



IGME

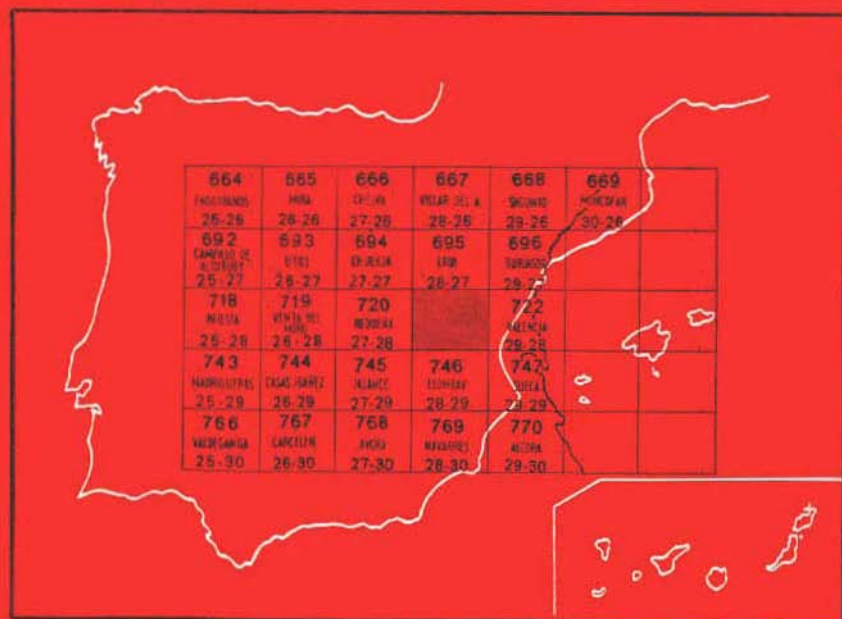
721**28-28**

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CHESTE

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

CHESTE

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por GEOTECNIA Y CIMENTOS, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía y Memoria*: Jorge Soubrier González y Luis García Ruz. *Con la colaboración directa de*: Alfredo Muelas Peña, Antonio García Vélez, Luis María Ríos y Concepción Forcat Ycardo.

En *Geología del Cuaternario*: José Luis Goy y Caridad Zazo.

Elaboración y estudio de las muestras: Laboratorio de GEOTECNIA Y CIMENTOS, S. A., con la colaboración de Emilio Moreno de Castro y Carlos Martínez (estudio de Microfacies), e Indalecio Quintero y Hermenegildo Mansilla (Macropaleontología).

Dirección por GEOTECNIA Y CIMENTOS, S. A.: Tomás Sanz Hernández-Sampelayo.

Supervisión IGME: José Barón Ruiz de Valdivia.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información *varia*.

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

Depósito Legal: M - 29.772 - 1980

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Telef. 259 57 55 - Madrid-16

INTRODUCCION

La Hoja de Cheste está situada aproximadamente en el Centro de la provincia de Valencia y dentro de ella se definen las estribaciones más surorientales de la Cordillera Ibérica. Los núcleos de población más importantes son: Cheste, Chiva, Buñol, Turis, Godella, Yátova, Alborache, Macastre, Montserrat, Montroy, Real de Montroy y Loriguilla, bien comunicados entre sí y con las poblaciones próximas de las Hojas colindantes por una apretada red de carreteras asfaltadas. La carretera Nacional Radial III atraviesa la zona de Este a Oeste.

La secuencia sedimentaria abarca desde el Triásico (de tipo Germánico) formado por las típicas facies carbonatadas (Muschelkalk) y evaporítico-detriticas (Keuper); Jurásico y Cretácico marinos carbonatados, separados por una laguna estratigráfica que abarca desde el Kimmeridgiense Superior hasta el Barremiense e incluso hasta el Cenomaniense. Una facies carbonatada lacustre señala el paso del Cretácico terminal al Terciario, a partir de la cual se generaliza la retirada del mar en toda la zona. Los sedimentos del Paleógeno Superior (netamente continentales) participan aún en la fase más importante de la orogenia alpina, aunque sólo llegan a depositarse en las cuencas intramesozoicas definidas por los movimientos iniciales del plegamiento, que se caracterizan, además, por ser franjas de máxima debilidad y, en consecuencia, serán afectadas por una intensa deformación. Las facies de los depósitos neógenos y cuaternarios, que cubren la mayor parte de la Hoja, responden a la mayor o menor proximidad de los mismos a los relieves recientemente formados, así como a las evoluciones de la línea costera, siempre próxima.

Para el levantamiento de la cartografía se han tomado como base las directrices y criterios de separación de tramos adoptados en las Hojas colindantes del Plan Magna (ASSENS et al., 1973, Hojas de Requena, Chulilla, etc.;

GOY GOY, et al., 1974, Hojas de Valencia, Burjasot, etc.). En un contexto regional más amplio, los trabajos de BRINKMANN (1931), DUPUY DE LOME (1968, etc.), LOTZE (1954), RIBA (varios) y VIALLAND (varios) logran definir el ámbito geológico en que se ubica la Hoja de Cheste, mientras que ORTÍ CABO (1973, 1974), RAMÍREZ DEL POZO y MELENDEZ HEVIA (varios), TIXIER (1965), GARCIA QUINTANA (1975), etc., estudian aspectos estratigráficos más concretos e, igualmente, de gran utilidad.

1 ESTRATIGRAFIA

La serie mesozoica de la Hoja de Cheste ofrece suficiente continuidad lateral de facies como para permitirnos la descripción de los tramos diferenciados y hacerlos válidos para todo el ámbito de la misma. Solamente el tránsito Jurásico-Cretácico refleja alteraciones apreciables de la cuenca sedimentaria dentro de esta Hoja y acentuadas si se comparan con las situadas inmediatamente al Norte (Liria) y al Sur (Llombay).

Los materiales del Neógeno, por el contrario, serán tratados como formaciones semiindividualizadas entre sí, de acuerdo con la variabilidad de ambientes sedimentarios.

1.1 TRIASICO

Los materiales pertenecientes a este sistema se presentan como en todo el dominio del Levante español, en un conjunto de facies peculiares que definen el tipo *Germánico*.

Dentro de la Hoja aparecen solamente representados el Muschelkalk y el Keuper, a lo largo de dos franjas principales, la más importante de las cuales domina la mitad meridional de la misma, sobre todo desde Alborache y Macastre hacia el Este, aunque desaparece con frecuencia, cubierto por una más o menos delgada capa de sedimentos miocenos y cuaternarios. La segunda zona, situada al noroeste de Chiva, es una ínfima parte de un gran afloramiento en forma de «S» que constituye el núcleo de una estructura anticlinal existente en la Hoja de Liria.

1.1.1 MUSCHELKALK (T₆₂)

Se ha considerado como tal, y representa la secuencia de materiales más antiguos de la Hoja, a la serie calizo-dolomítica que aflora en forma de láminas rotas, cabalgantes o como flotando en el Keuper, generalmente con buzamientos próximos a la vertical.

En la columna de Montserrat, levantada sobre una serie invertida, se ha medido una potencia aproximada de 130 m. en la que se distinguen, de muro a techo, los siguientes tramos:

- 1) 48 m. de dolomías recristalizadas, en bancos gruesos a masivas, de tonos ámbar a gris oscuro.
- 2) 31 m. de dolomías y calizas arcillosas finamente estratificadas de tonos grises. Algunos niveles de la parte superior, de calizas subnodulosas, contienen abundantes restos de Moluscos.
- 3) 14 m. semicubiertos, formados por margas y arcillas.
- 4) 38 m. aproximadamente, de margocalizas y margas hojosas, con raras intercalaciones de calizas arcillosas grises con abundantes restos de fauna.

1.1.2 KEUPER (T_{c3})

El Keuper alcanza amplio desarrollo en la mitad sur de la Hoja, donde se han podido identificar más o menos claramente los cinco tramos en que subdivide ORTI CABO (1974) (1) dicha serie.

En la columna de Montserrat se han diferenciado los siguientes tramos, de muro a techo:

- 1) 64 m. de arcillas versicolores con abundantes capas de yeso interestratificado. Niveles de margas compactas hacia la base.
- 2) 33 m. de areniscas de grano fino, poco cementadas, con estratificación cruzada y laminación paralela. Un nivel de arcillas con yesos (2,5 m.) en la parte inferior.
- 3) 100 m. de arcillas de tonos abigarrados, predominantemente verdes y amarillentos, con intercalaciones de yesos rojizos, de hasta más de un metro (2), que se hacen más frecuentes a techo.

El tramo segundo tiene un valor litoestratigráfico indudable por estar re-

(1) En el citado trabajo (ORTI CABO, 1974, extracto de su tesis doctoral) habla este autor de las cinco «*formaciones*» que constituyen el Keuper del Levante español, a saber, de base a techo: (1) Formación Arcillas y yesos de Jarafuel; (2) Formación Areniscas de Manuel; (3) Formación Arcillas de Cofrentes; (4) Formación Arcillas yesíferas de Quesa, y (5) Formación Yesos de Ayora. El ámbito regional que estudia dicho autor le permite utilizar el término de «*formación*», aunque al circunscribirlo a la presente Hoja se ha preferido usar el de «*tramo*», siguiendo la denominación que caracteriza a todo este Capítulo de Estratigrafía.

(2) La variedad de colorido de las capas a partir de la escala milimétrica y otras características a escala del afloramiento del tramo atravesado, hacen suponer que se trata de una secuencia sedimentaria (con marcada influencia salobre, que se acentúa hacia el techo) muy potente, y no, como pudiera pensarse, de una continua repetición de capas debido a plegamiento.

presentado casi constantemente en toda la provincia de Valencia. Por otro lado, la «Formación Yesos de Ayora», de ORTI CABO, que no aparece en la columna de Montserrat, existe no obstante en esta zona y ampliamente desarrollada, como evidencian las numerosas canteras de yesos abiertas en las proximidades.

La potencia estimada para el Keuper de esta zona supera, en suma, los 250 metros, y disminuye claramente hacia el Norte (Hoja de Liria).

1.2 JURASICO

Aflora casi exclusivamente en el cuadrante Noroccidental de la Hoja. Los niveles pertenecientes al Jurásico Inferior sólo aparecen al norte de la Carretera Nacional III, donde cabalgan al Cretácico Inferior, mientras que el Dogger y, sobre todo, el Malm, aparecen también ampliamente representados al sur del río Buñol.

1.2.1 HETTANGIENSE-PLIENSBAQUIENSE (J₁₁₋₁₃)

No se observa dentro de la Hoja un contacto estratigráfico normal entre los materiales evaporíticos del Triás Superior y las facies que, regionalmente, representan la base del Lías.

La transversal que permite el estudio más completo de esta potente serie calizo-dolomítica tiene su base, paradójicamente, en contacto cabalgante sobre arenas y margas versicolores del Barremiense en facies Weald y margas arenosas de Orbitolinas, del Aptiense.

En suma, en la columna realizada en el Camino Monedí, cerca del límite con la Hoja de Requena, se han medido unos 310 metros de potencia, que se desglosan en los siguientes tramos, de base a techo:

Muro: Contacto por cabalgamiento con Cretácico Inferior:

- 1) 150 m. de dolomías masivas, oquerosas, recrystalizadas, de tonos grises blancos y rosáceos, con frecuentes huecos de hábito romboédrico, y dolomías brechoides azoicas. Sólo ocasionalmente se adivinan sombras de estratificación.
- 2) 69 m. de calizas microcristalinas grises, pobres en fauna, con frecuentes niveles intercalados de calizas oolíticas y paquetes importantes de caliza dolomítica recrystalizada. Estratificación en bancos gruesos poco definidos.
- 3) 37 m. de calizas micríticas grises, con intercalaciones de calizas finamente oolíticas, muy bien estratificadas en bancos de 20-40 cm. Poseen una pobre asociación microfaunística: Lagénidos, Ataxophragmiidos, Equinodermos, Moluscos y Ostrácodos.
- 4) 4 m. de dolomías recrystalizadas de tono rosado intenso.
- 5) 17 m. de calizas microcristalina con estructura bandeada.

- 6) 34 m. de calizas micríticas grises, con abundantes restos de Moluscos, Braquiópodos, Crinoides y Corales y en lámina delgada se reconocen *Vidalina* cf. *martana* (?) *Cayeuxia*, Lituólidos, Ataxophragmiidos, Glo-mospiras y Ophthalmidiidos. En la parte superior de este tramo es característica la presencia de niveles con nódulos de sílex.

El tramo 1 debe corresponder al Hettangiense y, acaso en parte, al Sine-muriense, mientras que al resto de los tramos se les incluye en el Sinemu-riense-Pliensbaquiense.

1.2.2 TOARCIENSE (J₁₄)

En la columna del Camino de Monedí continúa la serie hacia el techo con una facies constante en toda la región y característica por la abundancia de Braquiópodos que contiene.

