una red de drenaje más jerarquizada, cuyo reflejo son los canales de baja sinuosidad de las facies heterolíticas. Estos canales están relacionados con un medio de transición, donde las corrientes de marea modifican las facies fluviales y que por lo tanto puede interpretarse como un estuario. Este estuario en sentido vertical pasa a una llanura arenosa de régimen meso a macromareal, de gran desarrollo horizontal y vertical. En conjunto se puede reconocer un gran ciclo transgresivo-regresivo aunque en la rambla de Alcotas pueden identificarse algunos rasgos de retoque marino desde la base de la serie. En el sector oriental la sedimentación 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 existentes en la mitad centro-occidental de la hoja. Regionalmente existe un claro control de espesores y facies a partir de las fracturas NO-SE y NE-SO, que compartmentan la cuenca dando surcos y umbrales. Desde el principio se marca el área subsidente en la zona de la Sierra de Espadán donde se registran los mayores espesores.

Al finalizar los depósitos de la 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 se lleva a cabo en su totalidad dentro de una extensa llanura inundable por las mareas, ocasionalmente al menos bajo condiciones macromareales, donde en un ambiente predominantemente de aguas claras, se produjo una activa sedimentación de carbonatos. En otras áreas por efecto de pequeños relieves del fondo de la llanura mareal, se producen ambientes más o menos hipersalinos que contrastan con un ambiente más generalizado de llanura de mareas con salinidad normal. Los carbonatos, claramente dominantes en el tramo inferior del Muschelkalk, son sustituidos en su mayor parte por los clásticos finos del tramo medio. En aquellas áreas peor comunicadas con el mar, de tipo llanura supramareal a sebkha costera sólo ocasionalmente inundadas por agua marina, se llevó a cabo una sedimentación de sulfatos y cloruros, a veces en un ambiente de tipo lagunar más o menos efímero.

El ambiente durante la sedimentación del tramo superior del Muschelkalk es bastante similar al que existía durante la sedimentación del tramo inferior, estos es, una extensa llanura de mareas con aguas claras, pudiendo reconocerse los diferentes subambientes de ésta en función de las estructuras sedimentarias presentes en los sedimentos, a pesar de su carácter dolomítico. La presencia de este tramo superior es generalizada en toda el área reconocida y, a mayor escala, en la mayor parte de la Cordillera Ibérica, dado que es extensivo sobre los tramos anteriores del Muschelkalk, aunque no lo es respecto al Buntsandstein. El dispositivo paleogeográfico cambia ligeramente respecto al tramo inferior aun-

que las áreas de máximos espesores registrados siguen situándose en el área noreste y este, es decir, próximo a la costa Mediterránea. Parte de otro surco relativo se adivina hacia el norte y ambos se encuentran separados por un área de mínimos espesores, esta vez con clara dirección NE-SW.

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 detritico-evaporíticos de la Facies Keuper en condiciones continentales con influencia marina (**sebkhas** litorales).

En estos momentos los relieves constituidos durante la fracturación tardíhercínica debían estar prácticamente peniplanizados, lo cual permitió la expansión de un mar epicontinental que va cubriendo progresivamente la mayor parte de las superficies, desarrollándose una amplia plataforma carbonatada. Correspondiente a la etapa de **Flexura (downwarping)**. En la plataforma marina somera, así formada comienza a depositarse las dolomías tableadas de Imón en un ambiente de llanura mareas.

Durante el Lias inferior la sedimentación se llevó a cabo en un ambiente de llanura de mareas, inter a supramareal, hipersalino a **sebkha**, con algunos períodos de exposición subáerea durante los que se produciría la disolución de parte de las evaporitas incluidas en los sedimentos, provocando la karstificación y colapso de los carbonatos.

Las diferenciaciones paleogeográficas comienzan en el Lias inferior y medio. Coinciendo quizás con la fase pre-rifting pudo producirse la articulación de la Plataforma Ibérica, en una serie de **horts** y **graben**, algunos de los cuales van a perdurar durante la sedimentación del Jurásico. 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. El ambiente de sedimentación en esta etapa 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 de Caudiel se encuentran en la Fm. Calizas bioclásticas de Barahona, coincidiendo con una importante etapa distensiva que rompe la plataforma en numerosos puntos.