Se distinguen en el Toarciense de Monedí dos tramos, de más antiguo a más moderno:

- 1) 9 m. de biocalcarenitas marrón ocre, en bancos finos, budinados, con abundantes Moluscos y Braquiópodos, y en lámina delgada. Ophtal-midiidos, Ataxophragmiidos y Equinodermos.
- 2) 35 m. de una rítmica irregular de paquetes margo-calizos (8-15 cm.) y margosos (1-5 cm.), budinados, con niveles casi lumaquélidos de Braquiópodos.

Dentro del segundo tramo descrito, si bien en otra zona, se encontró un Ammonite, *Pseudogrammoceras struckmanni*, DENK., y la siguiente otra macro-fauna: *Rynchonella lycetti*, DAV.; *Rhynchonella cynocephala*, RICHARD; *Rhyn-chonella batalleri*, DUBART; *Pisirhynchia pisoides*, ZITTEL; *Lobothyris punctata*, DAV.; *Spiriferina alpina*, BUCH.; *Spiriferina rostrata*, SCHLOT.; *Pholadomya fidicula*, SOW., y *Natica pelops*, D'ORB.

En la columna de Sierretella culmina el Toarciense con 5 metros consti-tuidos por calizas micríticas en bancos gruesos.

1.2.3 DOGGER (J₂)

Encima del tramo de margocalizas y margas del Toarciense, aún en la columna levantada en el Camino de Monedí, se encuentra un conjunto de calizas micríticas en bancos de 15-50 cm., a veces budinados, cuyos 77 m. de potencia se dividen en dos tramos, de base a techo:

- 1) 41 m. de calizas micríticas (biomicritas y biopelmicritas) de color crema, con niveles de calizas suboolíticas intercalados, conteniendo una pobre asociación microfaunística: Espículas, Lagénidos, Moluscos y Equinodermos.
- 2) 36 m. de calizas micríticas (pelmicritas) muy bien estratificadas en

bancos de 15-30 cm., budinados, con frecuentes nódulos de limos carbonatados entre las capas. Los últimos metros están constituidos por calizas francamente nodulosas de tonos ocre y rojizos. La asociación microfaunística sigue siendo pobre: Glomospira, Lagénidos, Filamentos, Moluscos, Equinodermos y Briozoos, si bien contienen abundantes restos de Braquiópodos, Crinoides, Esponjas, Gasterópodos, Lamelibranchios, Belemnites y Ammonites. De entre los últimos se han encontrado las especies: *Parkinsonia parkinsoni*, SOW.; *Polyplectites linguiferus*, D'ORB.; *Sphaeroceras brogniarti*, SOW., y *Oeucotraustes genicularis*, WAAG., que datan el Bajociense Superior, lo cual indica la ausencia de materiales a partir del Bathoniense.

En la columna de Sierretella, situada a unos 5 Km. al este de la anterior, el Dogger ofrece características algo diferentes en la base. También se distinguen dos subtramos:

- 1) 58 m. de calizas micríticas, masivas en la parte inferior y en bancos bien definidos de 0,3 a 1 m. de espesor en el resto, con abundantes nódulos de sílex.
- 2) 17 m. de calizas micríticas grises (pelmicritas) en bancos finos, budinados, y también con frecuentes nódulos limoso-carbonatados. En lámina delgada se reconoce la misma asociación microfaunística citada para el tramo superior de la columna de Monedí, e igualmente existen restos de Belemnites y Ammonites.

En otros puntos se han encontrado las siguientes especies de Ammonites: *Erycites fallifax*, ARKELL; *Dumortieria levesquei*, D'ORB.; *Sphaeroidothyris globisphacroidalis*, BUCH.; *Pleydellia comata*, ENG., y *Abbasites abbas*, BUCK., que corresponden al Aalenense y al Bajociense.

Por último, en la columna del Barranco de Requenella se han medido solamente los 34 metros superiores, constituidos por calizas micríticas crema con pasadas oolíticas, en bancos muy bien diferenciados, generalmente gruesos (0,4-1,2 m.); facies correlacionable, no obstante, con el tramo inferior descrito en las columnas de Monedí y Sierretella. Faltan aquí, por tanto, las calizas budinadas con Ammonites y Belemnites.

1.2.4 EL HIATO BATHONIENSE-OXFORDIENSE MEDIO

Casi constantemente, encima de las calizas budinadas con Ammonites y Belemnites del Bajociense suele existir una capa de espesor variable no superior a 50 cm., de calizas de tonos rojizos, con oolitos ferruginosos, que contiene una abundante fauna de Ammonites, frecuentemente de gran tamaño, entre otros: *Macrocephalites macrocephalus*, SCHLOT.; *Perisphinctes subbakeriae*, D'ORB.; *Epimorphoceras decorum*, WAAG., y *Homoeoplanulites* sp., pertenecientes al Calloviense Inferior.

A veces (en la columna de Sierretella, por ejemplo), este tramo viene representado por calizas brechoides de tono rojo intenso y carentes de fauna. En cualquier caso, este nivel pone de relieve la existencia de un hiato sedimentario que, en el ámbito de la Hoja de Cheste, va desde el Bathoniense hasta el Oxfordiense Medio, aunque regionalmente se limita al tránsito Calloviense Inferior-Oxfordiense Medio, con una fauna condensada, casi siempre del Calloviense Inferior.

1.2.5 OXFORDIENSE (J₃₁)

En realidad sólo aparece representado el Oxfordiense Superior. En el corte del Camino de Monedí está constituido por 46 metros de margocalizas y margas hojosas, de tonos blanquecinos grises y violáceos, y en la parte superior, margocalizas de aspecto noduloso.

En la columna del Barranco de Requenella se distinguen los siguientes tramos, de más antiguo a más moderno:

- 1) 10 m. de calizas nodulosas (biomicritas) de tonos amarillos, cremas y rosáceos, con abundantes Ammonites, Belemnites, Lamelibranquios y Braquiópodos. Entre los primeros se han reconocido las especies: *Divisosphinctes bifurcatus*, QUENST. y *Dichotomoceras dichotomus*, BUCK., y en lámina delgada: Lagénidos, Ostrácodos, Ataxophragmiidos, Espongiarios, Equinodermos y Aptychus (?).
- 2) 6 m. de calizas micríticas, duras, en bancos de 20-30 cm.
- 3) 42 m. de margas y margocalizas fuertemente fisibles, de tonos blancuzcos y amarillentos, con nódulos y concreciones piritoso-limoníticas. Sólo se ha encontrado un Ammonite piritizado, *Perisphinctes* sp.

1.2.6 KIMMERIDGIENSE INFERIOR (J₃₂¹)

Probablemente, parte del tercer tramo asignado al Oxfordiense Superior, en la sección del Barranco de Requenella, pertenezca ya al Kimmeridgiense. En cualquier caso, la facies típica a la que se atribuye esta edad está constituida por una ritmita muy peculiar formada por una alternancia de calizas micríticas, más o menos arcillosas, grises, en bancos de 12 a 25 cm. separados por finas capas (2 a 8 cm.) de margas blancuzcas muy hojosas. Raramente se encuentran restos (inclasificables) de Ammonites y Moluscos y una asociación francamente pobre de microfauna: *Ammobaculites* cf. *coprolithiformis*, *Epistominas* y secciones de Ostrácodos, Moluscos y Equinodermos. La potencia de este tramo en la citada columna es de 87 metros.

1.2.7 KIMMERIDGIENSE MEDIO (J₃₂² y Js₃₂²)

Está constituido por un conjunto, perfectamente individualizado a escala regional, de calizas de pasta fina, calizas con oncolitos y calizas oolíticas y

pisolíticas, que culminan a techo con una secuencia de potencia muy variable, en la que alternan facies detríticas y de precipitación química, y que ha sido diferenciado ocasionalmente en cartografía como Js₃₂².

En la sección del Barranco de Requenella hay una potencia aproximada de 130 metros, mientras que en el corte del río Buñol-I sólo se han medido los 80 metros de la parte superior, a los que se debe sumar unos 60-70 metros situados a muro (1).

La serie del Barranco de Requenella se desglosa en dos tramos, de base a techo:

- 1) 86 m. de calizas (biomicritas) con oncolitos que pasan hacia el centro a calizas recristalizadas y dolomías, en tanto que a techo alternan con niveles progresivamente más frecuentes de calizas oolíticas y pisolíticas. Contienen abundante microfauna: *Epistominas*, *Macroporella* (?), *Cladocoropsis mirabilis*, *Lenticullinas*, *Pseudocyclamminas*, *Coniospirillina basiliensis*, *Nautiloculina oolithica*, *Cayeuxia*, *Alveosepta* (?), *Lagénidos*, *Sérpulas*, *Ataxophragmiidos*, *Gasterópodos*, *Equinodermos*, *Braquiópodos*, *Corales*, *Espículas*, *Ostrácodos* y *Miliólidos*. Un banco de calizas de tonos rojizos, representativo, quizá, de un pequeño hiato sedimentario, señala el paso al tramo siguiente.
- 2) 47 m. de arcillas, limos y margas con frecuentes intercalaciones de calizas ricas en microfauna y algún nivel de areniscas (2). En lámina delgada de las capas calcáreas se ha detectado la siguiente fauna: *Feurtilla* (?), *Kornubia jurásica*, *Nautiloculina oolithica*, *Verneulinidos*, *Trocholinas*, *Pfenderina* (?), *Alveosepta jaccardi*, *Alveosepta powersi*, *Evertycyclammina virguliana*, *Equinodermos*, *Ostrácodos* y *Moluscos*.

En la columna del río Buñol-I afloran los mismos tramos, el inferior con niveles de pisolitos gigantes (hasta 2 ó 3 cm.) y el detrítico escasamente representado por 8 metros de limos margosos y calizas.

El Kimmeridgiense Superior, datado en las Hojas colindantes al Oeste (Requena y Chulilla), en las que se incluye dentro de este mismo término, no llega a aflorar hacia el Este (Hojas de Cheste y Liria) zonas emergidas antes y durante más largo tiempo, por efecto de las fases Neociméricas y que sufrieron, por tanto, una erosión más intensa.

(1) Aproximadamente la diferencia de cotas existente entre el punto donde se comenzó la columna y el fondo del barranco por donde discurre el río Buñol. La inaccesibilidad de la zona y el haber limitado el objetivo principal de esta columna al tránsito Jurásico-Cretácico explican la falta de un análisis detallado de la base del Kimmeridgiense Medio en esta transversal.

(2) Este tramo ha sido diferenciado sólo ocasionalmente en la cartografía, aunque existe siempre, definiendo el límite con las facies igualmente detríticas de la base del Cretácico Inferior. El máximo desarrollo del mismo se alcanza más al norte, ya en la Hoja de Liria.

1.3 CRETACICO

Los afloramientos más importantes de este sistema ocupan amplias áreas del oeste de la Hoja y conforman totalmente la Sierra Perenchiza.

La serie del Cretácico presenta en la Hoja de Cheste características algo diferentes dentro de la misma y acentuadas si se comparan con las Hojas colindantes.

En primer lugar, se observa una progresiva disminución de potencias en el Cretácico Inferior y, mientras que aún afloran sedimentos de edad Barremiense en el límite con la Hoja de Requena, en el paraje de Sierretella desaparece toda representación del mismo, poniéndose directamente en contacto el Cretácico Superior dolomítico sobre las calizas pisolíticas del techo del Malm. Aún más, el espesor máximo de los materiales correspondientes al Barremiense-Aptiense-Albiense es mucho menor que el existente al Oeste (zona central de la Hoja de Requena) y al Sur (Hoja de Llombay).

El Cretácico Superior es más constante y monótono, aunque en toda la zona oeste de la Hoja concluye, como proceso sedimentario continuo, en el Santoniense o base del Campaniense, en tanto que en la Sierra Perenchiza y en los afloramientos situados al Sureste la serie prosigue con unas calizas lacustres que marcan el tránsito Maastrichtiense-Paleoceno.

1.3.1 CRETACICO INFERIOR (C_{w14}-C₁₅₋₁₆, C₁₅ y C₁₆)

Los escasos afloramientos del Cretácico Inferior están casi siempre englobados en un solo conjunto desde el Barremiense (casi siempre inexistente) hasta el Albiense.

Los materiales más antiguos datados en la columna del Barranco Requena corresponden al Barremiense Superior en facies marino-costeras. En la citada serie encontramos:

Base: Materiales detrítico-calcareos marinos con abundante microfauna, del Kimmeridgiense Medio.

- 1) 5,5 m. de arenas y areniscas con carbonatos, poco cementados y azoicas.
- 2) 15 m. de limos y arenas.
- 3) 0,8 m. de un microconglomerado de cemento calcáreo.
- 4) 8,3 m. de semicubiertos, de probables margas arenosas.
- 5) 1,8 m. de margas arenosas en bancos nodulosos, con grandes gasterópodos del tipo *Natica* (?).
- 6) 4 m. de calizas masivas de tonos cremas, con abundante microfauna: *Sabaudia minuta*, *Valvulaminas*, *Cuneolinas*, *Orbitolinidos*, *Paracoskinolina sunnilandensis elongata*, *Orbitolinopsis Kiliani*, *Orbitolinopsis buccifer*, *Dictyoconus*, Miliólidos y Moluscos.

- 7) 6 m. de biocalcarenitas de tonos ocres o rojizos con sombras de estratificación cruzada, que contienen (1): *Orbitolinas*, *Simplorbitolina praesimplex*, *pseudocyclamminas*, *Choffatella decipiens*, *Marinella lugoni*, Anélidos, Dasycladáceas, Lagénidos, Miliólidos, Equinodermos y Moluscos.

Los cuatro niveles primeros pueden asignarse al Barremiense en facies Weald. Los niveles 5 y 6 corresponden al Barremiense Superior y el último a la base del Aptiense (Bedouliense).

La serie del Cretácico Inferior existente en el río Buñol-I es muy diferente. Comenzando siempre por los materiales más antiguos, encontramos:

- 1) 2 m. de calizas de *Orbitolinas*, que contienen además *Lithocodium aggregatum*, Ataxophragmiidos, Rotálidos, Miliólidos, Moluscos y Equinodermos.
- 2) 2 m. de calizas ocres con una costra ferruginosa a techo representativa de un hiato sedimentario.
- 3) 12 m. semicubiertos, arcillas rojas y limos verdosos en superficie.
- 4) 1 m. de conglomerados de cantos piritoso-limoníticos.
- 5) 3 m. de limos arenosos amarillentos.
- 6) 5 m. de biocalcarenitas ocres con restos de Moluscos, Equinodermos, Briozoos y *Orbitolinas* (?).
- 7) 6 m. de limos margo-arenosos.
- 8) 55 m. de calizas esparíticas y arenosas, dolomitizadas a veces, en bancos gruesos poco definidos y carentes de fauna.
- 9) 22 m. de calizas bien estratificadas, con *Orbitolinas*, *Hensonina lenticularis*, Textuláridos, Lagénidos, Rotálidos, Ataxophragmiidos y restos de Moluscos y Equinodermos.

Así pues, en esta transversal no aparece ya representado el Barremiense y apenas (los dos primeros tramos) el Aptiense (2), mientras que el resto (104 metros) corresponde al Albiense.

Por último, entre el Corral de Cristóbal y el paraje de Sierretella, al NNE de Buñol, el Cretácico Superior dolomítico se apoya directamente sobre el Kimmeridgiense Medio (3).

(1) Parte de la microfauna citada pertenece a una muestra de este nivel (fácilmente identificable en campo) situada en la misma banda, a unos 300 m. del corte que se describe.

(2) En otros puntos no muy alejados, la fauna aptiense aparece enriquecida con la presencia de Toucasias, no localizadas en ninguno de los cortes descritos.

(3) M. TIXIER (1964) y A. GARCIA QUINTANA (1975) señalan también este salto en la sucesión cronoestratigráfica. El último autor realiza un detallado estudio del Cretácico Inferior, aflorante en la zona de Buñol.

1.3.2 ALBIENSE SUPERIOR-CENOMANIENSE INFERIOR A MEDIO (C₁₆₋₂₁³⁻¹²)

Los dos últimos tramos descritos en el párrafo anterior (55 m. de calizas arenosas dolomitizadas y 22 m. de calizas de Orbitolinas) corresponden de hecho a este término, limitado en las Hojas de Requena, Chulilla, etc. (ASSENS et al., 1973, MAGNA) a la base del Cenomaniense, si bien aquí, y más acentuadamente en la Hoja de Liria, las calizas de Orbitolinas ocupan el espacio cronoestratigráfico que da título a este apartado.

Cerca del límite oeste de la Hoja, en un afloramiento aislado y sobre capas verticales atravesadas por el río Buñol, se han medido 72 metros de potencia, repartidos de muro a techo en:

- 1) 8 m. de calizas arenosas (biodoloesparita arenosa), masivas, en tonos rosáceos y amarillentos, con *Boueina* aff. *hochstetteri*, *Permocalculus* cf. *Neorbitolinopsis conulus*, Moluscos y Equinodermos.
- 2) 40 m. de calizas crema, en bancos gruesos (1 a 3 m.) con estructuras de ripple-marks en la parte inferior. Contienen *Orbitolinidos* y *Boueina* (?).
- 3) 9 m. de calizas bioclásticas arenosas, en bancos budinados, con *Marinella Lugeoni*, *Haplophragmoides greigi*, *Orbitolinidos*, *Cuneolinas*, Lituólidos, Rotálidos, Miliólidos, Moluscos y Equinodermos.
- 4) 15 m. de calizas micríticas, bien estratificadas en bancos de 1 a 4 m. que contienen *Orbitolina cónica* y/o *Neoiraquia convexa*, *Cuneolinas* y Textuláridos.

En el corte del río Buñol-II, sobre los niveles detríticos típicamente situados en el Cretáceo Inferior indiferenciados, sólo se detectan 20 m. de calizas dolomitizadas (biodoloesparita, dolomicroesparita) crema a ocre, con frecuentes geodas de calcita y estratificación cruzada, en bancos gruesos, con niveles intercalados de arenisca micácea y margas limolíticas verdes, de aspecto plástico. En las calizas se ha encontrado la siguiente microfauna: *Marinella lugeoni*, *Orbitolina concava concava* y Anélidos, Moluscos, Equinodermos, Briozoos y Ataxophragmiidos.

1.3.3 CENOMANIENSE MEDIO A CONIACIENSE (C₂₁₋₂₃²³⁻⁰; C₂₁₋₂₂³⁻¹ y C₂₂₋₂₃²³⁻⁰)

Sin posibilidad de datación paleontológica en sí, aunque perfectamente delimitado por los términos situados a muro y a techo, aparece representada en la misma columna del río Buñol-II una excelente transversal del potente (unos 330 metros) conjunto dolomítico que caracteriza al Cretáceo Superior de la región.

Consiste en una secuencia monótona de dolomías recristalizadas blancas con tramos frecuentes de margas dolomíticas, dolomías brechoides y dolomías arenosas carentes de fauna.

La parte media de esta unidad ofrece regionalmente varios niveles de calizas y margas con microfauna datable. En la Hoja de Llombay se ha encontrado la siguiente asociación: *Stomiosphaera*, *Pithonella sphaerica*, *Heterohelix*, *Globotruncana sigali*, *Globigerinas* y *Rotalinas*, característica del Turoense Inferior.

La subdivisión realizada en la Hoja de Llombay en tres tramos (inferior, de dolomías; intermedio, de dolomías y margas dolomíticas con niveles calizos intercalados, y superior, nuevamente dolomítico), sólo es identificable en el ámbito sureste de la presente Hoja, donde afloran los dos más recientes (C_{21-22}^{3-1} y C_{22-23}^{23-0}).

1.3.4 SANTONIENSE-CAMPANIENSE INFERIOR (C_{24-25}^{0-1})

El conjunto dolomítico anterior evoluciona a techo hacia una facies marina más somera, de calizas micríticas con Miliólidos.

En la sección del río Buñol-II está formado por 80 metros de calizas micríticas (biomicrita) dominantes, con intercalaciones de calizas dolomíticas recrystalizadas. Los bancos son muy definidos y gruesos (0,4 a 0,6 m., algunos de ellos con nódulos de sílex. La asociación microfaunística es la siguiente: *Lacazina elongata*, *Montcharmontia apenninica*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Nummofallotia*, *Valvulamminas*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Minnouxias*, *Cuneolinas*, *Rotálidos* y Miliólidos, Ostrácodos, Textuláridos, Ataxophragmiidos y Moluscos. El citado corte culmina con una potente secuencia de conglomerados calcáreos del Paleógeno Superior (?), plegados congruentemente con toda la serie mesozoica. En el ámbito oeste de la Hoja de Cheste existe, por tanto, una interrupción brusca de la sedimentación; no llega a depositarse el Senoniense Superior.

En Sierra Perenchiza y la zona Sureste, sin embargo, continúa el depósito en medio marino. La serie levantada en el primero de los puntos citados presenta, sobre las dolomías del Cenomaniense Medio-Coniaciense, la siguiente sucesión de muro a techo:

- 1) 16 m. de calizas recrystalizadas y margas alternantes, con *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Rotalinas*, Ostrácodos, Miliólidos y Ataxophragmiidos.
- 2) 104 m. de calizas micríticas con abundantes Miliólidos, muy bien estratificadas. En la parte superior hay bancos con nódulos de sílex. En lámina delgada se reconocen: *Montcharmontia apenninica*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Vidalina cf. hispánica*, *Stomiosphaeras*, *Rotalinas* o *Discórbidos*, *Valvulamminas*, *Terquemellas*, Ostrácodos, Charáceas, Ataxophragmiidos, Textuláridos, Miliólidos, Gasterópodos y Equinodermos.
- 3) 80 m. de calizas micríticas marinas o brechoides, que constituyen ya probablemente el Campaniense Inferior.

1.3.5 CAMPANIENSE MEDIO A SUPERIOR (C₂₃²⁵)

Sólo llega a depositarse en ambiente marino en las zonas más orientales, en tanto que las Hojas colindantes con ésta al Oeste presentan ya en el Campaniense facies de transición de medio marino a lacustre-continental.

En la columna de Sierra Perenchiza, sobre el último tramo asignado al término anterior se apoyan unos 43 m. de margocalizas y margas en bancos finos, con frecuencia fuertemente replegadas, que contienen *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Montcharmontia apenninica*, *Minouxia* aff. *lobata*, *Valvulamminas*, *Rotalinas* y Verneulinidos, Miliólidos, Textuláridos, Ostrácodos y Moluscos.

Sobre este tramo persiste aún la facies marina, representada por calizas micríticas y microcristalinas con intercalaciones de margas limolíticas. En lámina delgada de las primeras se reconoce la siguiente microfauna: *Nummofallotias* (?), *Valvulamminas*, *Globotruncana* aff. *stuarti*, *Rotalina cayeuxi*, Miliólidos, Ataxophragmiidos y Ostrácodos, que definen al Maastrichtiense. El espesor del tramo es de 30 m.

1.4 CRETACICO TERMINAL-PALEOGENO

En este capítulo se describen los materiales que, habiendo sido afectados por las principales fases de plegamiento, se presentan en facies de transición o netamente continentales.

1.4.1 LA FACIES DE TRANSICION DEL CRETACICO AL TERCIARIO (C₂₆-T₁)

Aparentemente sin solución de continuidad, la serie estratigráfica del Maastrichtiense, en la columna de Sierra Perenchiza, pasa de facies marino-lagunares a otras netamente lacustres que, con características algo diferentes, han sido definidas en otras zonas de la Cordillera Ibérica como representativas de la facies Garumniense, de tránsito del Cretácico terminal al Paleoceno (1), aunque aquí, y concretamente en la Sierra Perenchiza y en el Macizo de Besori, hemos preferido no asignarle tal denominación por no ajustarse lo más mínimo a la definición original de esta facies hecha en los Pirineos y utilizada adecuadamente en las Hojas situadas al Oeste (Requena, etc.), a saber, depósitos detríticos fundamentalmente, en los que destacan los tonos rojos.

(1) Todos los trabajos recientes delatan la presencia de esta facies de transición en toda la Cordillera Ibérica, desde el hallazgo de *Vidaliella* («*Bulimus*») *gerundensis* por parte de BARTRINA y GEA (1954) en el Puerto de Contreras.

En el citado corte de Perenchiza está representada por unos 250 metros, desglosados de muro a techo en:

- 1) 30 m. de calizas micríticas crema en bancos separados por nivelillos de margas.
- 2) 170 m. de calizas micríticas lacustres, bien estratificadas en la primera mitad y masivas en la parte superior, con abundantes niveles de intraclastos negros.
- 3) 11 m. de margas limolíticas, hojosas, con abundantes concreciones limoníticas y algún nivel intercalado de calizas. ✓
- 4) 36 m. de calizas micríticas de tonos cremas y rosáceos, en bancos de 25-40 cms. Contienen frecuentes Gasterópodos recristalizados y, en la parte superior, capas discontinuas de sílex.

Techo: Potente serie conglomerática plegada del Eoceno-Oligoceno.

La microfauna constante del conjunto está representada por biomicitas con *Microdium*, Charáceas, Ostrácodos y Gasterópodos.