El Lias superior (Toaciense) 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 Toaciense sea transgresivo en numerosas áreas circunmediterráneas. Este hecho es el responsable de la presencia de un ambiente de plataforma abierta, que condiciona la presencia significativa de Ammonites y otras formas pelágicas en el Toaciense.

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 micríticas) 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 posiblementemareales 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 Fm. Margas de Sot de Chera, en la que 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 decantación 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 pueden ser colonizados por organismos constructores.

La sucesión carbonatada del Jurásico culmina con la tendencia regresiva que provoca la aparición de depósitos clásticos de la Facies Purbeck.

En los lugares en los que esta unidad alcanza un mayor desarrollo se observa la siguiente tendencia evolutiva: en la base predominan las situaciones submareales, con episodios carbonatados dentro de un modelo de llanura de mare-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 el Valanginiense, se inicia un gran ciclo sedimentario que comienza con la transgresión Hauteriviana y finaliza con una regresión cuyos efectos se dejan sentir con gran intensidad en el Albieno 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.

En una primera etapa de este ciclo se instalaron ambientes de lagoon bor-

deados por llanuras de marea con gran desarrollo de canales mareas, las cuales a su vez estarían bordeadas en sus zonas más marginales por llanuras deltaicas dominadas fluvialmente, pero con influencia mareal. Posteriormente se inicia durante un intervalo que comprende la parte alta del Hauerivense y la mayor parte del Barremiense inferior un corto episodio con tendencia transgresiva para pasar a regresivo. Se mantienen las directrices paleotectónicas NO-SE y NE-SO que condicionaron la forma de la cuenca y la geometría de los depósitos. La cuenca se ensancha ocupando toda la parte central de la región estudiada. Se refleja de forma muy marcada el alto paleogeográfico de Sot de Chera. La distribución de los ambientes quedó de la siguiente forma: En la zona Sur, ambientes de marismas con importante contaminación marina, rodeados por el sur por zonas lacustres y llanuras de inundación fangosas con redes de drenaje poco desarrolladas.

En la amplia franja N y E se instalaron ambientes de llanura deltaica dominada por la acción fluvial, aunque con esporádica influencia mareal, hacia el borde Occidental existen facies características de ambiente fluvial o de llanuras aluviales proximales con sistemas de canalización de tipo braided y por último, en el extremo NO aparecen de nuevo ambientes lacustres.

Durante el Barremiense inferior, la configuración de la cuenca aparece similar pero las llanuras costeras de carácter mixto y carbonatado se extienden ampliamente hacia el NO y los aportes terrígenos gruesos relacionados con sistemas fluviales **braided** que venían de la parte occidental desaparecen, siendo ahora en el Sector de Villar del Arzobispo donde se instalan sistemas del mismo tipo provenientes del NE, es decir del Macizo Valenciano.

Durante la parte más alta del Barremiense inferior, el Barremiense superior y el Bedouliense se desarrolló un episodio transgresivo. Las directrices paleotectónicas NO-SE y NE-SO que condicionaban la sedimentación y geometría de la cuenca se mantienen, siendo predominantes las primeras. Se sigue reflejando de forma marcada el alto paleogeográfico de Sot de Chera.

Durante el Barremiense superior, prácticamente en la totalidad de la zona, se reconocen llanuras aluviales costeras con canales y zonas intercanal que de forma ocasional reflejan la influencia marina. En la región más oriental aparece una franja en la que se instalaron llanuras mareas terrígenas, mientras que hacia el borde suroccidental de la cuenca predominaban llanuras de inundación costera fangosas con subambientes lacustres.

En esta etapa se refleja por primera vez un nuevo elemento paleogeográfico correspondiente a un umbral en la zona de Mira.

Durante de Bedouliense se produce la instalación de una primera plataforma urgoniana en el sentido en que ha sido utilizado por otros autores (RAT, 1959; MASSE, 1976; RAT y PASCAL, 1979). En gran parte de la región estudiada se instalaron ambientes de plataforma interna carbonatada con una zona tranquila en la que se producía un gran desarrollo de los Rudistas. En la parte sur comenzaron a instalarse ya en esta etapa llanuras aluviales costeras.