1.4.2 SERIE DEL EOCENO (?) - OLIGOCENO (Tc_{c2-3}^A - Ts_{c2-3}^A)

La banda deprimida que atraviesa la carretera nacional III desde Buñol hasta el límite de la Hoja con la de Requena, está constituida por una potente serie de conglomerados, areniscas y limos, que han participado claramente en las principales fases de plegamiento y, si la zona Sur (correspondiente a la base) se apoya en contacto conforme sobre las calizas del Santoniense, la parte septentrional de la citada banda es cabalgada por el conjunto Cretácico Inferior-Lías Inferior de la Sierra de La Cabrera. La potencia de esta serie es aquí superior a la observada en La Dehesa, entre Buñol y Alborache (260 metros) y en el corte de Masía de los Barcos (256 metros). La datación de esta unidad no ha podido realizarse directamente por carecer (en lámina delgada y levigados) de fauna característica, por lo que su ubicación en la serie cronoestratigráfica es un tanto vago, si bien se puede correlacionar con series similares asignadas al Oligoceno Superior-Mioceno basal (1).

1.5 NEOGENO

1.5.1 MIOCENO

Los depósitos neógenos alcanzan en la Hoja de Cheste el máximo desarrollo del entorno regional. La figura número 1 da una idea esquemática de la

(1) Los autores de la Hoja de Jalance que se extiende a partir del vértice Suroeste de ésta, datan una formación parecida como Chattienso-Aquitaniense (A. LENDINEZ, com. pers.; también GARCIA QUINTANA, 1975).

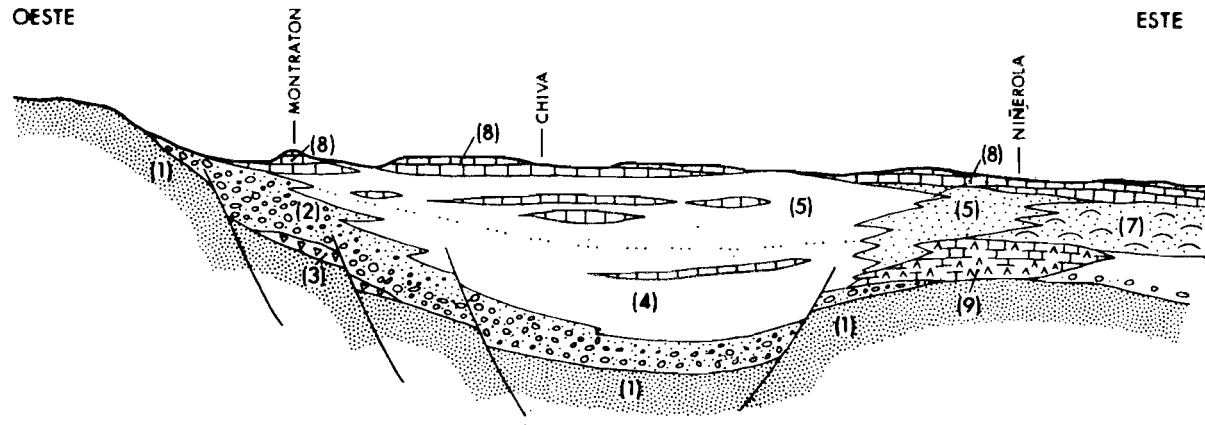


Figura núm. 1.—Corte esquematizado de la distribución horizontal y vertical de los depósitos neógenos en la Hoja de Cheste durante el Plioceno.

- (1) Mesozoico y Paleógeno.
- (2) Conglomerado, areniscas y arcillas (Tc_{cl}^B) de fondo y borde de la cuenca.
- (3) Margas con yesos (Tmy_{cl}^{Ba}) depositadas en cuencas salobres aisladas.
- (4) Arcillas y margas limolíticas (Tam_{cl}^B).
- (5) Margas limolíticas y calizas lacustres (Tmc^{Bb-Bc}).
- (6) Areniscas y arenas con carbonatos (Ts_{cl}^{Bb-Bc}).
- (7) Areniscas con ostras (T_{1-11}^{Bb-Bc}): Mioceno marino.
- (8) Calizas lacustres (Tc_{cl}^{Bc}).
- (9) Calizas y yesos (Tcy_{cl}^{Ba}): Mioceno de Niñerola.

} Mioceno de Chiva.

distribución vertical y horizontal del Mioceno en una transversal aproximada Oeste-Este.

A partir de los datos extraídos de numerosos trabajos realizados en la provincia de Valencia, BRINKMANN (1931-1948), DUPUY DE LOME (1956), CRUSAFONT y TRUYOLS (1957), ADROVER (1968), CRUSAFONT (1969), ASSENS et al. (1973), RIOS (1975), GARCIA QUINTANA (1975) y otros, que tratan aspectos paleogeográficos más generales y delimitan en el tiempo los principales movimientos alpinos de la región, muchos de ellos dentro de la Hoja, y de lo observado directamente, se puede concluir que no existen materiales asignables a un Aquitaniense postorogénico y, probablemente, la representación del Burdigaliense sea muy escasa.

La cartografía de los diferentes tramos del Mioceno se ha basado, en suma, en criterios casi absolutamente litoestratigráficos. De esta forma se han separado dos conjuntos principales ligados a un ámbito espacial concreto dentro de la Hoja, aunque interpenetrados entre sí y con tramos comunes; uno más que queda reducido en su génesis a una pequeña cuenca de carácter salobre y, por último, una reducida representación del Mioceno marino que aflora más extensamente en las Hojas de la franja costera.

1.5.1.1 Mioceno de El Montratón

Denominación tomada del Collado del Montratón, situado al SO de Yátova. Engloba a las series continentales de borde de los relieves mesozoicos.

El corte más completo es el que da nombre a este conjunto que, en una sucesión de capas subhorizontales, tiene la base en el Barranco de Murta, **afluente del río Magro, a la cota 280, y alcanza en el Montratón los 613 metros.** En esta secuencia sedimentaria se han diferenciado tres términos, de base a techo:

- (1) Margas y arcillas rojas y grises con yesos (Tm_{cl}^{Ba})

La potencia del tramo es del orden de 20 a 40 metros, sin posibilidad de precisar más debido a lo confuso del afloramiento. Interestratificados dentro del mismo, se observan delgados niveles carbonosos que, junto con las facies evaporíticas, definen un ambiente continental lacustre con variaciones térmicas y de humedad.

- 2) Conglomerados, areniscas, arcillas y limos (Tc_{cl}^B)

Encima de las margas con yesos aparece, en tránsito gradual, una potente serie detrítica que comienza con limos y arenas sueltos con algunos niveles conglomeráticos intercalados que pasan progresivamente a areniscas y conglomerados, hasta dominar la litología típica del tramo una sucesión de bancos gruesos de conglomerados calcáreos con raros lechos de arcillas y limos rojos, que permiten distinguir la estratificación.

- 3) Calizas arenosas con potentes niveles intercalados de margas limolíticas lacustres ($Tc_{c,1}^{Bc}$)

En el mismo pico del Montratón se observa en su base una evolución gradual de los conglomerados calcáreos a calizas. Paquetes gruesos (8-10 m.) y masivos de estas rocas alternan con niveles más blandos de margas limolítico-arenosas en cinco ocasiones. La potencia de este tercer tramo es de 100 metros aproximadamente.

En la columna del Puntal de Cuerna se han medido 115 metros de areniscas con paquetes interestratificados de conglomerados, depositados en un ambiente lacustre de borde.

GARCIA QUINTANA (1975) ha realizado un estudio detallado del Mioceno de borde en la zona de Buñol, a lo largo de la carretera que va desde esta localidad al Collado de Umán, en el que diferencia cinco tramos (1). Este autor asigna al primer tramo (sin datos paleontológicos, aunque utilizando muy bien los criterios tectónicos disponibles) una edad al menos en parte Oligoceno, mientras que incluye a los restantes en el Mioceno posterior a la principal fase orogénica. Con una base aún más débil, prolongamos nosotros su primer tramo a la base del Mioceno (Aquitaniense), donde situamos la discordancia principal que separa los materiales neógenos de los preorogénicos (véase la leyenda adjunta al Mapa Geológico), en tanto que no descartamos que al menos una parte del tramo superior pertenezca al Plioceno.

1.5.1.2 Mioceno de Chiva

La columna levantada en la misma carretera N-III, a su paso por la localidad de Chiva representa la serie miocena más frecuente dentro de la Hoja de Cheste, en la que ocupa una inmensa mancha central.

Aun manteniendo constantes varias características genéticas y de facies, las series establecidas en diferentes puntos ponen de relieve una cierta variación de litologías y potencias de acuerdo con su situación relativa en la cuenca sedimentaria. Por ello se hará una descripción a grandes rasgos de la citada sección que, de muro a techo, tiene:

- 1) 34 m. de arcillas rojas con concreciones de CO_3Ca y niveles enriquecidos en fracción limo-arena o arena. En la parte media superior

(1) *Tramo 1*, de conglomerados calcáreos en bancos gruesos (potencia de 45 m.); *tramo 2*, de conglomerados con intercalaciones de arcillas y viceversa (potencia de 70 m.); *tramo 3*, de calizas arcillosas y alternancia de margas y arcillas con finos lechos de margas carbonosas (potencia superior a 40 m.); *tramo 4*, de arenas y areniscas (60 metros), y *tramo 5*, de conglomerados (30 metros), margas arenosas (20 metros), y calizas arenosas y arcillosas, localmente de aspecto tobáceo (60 metros).

destaca un paquete de 4 m. de calizas arenosas con Charáceas y Moluscos.

- 2) 40 m. cubiertos por depósitos cuaternarios. Probables arcillas rojas en la parte inferior y margas limolítico-arenosas al resto.
- 3) 15 m. de limos margosos con tubos de Algas, arenas y limos muy plásticos, verdes.
- 4) 14 m. de calizas arenosas, masivas, con abundantes tubos de Algas.
- 5) 72 m. formados por una sucesión irregular de microconglomerados, arenas con carbonatos, margas limolíticas (predominantes) con tubos de Algas, calizas con tubos de Algas y Moluscos: Depósito de materiales progresivamente más finos, que culmina en sedimentos de precipitación química, hasta su interrupción brusca causada por leves movimientos de la cuenca u otra causa y la consiguiente reanudación del ciclo sedimentario.

Los primeros tres tramos constituyen en cartografía el término Tam_{c1}^B y los dos últimos son identificados con las siglas Tmc_{c1}^{Bb-Bc} .

En las inmediaciones de la Universidad Laboral, al este de Cheste, la sección aflorante es mucho más rica en calizas, lo que da idea de su situación más alejada del borde de la cuenca y con una potencia que debe superar los 175 metros medidos en la columna de Chiva.

Finalmente, los resultados obtenidos de las láminas delgadas y levigados no concretan la edad de la serie. Aunque en la cartografía se le ha asignado por este motivo un Mioceno sin más precisiones, BRINKMANN (1931-1948) y DUPUY DE LOME (1956) la sitúan en el Mioceno Medio, y sobre todo, en el Superior. Incluso las facies de calizas lacustres tradicionalmente asignadas al Pontiense podrían haberse depositado en parte durante el Plioceno.

Al sur de Sierra Perenchiza, en la parte oriental de la Hoja, se aprecia un cambio hacia facies de arenas y areniscas poco cementadas con abundante carbonato cálcico, material diferenciado en la cartografía como Tsm_{c1}^{Bb-Bc} .

1.5.1.3 Mioceno marino (T_{1-11}^{Bb-Bc})

La columna de la Fuente del Sapo, al sureste de la Hoja, ha sido levantada sobre materiales de facies marina (de playa): areniscas y arenas con intercalaciones margosas y presencia de Ostreas, que suelen formar niveles lumaquéllicos.

El término al que representa aparece en contacto con las arenas y areniscas lacustres descritas en el último párrafo del apartado anterior, litológicamente idénticas, pero sin Ostreas, criterio que ha servido para su separación en el campo. La abundante microfauna encontrada define aún más el ambiente marino de playa en que se depositó el material. En dos muestras de levigado se han reconocido: *Ammonia baccarii*, *Elphidium* sp., *Elphidium*

advenum, *Elphidium macellum*, *Bolivina italica*, *Globigerina* aff. *dutertrei*, *Bolivinoïdes miocenicus*, Oogonios de Charáceas y tubos de Algas, microfauna que data el Mioceno Superior.

1.5.1.4 Formación de Niñerola (Tcy^{Ba}_{c1})

En los alrededores de la Masía de Niñerola (sureste de la Hoja) aflora una serie de características peculiares e indudable interés práctico. La columna de Niñerola consta de unos 300 m. de yesos bituminosos y calizas lacustres en bancos con laminación paralela, muy bien definidos y de espesor variable, con abundantes intercalaciones de margas. Esta sección tiene en la base arcillas abigarradas con yesos del Keuper, sobre los cuales aflora en contacto netamente discordante, si bien con un fuerte buzamiento en la parte inferior que decrece en las zonas más alejadas del Trías. También se observa un predominio de los yesos en la base y de las calizas a techo. La microfauna encontrada —Melosiras, Gasterópodos (*Hidrobias*, *Bitinia*), Ostrácodos y Oogonios de Charáceas— sólo data un Mioceno indiferenciado. Por otro lado, W. WENZ (en BRINKMANN, 1931) determina la siguiente: *Lymnaea* sp., *Coretus* sp., *Gyraulus* sp., *Volvata* (*Amnicola*) cf. *schlosseri* y *Solarium* sp., aún insuficiente para asignar una edad precisa a esta formación, mientras que ROYO GOMEZ (1922) (en BRINKMANN, 1931) cita una serie de Moluscos del Plioceno Inferior.

En resumen, se trata de una serie depositada en una cuenca salobre próxima al mar de dimensiones reducidas, y constituida a expensas de una próxima y abundante materia prima: las arcillas y yesos del Keuper. Suponemos, en fin, que esta historia tuvo lugar después de la fase de plegamiento más importante y que los fuertes buzamientos detectados en la base de la formación no son sino debidos al funcionamiento diapírico del Trías en la zona; por ello, aunque nosotros la ubicamos en el Mioceno Inferior, podría ser válida incluso la datación hecha por ROYO GOMEZ (op. cit.).

1.6 CUATERNARIO

Los depósitos del Cuaternario aparecen ampliamente desarrollados en el Noreste de la Hoja, a ambos lados de la rambla de Poyo, donde forma un entrante de la Huerta Valenciana. También ocupan amplias zonas en las inmediaciones de Cheste, Chiva y Buñol, donde recubren materiales mesozoicos y terciarios. Por último, toda la mitad sur de la Hoja está salpicada de manchones discontinuos y poco potentes que, no obstante, enmascaran el verdadero desarrollo del Trías, especialmente el Keuper.

A continuación se describen brevemente los términos diferenciados en cartografía, todos ellos depositados en medio continental.

1.6.1 COSTRAS ($Q_1^{12}K$)

Se trata de unas calizas arenosas, pulverulentas, en forma de baldosas anastomosadas, que suelen aparecer sobre margas limolíticas o calizas miocenas, sobre todo en el Noreste, donde constituye un horizonte edáfico de gran valor como paleosuelo.

1.6.2 CONOS DE DEYECCION (Q_1^3Cd)

Aparecen ampliamente desarrollados en las laderas de los relieves mesozoicos existentes al Noroeste de Chiva y Buñol, entre los que destaca el formado por el barranco del Gallo. También se detecta su típica forma subtriangular en la ladera de Sierra Perenchiza.

1.6.3 PIE DE MONTE (Q_1^3Pm)

Consiste en una brecha heterométrica de cantos, generalmente calcáreos, empastados en una matriz arcillo-arenosa roja. El depósito más importante se localiza en la ladera norte de Sierra Perenchiza.

1.6.4 ARCILLAS DE DESCALCIFICACION (Q_1^3a)

Constituyen un residuo de silicatos de alúmina liberados en la disolución del carbonato cálcico de las rocas calizas impuras, según cuya composición heredan las arcillas óxidos de hierro o manganeso que les confieren tonalidades rojas o negruzcas, respectivamente. Afloran pequeñas manchas de este material en el nordeste de la Hoja, asociadas a los depósitos de costras.

1.6.5 LIMOS DE VERTIENTE (Q_1^3Lv)

Son limos rosados, generalmente ricos en carbonatos y con cantos sueltos de calizas, que se depositan al pie de los relieves secundarios y terciarios. Este material procede de un paleosuelo que ha sufrido posteriormente un transporte por arroyamiento difuso.

1.6.6 GLACIS DE ACUMULACION (Q_1^3G)

En el límite de esta Hoja con la de Valencia aparece una superficie prácticamente plana, con ligera inclinación, que desciende hacia la llanura prelitoral. La génesis de este glacis, desarrollado sobre todo en la Hoja de Valencia, se debe a las divagaciones laterales de escurrimientos de agua, que serían causantes de la planitud típica de estas formas de depósitos (DUMAS, 1966).

Su época de formación debe corresponder con un Pluvial. La fase erosiva se produjo durante el máximo del Pluvial, y la sedimentación de los materiales de la cobertera en una etapa posterior, aunque dentro del mismo (NUÑEZ et al., 1975).

Litológicamente están formados por arcillas rojas con cantos subangulosos que alternan con paquetes arcillo-limosos carbonatados. Una fina costra de trítica cubre el depósito.

1.6.7 TERRAZAS (Q₁T y Q₂T)

Dentro de esta Hoja se han diferenciado sólo dos niveles de terrazas asociados a los cauces del barranco de la Cueva y las ramblas de Chiva y Poyo, en una sucesión de cursos fluviales que, en la franja septentrional de la Hoja, discurren de Oeste a Este. También se citan las terrazas formadas por el río Buñol, en la localidad de igual nombre, pequeñas y potentes (más de 20 metros) y que presentan una travertinización superficial (?) originada por las aguas carbonatadas procedentes de los relieves cretácicos próximos.

1.6.8 ABANICOS ALUVIALES (Q₁₋₂Ab)

Al pie de Sierra Perenchiza y al oeste de Cheste, los arroyos, al abandonar la zona vallificada y salir a otra con suave pendiente, depositan los materiales por pérdida de energía, formando amplios conos que configuran en conjunto un abanico aluvial.

1.6.9 LIMOS PARDOS FLUVIALES (Q₁₋₂Lpf)

Forman una banda externa a los principales cursos fluviales (ríos Magro y Buñol y rambla del Poyo). En realidad se trata de un material de terraza en el que los escarpes han desaparecido. El depósito está formado por unos limos arenosos pardos con cantos redondeados.

1.6.10 CAUCES ABANDONADOS (Q₁₋₂CA)

Corresponden a los antiguos tramos que han sido abandonados por los ríos hasta conseguir la configuración actual. Son frecuentes los asociados a la rambla de Poyo y sus afluentes de la margen Norte. En el fondo de las depresiones que forman los antiguos cauces se encuentran limos arenosos con algún canto suelto.

1.6.11 COLUVIALES (Q₂C)

Constituyen pequeñas manchas localizadas alrededor y dentro de los relieves mesozoicos y terciarios. El depósito está formado por unas arcillas rojas con cantos angulosos y heterométricos, en general poco cementados.

1.6.12 FONDO DE RAMBLA (Q₂R)

Se ha diferenciado como tal únicamente el cauce de la rambla de Poyo, en cuyo fondo hay grandes bloques poco rodados, con ausencia casi total de arenas y limos.

1.6.13 ALUVIAL (Q₂AI)

Depósito formado por arenas y limos con cantos redondeados. Aparece en el fondo de pequeños arroyos o de los grandes cursos fluviales de escorrentía continua.

1.6.14 ALUVIAL-COLUVIAL (Q₂AI-C)

Constituido por arcillas con cantos polimícticos y heterométricos, es el resultado de la acción conjunta de los arroyos de escaso recorrido y de la alteración de las vertientes.

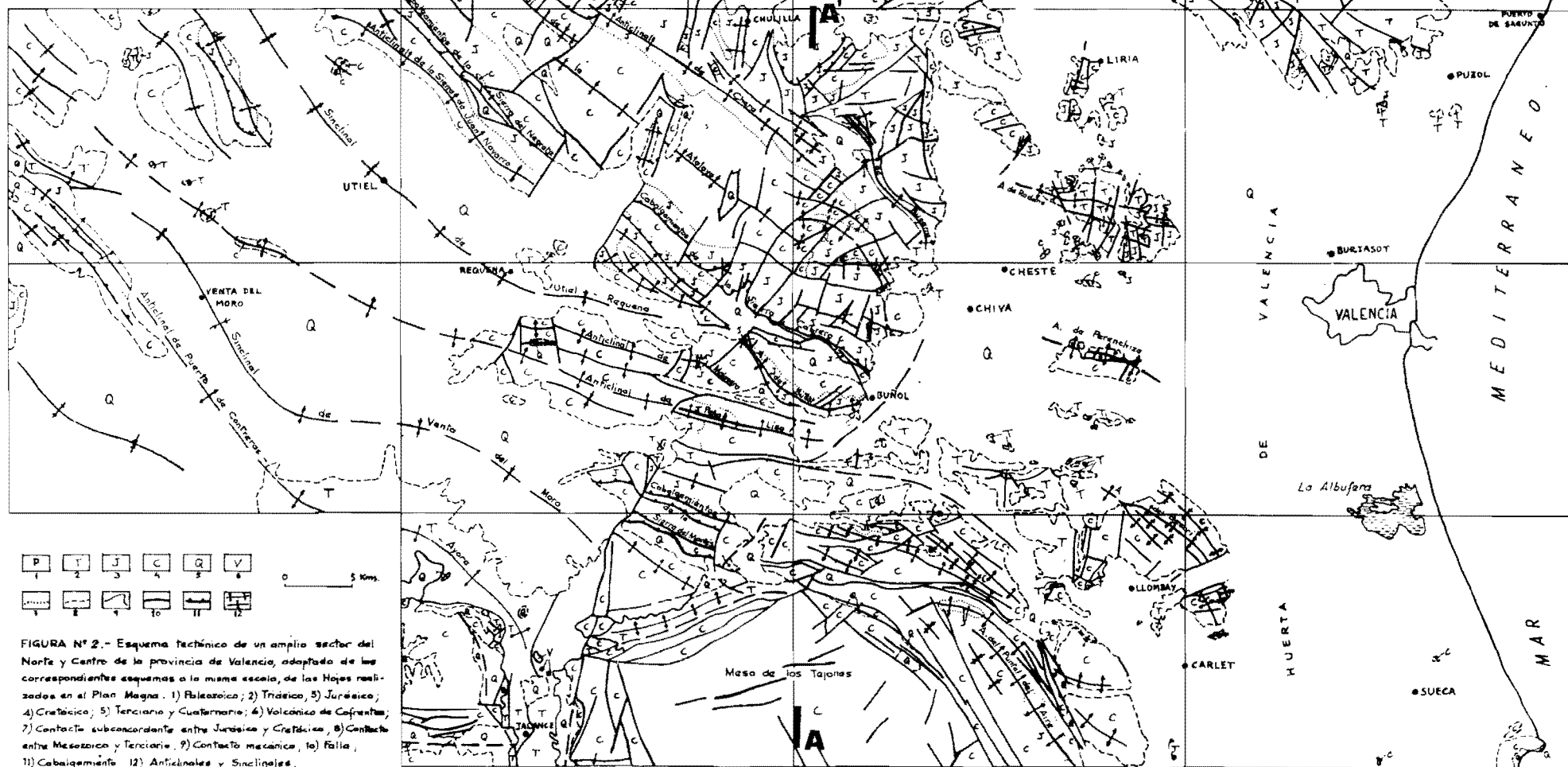
2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

La Hoja de Cheste se halla enmarcada en el extremo Suroriental de la Cordillera Ibérica. El esquema tectónico regional de la figura núm. 2 da una idea precisa de su situación en un contexto geológico que comprende las zonas septentrional y central de la provincia de Valencia. Se observa en el mismo cómo las grandes estructuras de directriz ibérica que dominan las Hojas de Chulilla y Requena desaparecen antes de llegar a una línea imaginaria que uniera las poblaciones de Buñol y Chiva, en la parte norte de la Hoja. Al Este de la misma predominan los materiales neógenos, mientras que el macizo de Sierra Perenchiza y la pequeña alineación de la Serretilla quedan dentro de ellos a manera de «islas», que todavía conservan la dirección típica de la Orogenia.

Al sur del paralelo de Buñol, el Triás marca la pauta de un ámbito geológico-estructural algo diferente. En efecto, la estrecha alineación triásica que penetra casi desde Hortunas (Hoja de Requena) en dirección Este-Oeste, se abre ampliamente al este de Yátova y domina la parte meridional de la Hoja. En los bordes suroeste y sureste aparece de nuevo el Cretácico, afectado por suaves estructuras que se complican hacia el sur (Hoja de Llobat) con pliegues-falla debidos al amoldamiento de esta cobertera mesozoica sobre un zócalo Paleozoico, que, aunque parcialmente rígido, ha sido

	CHELVA (27-28)	VILLAR DEL AMOROSO (28-29)	SARUNTO (29-30)
UTIEL (26-27)	CHULLILLA (27-28)	LIRIA (28-29)	BURJASSOT (29-30)
VENTA DEL MORO (26-27)	REQUENA (27-28)	CHESTE (28-29)	VALENCIA (29-30)
	JALANCE (27-28)	LLOMBAY (28-29)	SUECA (29-30)



afectado de manera importante durante la orogenia alpina. Es precisamente la fracturación en bloques del citado zócalo que condiciona el estilo de plegamiento observado casi siempre en superficie, en esta parte valenciana de la Cordillera Ibérica, con grandes pliegues «en cofre» constituidos por un núcleo subhorizontal amplio y flancos apretados y fallados, fuertemente buzantes. En suma, la dirección de las estructuras y la mayor o menor inclinación de las capas responde posiblemente más a la acomodación de la cubierta mesozoica a un zócalo paleozoico no totalmente rigidificado durante la orogenia hercínica y afectado en gran medida por la alpina, que a esfuerzos tangenciales con la componente compresiva máxima horizontal, relativamente profunda y según la dirección Noreste-Suroeste.