Durante el Gargasiense y el Clansayense las directrices paleotectónicas NO-SE que habían venido condicionando la geometría y depósitos de la cuenca se mantienen, y las hasta el momento subordinadas con orientación NE-SO adquieren gran importancia, sobre todo en la parte central. El alto paleogeográfico de Sot de Chera continúa reflejándose de forma muy marcada.

En una primera etapa que esencialmente corresponde al Gargasiense inferior se produce una brusca irrupción de material terrígeno en toda la cuenca, desarrollando lo que se podría denominar «primer episodio expansivo terrígeno de tipo Utrillas» (MAS, 1981). Se instalaron predominantemente llanuras aluviales costeras que ocasionalmente presentaban influencia marina. En la parte oriental se dio una franja de dirección NE-SO en la que se instalaron predominantemente ambientes de lagoon protegido y a veces restringido con desarrollo de llanuras de marea marginales. Es en esta etapa cuando aparece el alto paleogeográfico de Tuejar que refleja los movimientos extrusivos del Triásico.

En una segunda etapa que se corresponde con el intervalo Gargasiense superior-Clansayense se produjo la instalación de una segunda plataforma urgonaña con una zona en el Sur en la que se instalaron ambientes de plataforma interna carbonatada. Bordeando esta plataforma se dieron ambientes litorales con carácter mixto terrígeno carbonatado con desarrollo de barras costeras, lagoons y llanuras de marea. En el resto de la cuenca de sedimentación aparecían llanuras aluviales costeras con una red de drenaje cuyo funcionamiento era similar al de una llanura deltaica y que manifiesta una cierta influencia marina.

La fase aústrica marca el inicio de un nuevo ciclo que tuvo su desarrollo durante el Albienense terminando en la parte más baja del Cenomaniente inferior.

Las directrices paleotectónicas NO-SE vuelven a ser claramente dominantes, pero comienza a insinuarse, sobre todo al final del ciclo la dirección N-S hacia el borde occidental. Por otra parte, se refleja también la influencia de los altos paleogeográficos el Tuejar, Sot de Chera y el Umbral de Mira como límite de extensión de la sedimentación (fig. 46).

En una primera etapa, que corresponde al Albienense inferior, se produce una irrupción de materiales terrígenos en toda la cuenca. Los depósitos correspondientes a una mayor influencia marina, de plataforma interna somera, o lagoon abierto mixto terrígeno-carbonatado quedan limitados a la zona más meridional. Bordeando esta región, y extendiéndose hacia el NO y O se reconocen ambientes de llanuras costeras que en sus partes más distales estaban claramente influenciadas por las mareas. En el resto de la zona existían predominantemente llanuras aluviales proximales con sistemas fluviales de baja sinuosidad predominantemente de tipo anastomosado, es decir, con islas más o menos permanentes entre las zonas canalizadas.

En la segunda etapa que se corresponde con la mayor parte del Albienense superior, se instaló una plataforma interna carbonatada en la que se pueden diferenciar, en su parte meridional, áreas tranquilas influenciadas por la llegada de material terrígeno fino y en la parte oriental acumulaciones de barras calcareníticas. Bordeando a esta plataforma se daban ambientes litorales con carácter mixto terrígeno-carbonatado en una franja estrecha en el N, que se abría ampliamente hacia el suroeste.

Durante el Vraconiente se instala en casi toda la región una plataforma interna carbonatada, tranquila, bien comunicada en general y con fuerte influencia de terrígenos finos para pasar rápidamente a una plataforma interna carbonatada más compleja, con una franja de dirección NO-SE que correspondería predominantemente a áreas agitadas de esta plataforma, con desarrollo de un amplio cinturón de barras calcareníticas. A partir de esta franja, hacia el SO y NE, se dieron predominantemente áreas tranquilas de plataforma interna carbonatada *

en las que de forma local y especialmente hacia la región Noroccidental se daba el desarrollo de bancos de Rudistas. En el extremo más noroccidental aparece una zona que correspondía a ambiente litoral mixto de barras submareales, zonas de sombra y llanuras de marea. Por último, en el borde más occidental quedaría todavía un pequeño sector dentro de la región estudiada con características de llanuras aluviales costeras.