Para no inducir a error ante la lectura del último párrafo, insistimos en que este estilo de plegamiento, con anticlinales, sinclinales y superficies de corrimiento muy tendidas, está presente en la región como en toda la Ibérica, aunque aquí está supeditado a la mayor influencia de una tectónica profunda con participación activa del zócalo que suponemos poco profundo y afectado por una intensa deformación de carácter compresivo y distensivo durante la orogenia alpina. El corte de la figura núm. 3 trata de explicar gráficamente la disposición actual de zócalo y cobertera según la hipótesis anterior, a lo largo de una transversal aproximadamente Norte-Sur de la parte occidental de las Hojas de Liria, Cheste y Llombay.

La mayoría de las estructuras principales de la cobertera siguen la directriz ibérica, lógico si suponemos que también la mayoría de las fracturas de compresión (fallas inversas) y gran parte de las de distensión y reajuste del zócalo tienen esa dirección. Por el mismo razonamiento, si aparecen pequeños (a escala regional) pliegues con el plano axial según una dirección no relacionada con la regional (sobre todo perpendicularmente a ella), se pueden explicar como antes, es decir, por acomodación de la cobertera a fracturas de distensión del zócalo (más o menos según N 30° E) que complementan la compartimentación en bloques que caracteriza a esta zona sur-oriental de la Cordillera Ibérica (BRINKMANN, 1931).

2.2 DESCRIPCION DE LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES

La máxima complejidad estructural aparece en el dominio Noroeste, Sierra de la Cabrera, donde el Jurásico cabalga sobre una pinza de Cretácico Inferior y éste, a su vez, monta sobre materiales del Paleógeno. Esta estructura, que penetra desde las Hojas de Requena y Chulilla, sigue una clara directriz ibérica que se mantiene en la serie Jurásica situada al Norte según N-(110°-130°)-E, buzante casi siempre entre 10° y 30° y constantemente al NE. Esta disposición cambia bruscamente a partir de una gran fractura que corta a la superficie topográfica según una línea paralela a la anterior y distante de ella unos 2 kilómetros. Al Norte de la misma afloran pliegues

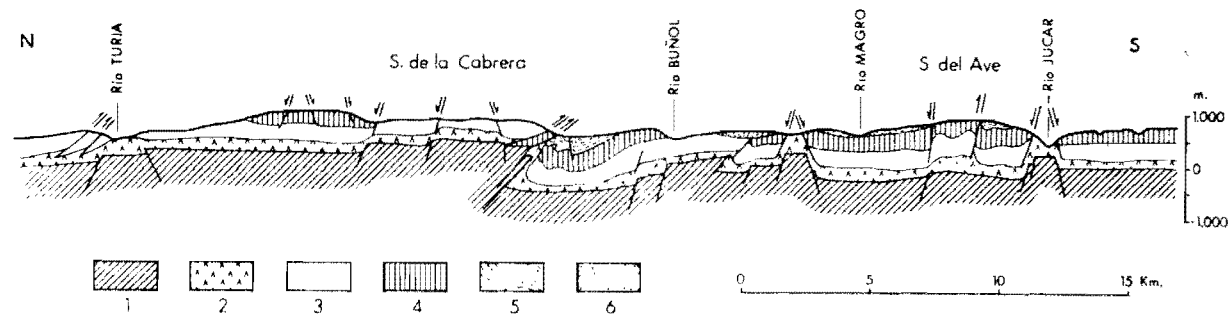


Figura 3.—Corte esquemático a través de la zona Oeste de las Hojas de Liria, Cheste y Llombay. Hipótesis (aproximadamente ajustada a la realidad en superficie) sobre el estilo de deformación que ha afectado a esta parte valenciana de la Cordillera Ibérica durante la orogenia alpina, basada en la participación activa y principal del Zócalo paleozoico. Obsérvese también que la potencia de la cobertera sedimentaria mesozoica se mantiene más o menos constante a lo largo de toda la transversal, hecho comprobado y que es lógico suponer en un medio de depósito más próximo a una plataforma nerítica que a un ambiente geosinclinal típico. 1) Zócalo paleozoico; 2) Triásico; 3) Jurásico; 4) Cretácico; 5) Paleógeno, y 6) Neógeno.

suaves cuyo plano axial sigue una dirección N-30°-E, prácticamente perpendicular a la ibérica. Por tanto, el origen de estos pliegues no tiene relación alguna con esfuerzos compresivos tangenciales, sino que son producto del amoldamiento de la cobertera mesozoica a importantes fallas de distensión, transversales a las de dirección ibérica y que complementan la compartimentación en bloques del zócalo. Este sistema de fracturas profundas llega a afectar mecánicamente igual a los materiales de la cobertera, como puede observarse en el esquema geológico-tectónico de la figura núm. 2. Por otra parte, la influencia de las directrices béticas en la orogénesis alpina ha debido ser muy pequeña (si no nula) en esta región.

La franja terciaria que sigue la carretera Nacional III desde Buñol hasta el límite con la Hoja de Requena define un sinclinal invertido, con el flanco Norte sepultado por el cabalgamiento descrito anteriormente. A su vez, esta serie del Terciario plegado comienza a configurar otra gran estructura que penetra también desde Requena, donde el Lías Inferior vuelve a aparecer cabalgante, ahora sobre el Cretácico Superior en una disposición similar a la descrita en la Sierra de la Cabrera. Se trata nuevamente de un anticlinal invertido, con el flanco Sur fallado y oculto por el Neógeno. Sólo en algunos puntos se descubre dicho flanco Sur, sobre todo en la parte oriental, donde aflora el Cretácico a la altura del kilómetro 3 de la carretera de Buñol a Yátova según una dirección aproximada N-60°-E y fuerte buzamiento.

Más al Sur, el anticlinal de Peña Lisa, definido perfectamente en la Hoja de Requena, desaparece en ésta cubierto por el Terciario postorogénico. Entre éste y la estructura que aparece en el borde suroeste de la Hoja, penetra por la de Requena una estrecha alineación de Triás en contacto mecánico con ambas. Según BRINKMANN (1931), se trata de un *horst* muy apretado, cuyas fallas marginales divergen al llegar a la altura de Yátova, la septentrional cruza por entre Buñol y Alborache hacia Chiva y la meridional seguirá el curso del río Magro hasta introducirse en la Hoja de Llombay hacia el centro del límite entre ambas. Las alineaciones, en forma de láminas discontinuas, del Muschelkalk, dan idea del intenso grado de deformación que presenta el Triás en todo el ámbito Sur de la Hoja, donde las citadas barras dolomíticas aparecen como flotando, fuertemente buzantes y hasta invertidas, dentro del medio plástico de los materiales que constituyen el Keuper.

La figura núm. 2 muestra la Sierra Perenchiza como una isla cretácica rodeada de materiales neógenos. Se trata de una estructura anticlinal de dirección N-100°-E, con el flanco Sur completamente aflorante, mientras que una serie de fallas normales de directriz aproximadamente ibérica hundén el flanco Norte bajo el Terciario.

El corte III-III' representa una doble estructura anticlinal-sinclinal en Cretácico, que ocupa la confluencia de esta Hoja con las de Llombay, Sueca y Valencia. Es el Anticlinal (en sentido amplio) de Besori, definido principal-

mente en la Hoja de Llombay, que mantiene también la directriz regional.

Por último, la alineación de la Serretilla y un pequeño afloramiento Jurásico situado al este de Loringuilla, en la zona Noreste de la Hoja, parece que hacen más juego en la tectónica del Anticlinal de Rodana, ya en la Hoja de Liria.

Se puede concluir, en fin, en una marcada vergencia hacia el Suroeste, de las principales estructuras existentes en el ámbito occidental de la Hoja, por lo que es lógico deducir que el máximo esfuerzo compresivo durante la orogenia alpina procedía del Noreste, en tanto que la región situada al Suroeste, el Macizo Hespérico, sería el elemento pasivo y resistente en el plegamiento de la Cordillera Ibérica.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Los capítulos de Estratigrafía y Tectónica dan una idea de los cambios habidos en la cuenca sedimentaria durante el Mesozoico y de la complicada historia que siguió en el Terciario. Este capítulo servirá, por tanto, para dar una visión de conjunto de todos estos acontecimientos y seguir la evolución paleogeográfica de la región.

El comienzo del ciclo sedimentario mesozoico sólo se descubre en el Anticlinal de Rodana, dentro de la Hoja de Liria, con depósitos esencialmente detríticos (areniscas rojas y blancas) que delatan la influencia continental durante el Buntsandstein, material éste procedente de la erosión de los terrenos paleozoicos que no llegan a aflorar en la Hoja. Al final de este período ya se hace patente el hundimiento de la región y la mayor receptividad de la cuenca hacia sedimentos menos groseros. Se constituye en un país llano, con amplias zonas ocupadas por lagunas que se comunican cada vez más con el mar abierto, depositándose entonces la facies Röt que marca el tránsito al Muschelkalk.

Durante el Muschelkalk se establece ya un régimen netamente marino, muy somero (5 a 40 m. de profundidad) y de aguas agitadas, con depósito de esparitas. La ausencia de cuarzo debe indicar que la costa está ya lejana. Los fósiles y pistas que contienen las margocalizas tableadas y margas de la parte superior indican aguas tranquilas, más profundas (40-100-200 metros), que pueden corresponder a un medio de plataforma epicontinental.

El inicio del Keuper es puesto de manifiesto por un cambio rápido en las condiciones ambientales, cambio que no tiene un carácter decididamente regresivo (ORTI CABO, 1974) (1), pero sí climático, estableciéndose un ré-

(1) Remitimos al lector a la descripción que realiza ORTI CABO (1973 y 1974) de la evolución paleogeográfica de la cuenca levantina durante el Keuper.

gimen de sedimentación evaporítico (alternancia de arcillas y yesos) en una cuenca inestable, afectada por fracturas profundas a través de las cuales extruyen coladas de material subvolcánico (ofitas). Conforme avanza el Keuper se manifiesta una progresiva retirada del mar, la sedimentación se hace más detrítica y característica de un ambiente lagunar con esporádicos aportes fluviales, quizá de ambiente deltaico (areniscas finas con estratificación cruzada). La región es ocupada más adelante por el mar y se depositan arcillas rojas en un ambiente costero de plataforma litoral, hasta que se establece, al final del Keuper, un nuevo ciclo evaporítico en un medio de depósito somero, que se acentúa al final de este período.

La presencia de un tramo de dolomías tableadas y negras, muy parecidas a las que definen el Muschelkalk, existente en la Hoja de Liria (anticlinales de Bugarra y Rodana), aunque claramente situado sobre los depósitos evaporíticos del Keuper, parece indicar un cambio de facies espacial al final de este período y, mientras que hacia el Sur continúa el ciclo evaporítico, al Norte se restablece el ambiente marino con salinidad normal. La gran variación de potencias que se detectan al comparar el Keuper aflorante al sur de Ribarroja (Hoja de Liria) con sus 40 metros de arcillas y yesos, y el de Montserrat (Hoja de Cheste), donde supera casi seguro los 300 metros de espesor de lo mismo, corrobora en parte esa diferenciación de la cuenca sedimentaria que —citamos más arriba— tuvo lugar al final del Triásico.

El Jurásico comienza con una transgresión marina generalizada, ambiente que se mantendrá en toda la región a lo largo de este período. En el Lías Inferior se depositan intramicritas y biomicritas en un régimen poco profundo, de aguas tranquilas y con salinidad tal vez inferior a la normal marina. Progresivamente aumenta el índice de energía del medio (intraesparitas y bioesparitas con oolitos), ya francamente marino y correspondiente a la zona costera de la cuenca se mantienen al principio del Toarciense, pero pronto se inicia un aumento de la profundidad que continúa durante el Dogger, pero a modo de pulsaciones, con retrocesos relativos; así se depositan calizas microcristalinas con nódulos de sílex en un ambiente de plataforma. La subsidencia de la cuenca culmina hacia el final del Dogger y en el tránsito al Oxfordiense, con una patente disminución de los aportes químicos y, sobre todo, de los terrígenos. Los niveles asignados al Dogger en la columna de Monedí y los últimos metros de dicha serie en Sierretella representan, en suma, el mar más profundo de toda la secuencia estratigráfica.

El paso del Calloviense al Oxfordiense se pone de manifiesto aquí y en una gran parte de la Cordillera Ibérica con la presencia de un nivel carbonatado ferruginoso de color rojo, que contiene frecuentemente gran cantidad de fauna condensada (Ammonites, sobre todo) de esta edad, conservada en estas peculiares condiciones de relativa gran profundidad. De esta manera termina el primer ciclo sedimentario, de carácter eminentemente transgresivo.

Tras el hiato sedimentario, la cuenca sufre un proceso totalmente inverso, con una disminución progresiva de la profundidad, que alcanzará el máximo regresivo en el Cretácico Inferior, por efecto de las fases Neociméricas.

Así, en el Oxfordiense Superior vuelve a reanudarse el ciclo sedimentario, al principio con calizas microcristalinas ricas en fauna pelágica (*Ammonites*, *Belemnites*, *Protoglobigerinas* y *Globochaete*) y, más tarde, con facies micríticas de plataforma epicontinental (100-200 metros de profundidad), depósito de aguas tranquilas que reciben un aporte importante de elementos detríticos muy finos. Este ambiente uniforme se mantiene durante el Kimmeridgiense Inferior, con un aumento cíclico de elementos detríticos finos en el material sedimentado, que originará la ritmita típica de este piso en toda la región.

En el Kimmeridgiense Medio se hace mucho más patente la retirada del mar. Se depositan calizas de facies costeras (intraesparitas y bioesparitas, frecuentemente con talla de rudita, y, casi siempre, con micrita mal lavada) en un medio de aguas cada vez más agitadas, donde no faltan niveles con oolitos y pisolitos. La abundante fauna macro y micro delata la proximidad de la costa y la escasa profundidad de la cuenca, hecho corroborado definitivamente por la aparición de episodios detríticos procedentes del *Macizo Valenciano*, zona emergida que sitúa CHAMPETIER (1972) al Este y que irrumpe en todo este ámbito al término del Jurásico, con la consiguiente retirada del mar hacia el Suroeste y el Sur. El Kimmeridgiense Superior y todo el Portlandiense, en suma, no aparecen representados, bien por no haberse depositado, o bien por efecto de la erosión que pudo afectar a la zona durante el Neocomiense. En suma, el segundo ciclo sedimentario, regresivo, culmina al final del Jurásico y la región se mantiene emergida desde el Kimmeridgiense Superior hasta el Barremiense (1).

A partir de este período de tiempo, la cuenca se independiza definitivamente, manteniéndose en un ámbito de plataforma epicontinental o, a lo sumo, como una especie de geosinclinal de segundo orden, caracterizado por una subsidencia y un depósito relativamente suaves, en tanto que las zonas situadas al Sur y al Norte se configuran definitivamente como geosin-

(1) El proceso regresivo que origina la emersión de esta zona en el Kimmeridgiense Superior, no aparece más al Oeste (Hojas de Requena y Chulilla) hasta el Portlandiense, por lo que en dicho ámbito occidental está representado completo el Kimmeridgiense. Por otro lado, el proceso transgresivo que marca el comienzo del tercer ciclo sedimentario se inicia de forma casi generalizada en el Barremiense, aunque algunas zonas (al norte de Buñol, por ejemplo) no son invadidas por el mar hasta el Cenomaniense, faltando, por tanto, todo el Cretácico Inferior.

clinales alpinos típicos (Béticas y Pirineos), fuertemente subsidentes y con grandes variaciones de potencias.

Durante el Barremiense vuelven a detectarse síntomas de la reanudación del ciclo sedimentario. Comienzan a depositarse arcillas y margas versicolores de facies continental lacustre (facies Weald), en las que se van intercalando lechos calcáreos depositados en ambiente marino poco profundo, de aguas limpias y agitadas, muy rico en fauna. En el Aptiense se mantiene la zona próxima a la costa, aunque el régimen marino ya raramente se verá interrumpido hasta el final del Cretácico. Más al Norte, en la Hoja de Liria vuelven a aparecer, sin embargo, niveles detríticos, a veces muy potentes, que son equiparables a la facies Utrillas.

El paso del Albiense Superior al Cenomaniense tiene lugar en un ambiente costero, depositándose calizas (intraesparitas e intramicritas) con abundante fauna.

Toda la serie del Cretácico Superior es exclusivamente calcárea, más o menos dolomitizada, y revela un claro aumento de la profundidad del mar. Desde el Cenomaniense hasta el Senoniense Inferior toda la región era plataforma epicontinental alejada de la línea de costa, como indica la escasez de aportes terrígenos. En este gran lapso de tiempo se deposita una potente secuencia de calizas, cuya recristalización y dolomitización posterior dificultan su interpretación.

Hacia el Santoniense las facies se van haciendo regresivas. Se depositan micritas con Miliólidos (Idalina, Lacazina, Quinqueloculina), Discórbidos y Cuneolinas en un ambiente aún francamente marino. Más adelante comienzan a indentarse facies marino-lagunares, hasta culminar la regresión con el depósito de capas exclusivamente lacustres durante el Maastrichtiense, con Gasterópodos, Microcodium, Ostrácodos y Algas, sobre todo Characeas. Este régimen parece que se mantuvo también durante el Paleoceno, aunque esto sólo se apunta como muy probable atendiendo a las referencias bibliográficas, que sitúan una primera fase, ya de plegamiento, en el Paleógeno alto, en tanto que el tránsito del Cretácico Superior al Terciario suele estar caracterizado por el depósito continuo de un tramo detrítico rojo (facies Garumniense) en un ambiente continental-lacustre, con el cual correlacionamos la serie que constituye los tramos superiores de la columna levantada en Sierra Perenchiza.

La emersión de la cuenca, iniciada en el Cretácico Superior, es debida a movimientos epirogénicos de gran intensidad, que denuncian la inmediatez del ciclo orogénico alpino.

Toda la historia descrita hasta aquí es la de una plataforma epicontinental poco subsidente, característica que se mantiene incluso en las fases posteriores del ciclo sedimentario, a pesar de lo cual fue afectada por el plegamiento alpino en una forma más parecida a como lo han sido las Cordilleras Costero Catalanas que los Pirineos y las Béticas. Dos fases compre-

sivas principales (la primera anterior al depósito de los tramos de conglomerados y areniscas — T_{c2-3}^A —, que podemos situar a lo largo del Eoceno, y la segunda y principal entre el Oligoceno Superior y el Aquitaniense) son responsables de la formación de la Cordillera Ibérica.

Después, ya en el Mioceno, los movimientos distensivos y de reajuste de zócalo y cobertera, provocan un nuevo hundimiento, esta vez parcial, de la región. Incluso el mar llega a invadir las zonas más deprimidas durante el Helvetiense y Tortonense. En un intento de ordenar la evolución paleogeográfica de la zona después de la segunda fase orogénica, los relieves recientemente formados sufren un proceso de arrasamiento en una larga etapa de erosión-sedimentación.

Pueden distinguirse tres tipos de depósitos neógenos:

- Conglomerados y areniscas, que son depósitos de borde, conos de deyección, etc., y ocupan los bordes y el fondo de la cuenca (véase la figura núm. 1).
- Margas y arcillas limolíticas y arenas, que son los rellenos finos de las partes centrales, en las que se indentan los más gruesos de los bordes.
- Calizas y margas lacustres, depositadas en las áreas centrales ocupadas por lagunas, sobre todo al final de este período de sedimentación. En alguna de estas lagunas se depositaron también yesos en régimen evaporítico (serie de Niñerola).

En el transcurso de este ciclo sedimentario, el continuo aporte de materiales a la cuenca continental-lacustre provoca su hundimiento; de esta manera llega a acumularse un potente conjunto de sedimentos, esencialmente finos, que denominamos Mioceno de Chiva, durante cuyo depósito continúan produciéndose movimientos de reajuste que originan el basculamiento de las capas, fenómeno que se observa en las inmediaciones de la localidad de Chiva, sobre todo al Noroeste, donde las calizas lacustres se inclinan más de 30° al Este.

Por último, también durante el Neógeno se produjeron movimientos de carácter diapírico del Keuper, tendentes a restablecer el desequilibrio ocasionado por las sucesivas fases diastóricas que afectaron a la región a lo largo del Terciario. Así, los yesos y calizas de Niñerola aparecen cortados y fuertemente basculados por efecto del empuje ascendente de este conjunto móvil y relativamente poco denso.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

El ámbito geográfico que ocupa la Hoja de Cheste pertenece a una de las más activas, ricas y pobladas comarcas del país. Su proximidad y faci-

lidad de comunicaciones con la capital levantina ha convertido a este rectángulo en una continua fuente de extracción de todo tipo de materias primas. Este hecho no deja lugar a dudas sobre la necesidad de un estudio minucioso que canalice de forma racional la explotación de los recursos primarios de la zona, realizado en parte por el plan de elaboración del Mapa de Rocas Industriales a escala 1:200.000 de España, y completado con las investigaciones sobre recursos hídricos llevadas a cabo por entidades oficiales y particulares, tema de enorme trascendencia en una comarca que ha basado su auge económico en la agricultura.

La mayoría de los tramos aflorantes en la Hoja, desde el Triásico hasta el Cuaternario, son explotados o susceptibles de serlo, en forma de canteras. Por último, no existe en la actualidad ninguna actividad minera propiamente dicha.

4.1 CANTERAS

En este apartado se citarán sucintamente las explotaciones realizadas en cada una de las formaciones geológicas aflorantes en la Hoja de Cheste.

Del Keuper se extraen arcillas para la industria cerámica, ladrillería y tejares, sobre todo en los alrededores de Montserrat y Montroy. Por otro lado, hay numerosas canteras de yeso dentro de la misma zona, la mayoría de ellas abandonadas actualmente. La explotación más importante se halla en el Coto Torreto, dentro del afloramiento del Keuper situado en el Noroeste de la Hoja, donde hay tres frentes abiertos en una misma alineación de casi 1 kilómetro de longitud.

En el Jurásico destacan las canteras de La Rebosera, situadas a 2 Km. al norte de Buñol, de las que se extraen calizas y margas del Dogger y Malm para fabricación de cemento en las instalaciones ubicadas allí mismo. Se observa, por otra parte, el desinterés por explotar las dolomías del Lías Inferior, en tanto que existen varios frentes abandonados dentro del Jurásico Superior, destinados en su momento a la obtención de materiales para la fabricación de cemento, como, por ejemplo, la cantera situada al Norte de la Rambla del Gallo y la que hay hacia el kilómetro 5 de la carretera de Buñol a Collado de Umán.

Algunos tramos del Kimmeridgiense Medio, constituidos por calizas esparíticas muy recrystalizadas, son explotados para la obtención de bloques de «mármol» de poca calidad. En la ladera septentrional del Macizo del Portillo, entre la Nacional III y Sierra Cabrera, hay varias pequeñas canteras destinadas a este fin. También se cita un intento de explotación del mismo nivel y con idéntica finalidad en el límite Oeste de la Hoja, entre el río Buñol y el camino de Cañalarga.

Los niveles detríticos que enlazan el Malm Superior y el Barremiense-Albiense han sido explotados en la margen norte del río Buñol, 2 kilómetros al Oeste de la localidad del mismo nombre.

Dentro de las formaciones carbonatadas del Cretácico Superior se desprecian los potentes paquetes *dolomíticos*, no útiles para la fabricación de cemento u otros productos destinados a la construcción. Las calizas del Santoniense, sin embargo, son objeto de explotación en las canteras de la Serretilla, a las que se accede por la carretera Nacional y un camino adaptado para camiones, que sale de aquélla a la altura del kilómetro 308,5. En los tres frentes abiertos se extraen calizas, también destinadas a las fábricas de cemento de Buñol.

En el borde Suroriental de Sierra Perenchiza hay otra cantera abierta en calizas lacustres del Maastrichtiense.

De los numerosos afloramientos miocénicos y de sus diferentes tramos litológicos se obtiene prácticamente de todo: Arcillas para cerámica, niveles de arenas para la construcción, calizas lacustres para diversos usos, entre otros, para fabricación de cal y obtención de losetas utilizadas como piedra vista en los chalets de las numerosas urbanizaciones que salpican la Hoja, etcétera. Destacan las canteras de yesos abiertas en la Formación de Niñerola, en la parte Sureste.

Algunos tramos del Cuaternario también son objeto de explotación con fines diversos. Merece mención sobre todo la extracción de materiales granulares en la cantera abierta 2 kilómetros al noreste de Buñol, entre la carretera y la vía del ferrocarril; el material obtenido pertenece al cono de deyección del Barranco del Gallo. Varias zonas de acumulación de arcillas rojas se extraen para la industria de la cerámica y, por último, las graveras que forman la Rambla del Poyo, el río Buñol y el Magro son igualmente beneficiadas como áridos sueltos para fabricación de hormigones.

4.2 AGUAS SUBTERRANEAS

Trataremos brevemente las características más importantes de las formaciones que afloran en la Hoja en lo referente a su comportamiento ante el agua.

Las series calcáreas del Jurásico y Cretácico reúnen las mejores condiciones para funcionar como acuíferos subterráneos. En este sentido, la superficie de alimentación de los afloramientos mesozoicos, que ocupan el Oeste de la Hoja, se amplía con los aportes procedentes de los macizos existentes en las Hojas limítrofes, cuyas aguas de infiltración fluyen en general hacia el Este (hacia el mar).