A partir del Cenomaníense se produce una neta homogenización de la cuenca, con la instalación definitiva de una plataforma epicontinental relativamente estable, en todo el Dominio Ibérico, muchas veces actuando como una rampa carbonatada y en la que los carbonatados dominan sobre los terrígenos.

En esta etapa las directrices paleotectónicas con orientación NE-SO y NNE-SSO adquieren una gran importancia.

Durante el Cenomaníense inferior predominan en la parte oriental, ambientes de lagoon protegido pero bien comunicado con el mar abierto. En la parte occidental sobre y a partir del Umbral de Mira, predominaban, sin embargo, los ambientes de lagoon restringido con carácter mixto de terrígenos finos y carbonatados con el que se seleccionarían amplias zonas de llanuras fangosas de marea. Más tarde los ambientes de lagoon restringido fueron invadiendo toda la zona estudiada. La cuenca evoluciona y aparecen ambientes de plataforma interna carbonatada, somera, en toda la región, con predominio de situaciones submareales, en la parte oriental y situaciones intermareales y submareales en la parte occidental. La influencia del Umbral de Mira se manifiesta en cuanto al límite de extensión hacia el oeste de los ambientes exclusivamente submareales.

Durante el Cenomaníense superior tiene lugar la homogenización total de la cuenca, hasta el punto de que existen en toda ella llanuras de marea carbonatadas reconociéndose en detalle situaciones submareales, intermareales y supramareales; por otra parte la subsidencia es generalizada y constante, compensada permanentemente por una relativamente rápida sedimentación. Estas condiciones, sin apenas cambios se mantuvieron durante un lapso prolongado de tiempo.

Al iniciarse el Turolense produce un cambio total en la configuración de la cuenca. Se aprecia un brusco basculamiento de la plataforma hacia el NNE, que se refleja en el aumento de espesor de las unidades que lo constituyen hacia el N y E, por otra parte se produce un cambio en las directrices con la desaparición de la dirección NE-SO que tan claramente quedaba reflejada hasta entonces y el neto predominio de la NO-SE que actúa de eje de basculamiento y profundización generalizada.

Durante el Turoníense inferior, se vuelve a producir la homogenización total de la cuenca, con la instalación en toda ella de ambientes de plataforma abierta carbonatada, relativamente profunda, es decir, por debajo siempre de la acción del oleaje.

Más tarde se inicia la tendencia regresiva apareciendo en primer lugar un episodio de contaminación de terrígenos finos lutíticos para pasar casi inmediatamente a una plataforma abierta o rampa carbonatada, en la que en su mayor parte aparece sedimentación predominantemente de baja energía siempre en la zona fótica, con desarrollo de «patches» de Rudistas y esporádicamente sometida a la acción del oleaje. Unicamente en la parte suroccidental de esta platafor-

ma abierta se dio sedimentación de alta energía con el desarrollo de grandes barras calcareníticas que migraban hacia el Oeste y Sureste.

Posteriormente se inicia, con acusado carácter regresivo, un ciclo que se desarrolla durante un largo intervalo que comprende el Coniaciense (quizás solamente en parte), Santoniense, Campaniense y Maastrichtiense en parte. Dentro de esta región y con los escasos datos de que se dispone sólo se puede suponer que la cuenca estaría abierta hacia el N y E, como se puede deducir del aumento de espesores hacia esa zona. Las directrices paleotectónicas son también imposibles de determinar debido a la falta de datos y porque el techo del ciclo está erosionado por los materiales terciarios, pero si se puede constatar que la cuenca, durante este período sufrió una subsidencia generalizada muy marcada.

Durante el desarrollo de este ciclo, es posible diferenciar cuatro etapas. En la primera se desarrollaron amplias llanuras de marea con predominio de términos supramareales (marismas carbonatadas). En la segunda, la cuenca aparece como una plataforma interna carbonatada, muy amplia, muy somera y compleja, abierta hacia el N y E y en la cual aparecían desde llanuras de marea carbonatadas hasta bioconstrucciones de Rudistas. Predomina en cualquier caso la sedimentación micrítica. Es posible que existieran zonas donde se sedimentasen materiales evaporíticos, los cuales al ser disueltos producirían las brechas de colapso muy frecuentes en esta etapa. En la tercera se dan situaciones más someras aún, con predominio de llanuras de marea carbonatadas en toda la cuenca y localmente zonas desconectadas del mar. Esta tendencia regresiva llega a ser total durante la cuarta etapa, en la cual se localizarían amplias llanuras próximas a la línea de costa, marismas y lagos permanentes con sedimentación carbonatada. En estas zonas se darían importantes procesos pedogenéticos con formación de suelos a veces hidromorfos y ferruginizaciones muy importantes.

A partir de este momento se inician las primeras deformaciones y se depositan materiales de origen continental de edad Cretácico superior.

El inicio del ciclo paleógeno está marcado por la sedimentación de los materiales asociados a *Vidaliella gerundensis*, formados por paleosuelos carbonatados, costras con *Microcodium* y localmente deposición de carbonatos palustre-lacustres.

El registro de materiales paleógenos en esta zona es muy incompleto y sus características mal conocidas, debido a haberse formado probablemente en el seno de sinclinales de los primeros eventos compresivos, que posteriormente han quedado preservados únicamente en los niveles más altos de determinadas estructuras sinclinales a los que la erosión no ha alcanzado. Los materiales eoceno-oligocenos muestran una sedimentación fundamentalmente detrítica de ambientes fluviales y de abanicos aluviales, y en menor grado lacustres.

La separación de las diversas fases de plegamiento de la etapa compresiva es difícil de efectuar en la zona objeto de este estudio. Por una parte VIALLARD (1973) señala en zonas próximas la existencia de una fase finioligocena, responsable de las discordancias mayores, de las que únicamente GARCIA et al (1975) encuentran registro en la zona de Buñol. En dicha zona, estos autores registran además una fase que, resulta ser preburdigaliense. Esto está de acuerdo con las fases «castellana» y «neocastellana» diferenciadas por otros autores al NO de la zona aquí estudiada (AGUIRRE et al 1976) y que corresponden al Oligoceno superior y Mioceno inferior respectivamente.

En esta época se forman fosas controladas por grandes fracturas de zócalo, reactivadas (ej. Requena-Mora, Segre-Teruel, etc.). Las cubetas prolongación de la fosa de Ademuz-Teruel son el registro del **rafting** sobreimpuesto a las estructuras ibéricas, a las que cortan transversalmente.

En la zona de Teruel-Ademuz, la distensión ha jugado en varias fases, una primera fase intramiocena y una segunda de reactivación intra o finipliocena, fases que han sido documentadas por AGUIRRE *et al* (1976) en áreas próximas. La discordancia post-burdigaliense de la zona de Buñol podría corresponder a esta primera fase señalada en Ademuz-Teruel.

En las cubetas que constituyen la prolongación meridional de la fosa de Ademuz-Teruel, la falta de datos cronoestratigráficos impide efectuar un estudio preciso de las fases. Los materiales neógenos deformados más antiguos corresponden a la zona de Corrales Asturias (Áquitaniano), que soportan una serie neógena de edad imprecisa discordante, y a la zona de Pedro Izquierdo, donde una serie con carofitas del Oligoceno terminal-Mioceno basal reposa sobre el Keuper de la zona de Moya.

En muchos casos la sedimentación neógena tuvo lugar sobre materiales de facies Keuper que afloraron gracias a la actividad diapírica ligada a la tectónica durante el terciario. La edad de los terciarios que yacen sobre facies Keuper es diversa: Oligoceno superior-Mioceno basal (Pedro Izquierdo), Aragoniense inferior (Sinarcas), Vallesiense ? (Fuencaliente), Turoliense-Plioceno (Moya).

La cuenca del Cabriel, de relleno fluvio-lacustre de edad Turoliense, también se formó en parte a expensas de los materiales del Keuper extruidos diapíricamente. Durante el Turoliense actuaron también aquí las fracturas distensivas NNE-SSO, creándose la fosa de Chera-Requena, apófisis de la cuenca del Cabriel. La actividad diapírica continuó después del Turoliense, afectando a niveles de esta cuenca (Diapiro de Jaraguas).

Posteriormente se produce el encajamiento de la red fluvial con depósitos de terrazas y sistemas de glacis encajados.

4. GEOLOGIA ECONOMICA

4.1. MINERIA Y CANTERAS

La actividad minera en la zona es variada pero de escaso interés. Los materiales extraídos son fundamentalmente caolín, yeso, calizas y arcillas.

- Caolín: Se extrae de la Facies Utrillas. Las explotaciones de mayor interés se encuentran en las hojas E. 1:50.000 de Villar del Humo, Landete, Alpuente y Enguidanos. Son explotaciones a cielo abierto de donde se extrae por medios mecánicos arenas caoliníferas, que posteriormente son lavadas con el objeto de separar la fracción arenosa del caolín.
- Yeso: Son numerosos los puntos en que se explotan los yesos de la F. Keuper. Es de destacar las canteras de este material en Niñerola (Hoja de Cheste).
- Calizas: Se extraen fundamentalmente las calizas del Jurásico y del Cretácico para su utilización en las fábricas de cemento. Las explotaciones más importantes están situadas en Contreras (Hoja de Utiel) y en Buñol (Hoja de Cheste). También se explota esta roca para la construcción y como piedra ornamental, en puntos muy repartidos de la zona, sin que exista una explotación con estos fines digno de mención.
- Arcillas: Se extraen en diversos puntos las arcillas del Keuper, normalmente para uso local. Son de destacar las explotaciones de este producto en los alrededores de Montserrat y Montroy (Hoja de Cheste) para la industria cerámica y ladrillería.

Indicios de mineralizaciones de cobre, siderita, oligisto y baritina se encuentran repartidos en diversos puntos de las Hojas de Villar del Humo, Landete, Mi-

ra y Enguidanos, generalmente asociados a las cuarcitas del Ordovícico, así como a las Facies Buntsandstein y Muschelkalk.

En Henarejos (Hoja de Mira) han existido en explotación minas de carbón, hasta fecha reciente, aunque la explotación es difícil y las reservas escasas.

4.2. HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrológico se pueden distinguir dos grandes áreas en la Hoja de Liria. Por un lado en la mitad nororiental predominan los materiales mesozoicos con estructuras de plegamiento de dirección predominante NO-SE, por otro, en la mitad suroccidental hay un claro predominio de los materiales terciarios de relleno de cubetas, con disposición subhorizontal.

En el primer dominio, los acuíferos de mayor interés se centran en los paquetes carbonatados del Jurásico y Cretácico, con permeabilidad por fisuración y karstificación y los tramos detríticos de las facies Utrillas y Weald, que actúan como áreas de infiltración y almacenamiento. Son frecuentes en esta zona las estructuras sinclinales que permiten la formación de trampas de aguas subterráneas, como en las hojas E. 1: 50.000 de Enguidanos, Chulilla, Requena, etc.

En el segundo dominio, el interés de los depósitos terciarios está en relación con la presencia de importantes niveles de conglomerados, que generalmente se extienden desde los bordes de los macizos mesozoicos.

Un factor negativo lo constituye el encajonamiento de la red fluvial actual que determina un fuerte drenaje natural al dejar en alto posibles acuíferos.

Las obras de regulación, conducción y distribución de las aguas son importantes en los principales ríos. Destacan el Pantano del Generalísimo y el de Loriquilla en el río Turia, el de Contreras en el río Cabriel, el de Forata en los ríos Mijares y Magro y el del Buseo.

Existen varios puntos de interés desde el punto de vista de las aguas minero medicinales, siendo de destacar las de los Balnearios de Baños de Berche (hoja de Chelva), Fuente Podrida (hoja de Venta del Moro), Fuencaliente (hoja de Chulilla) y las aguas termales de Siete Aguas (hoja de Requena). Todos ellos están relacionados con los materiales triásicos o con grandes estructuras tectónicas.

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.
- 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. (In. 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. sepec.*, 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.
- 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.; RÁMIREZ 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.
- BOURCAT, J. (1940).—«Recherches stratigraphiques sur le Pliocene du Levant». *Bull. Soc. Geol. France* (5) X, pp. 207-230.
- BOULOUARD y VIALlard (1981).—«Identification du Ladinien et du Carnien dans les marnes triasiques de la Serranía de Cuenca. (Chaîne Ibérique sud-occidentale, Espagne): considérations stratigraphiques et structurales». *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf. Aquitaine*, 5, 1, 31-34.
- BRINKMANN, R. (1931).—«Betikum und keñiberikum in Südspanien Beitr. zur Geol. der West-Mediterraneangebieten. 6». Trad. española en: *Publ. ex-*

- trajeras 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-génerated triple junctions: Key indicators in applying plate tecnics to old rocks». *Jour. Geology*, 86, 406-433.
- CAPOTE, R. (1978).—«Tectónica española». Seminario sobre Criterios Sísmicos para instalaciones nucleares y obras públicas. *Asoc. Española Ing. Sísmica*, pp. 1-30.
- CAPOTE, R.; DIAZ, M.; GABALDON, V.; GOMEZ, J.J.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSELL, 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». 1 vols. *Temas Geol. y Min. IGME*, 1982.
- 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.
- CRUSÀFONT, 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 Buñol (prov. Valencia), Spain». *Proc. Konin. 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 su de la Sierra de Benicadell (Levant espagnol)». *C.R. Acad. Scéan. Soc. Geol. France*, fas. I, Paris.
- DUPUY, E.; MARIN, A. (1960).—Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (1.^a serie). *Memoria y Hoja n.º 693. Utiel*. 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 Laudete 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.V. y RINCON, R. (1973).—«Evolution sédimentaire des facies terrigènes, mixtes et carbonatés de l'Albien supérieur-Cénomanien, dans la région de Cuenca-Almansa. Espagne». *Cahiers de Micropaleontologie*, n.º 4; pp. 11-19.

- GARRIDO, A. y VILLENA, J. (1977).—«El Trías 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.º), 77; 180-200.
- 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.
- GOMEZ, J.J. y GOY, A. (1979).—«Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Medio y Superior en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica». *Est. Geol.* Vol. 35, pp. 569-598.
- GOY, A.; GOMEZ, J.J. y YEBENES, A. (1976).—«El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). Unidades litoestratigráficas». *Est. Geol.* Vol. 32, pp. 391-423.
- 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 pizarrosidad alpina en la Cordillera Ibérica». *Bol. Geo. 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. ENADIMSA. 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 associates 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.
- IGLESIAS, M.; RUBIO, J. (1975).—Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (2.ª serie MAGNA. *Memoria y Hoja n.º 638. Al puente*. IGME, Madrid.
- JAMES, N.P. (1979).—«Shallowing-upward Sequences in Carbonates». In: «Facies Models» (2) (R.G. WALKER, Edot), pp. 109-119. Geoscience Canada Reprint Series, 1.
- KLEIN, G.V. (1977).—“Depositional and diagenal dynamics of intertidal sand ban”. *J. Sedim. Petrol.* 40; 1.095-1.112.
- 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-DAVILA, 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 Fuencaiente (Cuenca-Valencia)». *Acta Geol. Hisp.* V. (3): 72-76.
- 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 Pallas (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)». *9ª 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 litt).
- 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 Néogène 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 déformations 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). *Mém. Can. Soc. Pet. Geol.*, 5; 597-604.
- 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 Bulimoïdes 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. (1959b).—«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 Biosedimentaires Urgoniens». *Géobios. Mém. soec.* 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.
- SOLE DE PORTA, N. y ORTI CABO, F. (1982).—«Primeros datos cronoestratigráficos de las series evaporíticas del Triásico Superior de Valencia (España)».
- SANTOS, J.A. (1980).—«Contribución al conocimiento litoestratigráfico y sedi-

- mentológico 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. (1976). — «La compression majeure dans la chaîne Ibérique Meridionale (Ouest de Valencia), Espagne. *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr.*
- VIALLARD, P. (1977). — «Plissements superposés homoaxias dans la Chaîne Ibérique méridionale, à l'Ouest de Valencia (Espagne)». *C.R. Soc. Somm. Géol. Fr.* 1977 (2); 92-94.
- VIALLARD, P. (1979). — «La Chaîne Ibérique: Zone de cisaillement intercontinentales pendant la tectogénèse Alpine». *C.R. Acad. Sc. París.* 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.; RAMÍREZ DEL POZO, J. REGUANT, S. (1973). — «Las capas de "Bulimus" gerumdensis 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



SERVICIO DE PUBLICACIONES

ENERGIA