Los tramos detríticos del Kimmeridgiense Medio-Cretácico Inferior actúan como semibarreras impermeables que retardan la velocidad de circulación y tienden, por tanto, a dividir las formaciones infra y suprayacentes en dos acuíferos subterráneos.

Los conglomerados calcáreos del Mioceno posibilitan la continuidad de la circulación en profundidad del agua procedente de los relieves mesozoicos

a los que bordea. En este sentido se puede admitir que, al ocupar aquellos el fondo de la cuenca terciaria de Chiva, se pierde un potencial manto acuífero bajo la serie lacustre que ocupa todo el centro de la Hoja. Por el contrario, las arcillas del Keuper constituyen una barrera prácticamente impermeable que origina la surgencia del agua allá donde aparezca bajo las formaciones calcáreas jurásicas o cretácicas.

5 BIBLIOGRAFIA

- ADROVER, R. (1968).—«Los primeros Microforaminíferos de la cuenca valenciana en Buñol (nota preliminar)». *Act. Geol. Hisp.*, 3.
- AGUILAR, M.; RAMIREZ DEL POZO, J., y RIBA, O. (1971).—«Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel)». *Est. Geol.*, vol. 27, núm. 6, pp. 497-512.
- ASSENS, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; GARCIA QUINTANA, A.; HERNANDO, S.; VILLENA, J., y RIBA, O. (1973).—«Mapa geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA), Hoja 27-28 (Requena)». *IGME*.
- ASSENS, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; GIANNINI, G., y LENDINEZ, A. (1973).—«Mapa geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA), Hoja 27-27 (Chulilla)». *IGME*.
- ASSENS, J.; RAMIREZ DEL POZO, J., y GOMEZ FERNANDEZ, J. J. (1973).—«Mapa geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA), Hoja 27-26 (Chelva)». *IGME*.
- BARTRINA, A., y GEA, F. (1954).—«Reconocimiento geológico en la zona del Puerto de Contreras». *Not. y Com. IGME*, núm. 33, pp. 91-122.
- BOTELLA, F. (1854).—«Ojeada sobre la geología del Reino de Valencia». *Revista Minera*, t. 5.
- BULARD, P. F. (1971).—«La discontinuité entre le Callovien et l'Oxfordien sur la bordure Nord-Est des Chaînes Ibériques». *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 2, pp. 425-438.
- BULARD, P. F.; CANEROT, J.; GAUTIER, F., y VIALARD, P. (1971).—«Le Jurassique de la partie Orientale des Chaînes Ibériques». *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 2, pp. 333-344.
- BRINKMANN, R. (1931).—«Betikum und Keltiberikum in Südostspanien». Trad. al español en 1948 por J. Gómez de Llerena con el título: «Las cadenas béticas y celtibéricas del Sureste de España», en *Publ. Extr. Geol. España*, 4, pp. 305-431.
- CANEROT, J. (1969).—«La question de l'Utrillas dans le domaine ibérique (Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, fasc. 1, pp. 11-112.

- CANEROT, J.; GAUTIER, F., y VIALARD, P. (1971).—«Un senil éocrétacé aux confins des provinces de Valencia et de Castellón (Espagne), nouvel élément de la paléogéographie du domaine iberique oriental». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 272, pp. 3260-3263.
- CANEROT, J., y SOUQUET, P. (1972).—«Le faciès "Utrillas". Distinction du Wealdien et place dans la fase d'epandages terrigènes albo-cénomaniens». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 275, pp. 527-530.
- CHAMPETIER, Y. (1972).—«Le Prébétique et l'Iberique côtiers dans le Sud de la province de Valence et le Nord de la province d'Alicante (Espagne)». *Sciences de la Terre (mém.)*, 24, 169 pp.
- CRUSAFONT, M. (1969).—«Sobre la edad del yacimiento de mamíferos fósiles de Buñol (Valencia)». *Act. Geol. Hisp.*, 4.
- CRUSAFONT, M., y TRUYOLS, J. (1960).—«El Mioceno de las cuencas de Castilla y de la Cordillera Ibérica». *Not. y Com. IGME*, núm. 60, pp. 127-140.
- DARDER PERICAS, B. (1945).—«Estudio geológico del Sur de la provincia de Valencia y Norte de la de Alicante». *Bol. Geol. y Min.*, t. LVII, núms. 1-2, pp. 1-775.
- DUMAS, B. (1966).—«Les glaciés formes de convergence». *Bull. Ass. Géogr. France*, 344-345, pp. 34-47.
- (1971).—«Alternance de niveaux continentaux dimatiques et de hauts niveaux marins sur le côte du Levant espagnol». *Quaternaria*, vol. 15, pp. 161-166.
- DUPUY DE LOME, E. (1956).—«Maya geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 721 (Cheste)». *IGME*.
- (1958).—«Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 695 (Liria)». *IGME*.
- (1960).—«Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 746 (Llombay)». *IGME*.
- (1956).—«El sistema cretáceo en el Levante español». *Mem. del IGME*, t. 57, pp. 20-255.
- (1968).—«Mapa geológico de la provincia de Valencia a escala 1:200.000». *IGME*.
- FELGUEROSO, C., y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—«Estratigrafía del Jurásico en la zona de Teruel-Morella (Maestrazgo)». *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 2, pp. 439-482.
- FOURCADE, E. (1970).—«Le Jurassique et le Crétacé aux confins des Chaînes Bétiques et Ibériques». *Tesis de la Fac. Sc. Paris*, 427 pp.
- GAIBAR-PUERTAS, C., y GEYER, O. F. (1969).—«Estratigrafía, edad y espesor atribuibles al Liásico manchego y sus relaciones con algunos sectores de la Cordillera Ibérica». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXX, pp. 1-44.
- GARCIA QUINTANA, A. (1974).—«El Cretácico Inferior de Sierra Martés (Valencia)». *Sem. Estrat.*, núm 9.

- (1974).—«Las calizas con *Toncasias Aptense* s. l. del Cretácico Inferior entre Chera y Chiva». *Tecniterrae*, t. 2, pp. 8-14.
- (1975).—«El Cretácico Inferior de la región de Buñol (Valencia)». *I Col. Estr. Paleog. del Cret. de España*. ENADIMSA.
- GARCIA QUINTANA, A.; HERNANDO, S., y VILAS, L. (1975).—«Nuevos datos sobre el Terciario de Buñol (Valencia)». *Est. Geol.*, vol. XXXI, pp. 571-575.
- GAUTIER, F., y VIALARD, P. (1966).—«Sur le Jurassique terminal et le Crétacé du Nord de la province de Valence (Espagne)». *C. R. As. Sc. Paris*, t. 262, pp. 432-435.
- GIGNOUX, M. (1922).—«Le Miocène des environs de Valence (Espagne)». *Bull. Soc. Geol. France*, vol. 4, p. 137.
- GIGNOUX, M., y FALLOT, P. (1926).—«Contribution a la connaissance des terrains néogènes et quaternaires marins sur les côtes méditerranées d'Espagne». *C. R. Congr. Geol. Inter. Paris*.
- GOMEZ FERNANDEZ, J. J., y BABIN VICH, R. B. (1973).—«Evidencia de tres generaciones de pliegues en el Anticlinal de Sot de Chera (C. Ibéricas, prov. de Valencia)». *Est. Geol.*, vol. XXIX, pp. 381-388.
- GOY, J. L.; VEGAS, R., y ZAZO, C. (1974).—«Mapa geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA), Hoja 29-28 (Valencia)». *IGME*.
- (1974).—«Mapa geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA), Hoja 29-27 (Burjasot)». *IGME*.
- GOY, J. L.; GUTIERREZ, M.; PEDRAZA, J.; VEGAS, R., y ZAZO, C. (1974).—«Mapa geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA), Hoja 29-26 (Sagunto)». *IGME*.
- GOY, J. L., y ZAZO, C. (1974).—«Estudio morfotectónico del Cuaternario en el óvalo de Valencia». *Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario*, 2, pp. 71-81.
- GUTIERREZ, G.; ROBLES, F.; MELENDEZ, A., y USERA, J. (1975).—«El Cretácico Superior de la Sierra Perenchiza (Valencia)». *I Coloquio Estr. y Pale. Cret. de España*. ENADIMSA, pp. 151-158.
- IGME (1972).—«Mapa geológico de España a escala 1:200.000. Hoja núm. 55 (Liria)». *IGME*.
- (1973).—«Mapa geológico de España a escala 1:200.000. Hoja núm. 63 (Albacete-Onteniente)». *IGME*.
- (1974).—«Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000». *IGME*.
- LAZUEN, J., y ROLDAN, R. (1975).—«Mapa geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA), Hoja 28-26 (Villar del Arzobispo)». *IGME*.
- LOTZE, F. (1929).—«Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)». Trad. al español en 1954 con el título: «Estratigrafía y Tectónica de las Cadenas Paleozoicas Celtibéricas», en *Publ. Extr. Geol. España*, t. 8, pp. 1-315.
- MELENDEZ HEVIA, F., y RAMIREZ DEL POZO, J. (1972).—«El Jurásico de la Serranía de Cuenca». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXIII, núm. 4, pp. 313-342.

- MONTENAT, Ch. (1973).—«Les formations néogènes et quaternaires du Levant espagnol». *Tesis de la Fac. Sc. Paris*.
- MOUTERDE, R. (1971).—«Esquisse de l'évolution biostratigraphique de la Péninsule Ibérique au Jurassique». *Cuad. Geol. Iber.*, vol. 2, pp. 21-32.
- NUÑEZ, A.; COLODRON, I.; ZAZO, C., y GOY, J. L. (1975).—«Mapa geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA), Hoja 17-12 (Torquemada). *IGME*.
- ORTI CABO, F. (1973).—«El Keuper del Levante español. Litoestratigrafía, petrología y paleogeografía de la cuenca». *Tesis doctoral. Univ. de Barcelona*, 174 pp.
- (1974).—«El Keuper del Levante español». *Est. Geol.*, vol. XXX, pp. 7-46.
- QUINTERO, I., y REVILLA, J. de la (1958).—«Algunos fósiles triásicos de la provincia de Valencia». *Not. y Com. IGME*, vol. 50, pp. 363-367.
- RAMIREZ DEL POZO, J., y MELENDEZ HEVIA, F. (1972).—«Nuevos datos sobre el Cretácico Inferior en facies "Weald" de la Serranía de Cuenca». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXIII, pp. 569-581.
- RIBA, O. (1959).—«Estudio geológico de la Serranía de Albarracín». *Monogr. Inst. «Lucas Mallada»*, núm. 16, 283 pp.
- RIBA, O., y RIOS, J. M.^o (1960).—«Observations sur la structure du Secteur sud-ouest de la Chaîne Ibérique, in Liur». *Mém. Paul Fallot*, t. 1, *Soc. Géol. France*, pp. 275-290.
- RIOS, L. M.^o (1970).—«Geología del Petróleo en la región de La Mancha y Levante español». *I Jornadas Nac. del Petróleo*.
- ROYO GOMEZ, J. (1922).—«El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica». *J. Ampl. Est. e Invest. Cient.*, vol. 20, 5, pp. 1-230.
- SOLE SABARIS, L. (1961).—«Oscilaciones del Mediterráneo español durante el Cuaternario». *Gráficas marinas*, pp. 7-57.
- TINTANT, H., y VIALARD, P. (1970).—«Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique Sud-Occidentale aux confins des provinces de Teruel, Valencia et Cuenca». *C. R. Soc. Géol. France*, fasc. 6, pp. 207-208.
- TIXIER, M. (1965).—«Etude du Crétacé et passage au Tertiaire dans le bassin de Valencia (Espagne)». *Estudio inédito* realizado para ENPASA-S. N. P. A.
- TIXIER, M., y GAUTHIER, J. (1965).—«Etude du bassin de Valence (Espagne). Trias et Jurassique». *Estudio inédito* realizado para ENPASA-S. N. P. A.
- USERA, J. (1974).—«El Mioceno marino de la Sierra de Besorí». *Bol. R. Soc. Esp. Nat. (Geol.)*, 72, pp. 203-212.
- VIALARD, P. (1966).—«Données nouvelles sur le Crétacé de la Sierra de Malacara (province de Valence, Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, fasc. 9, pp. 366-367.
- (1973).—«Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique Sud-Occidentale». *Thèse Sci. Nat.; Tr. Lab. Geol. Médit. Univ. Paul. Sabatier*, Toulouse, 445 pp.
- VILANOVA, J. (1878).—«Noticia geológica del terreno en que está enclavada

- la finca llamada Niñerola (provincia de Valencia)». *Act. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. 7, p. 95.
- (1881).—«Reseña geológica de la provincia de Valencia». *Bol. Soc. Geogr. Madrid*, vol. 11, pp. 116-217.
- VILLENA, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; LINARES, A., y RIBA, O. (1971).—«Características estratigráficas del Jurásico de la región de Molina de Aragón». *Cuadernos Geol. Ibérica*, vol. 2, pp. 355-374.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA