



COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS

Hoja 720 (27-28)

R E Q U E N A

INFORMES COMPLEMENTARIOS

20720

Compañía General de Sondeos, S.A.

Diciembre, 1972.

CONTENIDO

1.- INTRODUCCION

2.- INFORME MACRO Y MICROPALEONTOLOGICO

3.- INFORME PALEOGEOGRAFICO (HISTORIA SEDIMENTARIA)

1.- INTRODUCCION.-

En los informes que se siguen se recogen los resultados de los estudios de Macro y Micropaleontología de las muestras recolectadas en la hoja de Requena (27-28, 720) para la confección de la cartografía geológica de la misma, y cuya situación figura en el mapa correspondiente que acompaña a la Documentación complementaria.

También se acompaña un informe Paleogeográfico en el que queda reflejada la Historia Sedimentaria de la cuenca en la que se ubica la hoja.

Respecto al estudio sedimentológico ya se dieron con anterioridad los resultados en las correspondientes fichas de clasificación de rocas carbonatadas y terrígenas.

Para la determinación de los Orbitolinidos han tenido que hacerse numerosas secciones orientadas de estos microfósiles.

En algunos casos, para el estudio de las rocas carbonatadas, se han efectuado tinciones diferenciales de las láminas delgadas, con el fin de distinguir la calcita de la dolomita, lo que constituye un complemento del análisis cuantitativo de carbonatos que se ha llevado a cabo en todas las muestras tomadas en el campo.

También, y con el fin de distinguir los distintos tipos de feldespatos en las rocas terrígenas, las láminas delgadas han sido, en muchos casos, realizadas con tinción del feldespato potásico con cobaltinitrito sódico.

En cualquier caso, el estudio de Micropaleontología y Sedimentología de todas las muestras, así como parte del de Macropaleontología ha sido realizado por J. RAMIREZ DEL POZO. La Macropaleontología del Triásico ha sido realizada por C. VIRGI

LI.

La redacción de todos los informes complementarios aquí in
cluidos ha sido realizada por J.RAMIREZ DEL POZO.

2.- INFORME MACRO Y MICROPALEONTOLOGICO.-

La mayor parte de los estudios de Macro y Micropaleontología llevados a cabo en la hoja de Requena han sido realizados sobre muestras tomadas en columnas estratigráficas de detalle. Solamente un reducido número han sido tomadas puntuamente, es decir como muestras aisladas, para la resolución de problemas cartográficos concretos.

Teniendo en cuenta que los resultados de los estudios, tanto de Macro como de Micropaleontología de las muestras correspondientes a columnas estratigráficas de detalle figuran en estas, en este informe solo se describirán detalladamente las muestras aisladas.

Las columnas estratigráficas de detalle, que acompañan a esta Documentación complementaria, que han sido levantadas en la hoja de Requena son las siguientes:

- 1.- Mijares (muestra 27-28 GS SH 0001 a 0025) (Triásico).
- 2.- Arroyo Picastre (muestras 27-28 GS GQ 0016 a 0033) (Jurásico).
- 3.- Aguas Blancas (muestras 27-28 GS GQ 0001 a 0015 (Malm a facies Weald).
- 4.- Malacara (muestras 27-28 GS JR 0001 a 0135) (Dogger a Santoniense).
- 5.- Siete Aguas-II (muestras 27-28 GS JR 0140 a 0150) (Paleógeno).
- 6.- Portera (muestras 27-28 GS JV 0001 a 0008) (Neógeno-Mioceno).
- 7.- Hortunas de Arriba-I (muestras 27-28 GS JV 0009 a 0039) (Neógeno-Mioceno).
- 8.- Hortunas de Arriba-II (muestras 27-28 GS JV 0040 a 0047) (Neógeno-Mioceno).

9.- Siete Aguas-I (muestras 27-28 GS JV 0048 a 0069) (Neógeno-Mioceno).

10.- Umán (muestras 27-28 GS JR 0151 a 0164) (Campaniense-Maastrichtiense).

Por lo que respecta a las muestras aisladas, los resultados de los estudios de Macro y Micropaleontología son los siguientes:

<u>MUESTRA</u>	<u>FOSILES</u>
27-28 GS JV 0001	Muestra de Macropaleontología. <i>Monotis (Daonella) lommeli</i> WIS., var. <i>hispanica</i> VIRG. <u>Muschelkalk superior (Ladiniense).</u>
0002	Muestra de Macropaleontología: <i>Avicula bronni</i> ALB. <u>Muschelkalk (Anisiense-Ladiniense).</u>
0003	Muestra de Macropaleontología: <i>Pleuromya elongata</i> SCHL. <u>Muschelkalk (Anisiense-Ladiniense).</u>
0004	Muestra de Macropaleontología: <i>Myophoria</i> sp. <u>Muschelkalk.</u>
0005	Muestra de Macropaleontología: <i>Placonopsis ostracina</i> SCHL. <u>Muschelkalk superior (Ladiniense).</u>
27-28 GS JV 0070	Lámina delgada: Estructuras algales pisolíticas. Microfacies típica del <u>Mioceno</u> en la zona.
0071	Levigado: <i>Cypria curvata</i> LIEN. microfósiles resedimentados del Cretá-

ice.

Mioceno (Vindoboniense).

27-28 GS JV 0072	Lámina delgada: Estructuras algales pisolíticas. Microfacies típica del <u>Mioceno</u> de la zona.
0073	Levigado: Cypria curvata LIEN. Gasterópodos Cypridopsis kinkelini LIEN. Microfósiles resedimentados del Cretá- cico. <u>Mioceno (Burdigaliense-Vindoboniense)</u> .
27-28 GS JR 0136	Levigado: Sin fósiles.
0137	Lámina delgada: "Microcodium" <u>facies Garúmnica</u> .
0138	Lámina delgada: Canto de un conglomerado de caliza to- talmente recristalizada. Sin fósiles.
0139	Levigado: Microfósiles resedimentados del Cretá- cico. <u>facies Garúmnica</u> , por posición estratigrá- fica.
27-28 GS JA 0014	Lámina delgada: Orbitolina concava Neorbitolinopsis conulus Cuneolina pavonia Haplophragmium Glomospira Quinqueloculina Neomeris, Acicularia

Cenomaniense inferior.

27-28 GS JA 0060

Lámina delgada:

Cuneolina pavonia

Dicyclina schlumbergeri

Tritaxia

Spiroloculina

Nezzazzata

algas Solenoporáceas

fragmentos de Rudistas

Cretácico superior.

0063

Lámina delgada:

Muestra idéntica a JA 0060

Cretácico superior.

0067

Levigado:

Helix

microfósiles resedimentados del Cretácico superior.

Muestra tomada en el Mioceno.

0075

Lámina delgada:

Ostrácodos, Oogonios y restos de Characeas, Gasterópodos.

facies Weald.

27-28 GS JA 0110

Lámina delgada:

Orbitolina (M.) texana texana

Everticyclammina greigi

Arabicodium, Halimeda

Briozoos, restos Equinodermos

Aptiense superior (Gargasiense).

0111

Lámina delgada:

Quinqueloculina

Ethelia alba

restos Equinodermos

Probable Aptiense.

0107

Lámina delgada:

Favreina

secciones de Ostrácodos

Probable Kimmeridgiense, por posición es-
tratigráfica.

0108

Lámina delgada:

Pseudochrysalidina

Pseudocyclammina lituus

Epistomina (Brotzenia)

tubos de Análidos

Fragmentos de Políperos.

Kimmeridgiense. (muy dudoso).

0109

Lámina delgada:

Labyrinthina mirabilis

Marsonella

Nautiloculina oolithica

Sabandia

Pseudochrysalidina

Cenocerasma

Quinqueloculina

Gasterópodos y restos de Moluscos

Kimmeridgiense.

Cretácico inferior

3.- INFORME PALEOGEOGRÁFICO (HISTORIA SEDIMENTARIA) :-

La reconstrucción de la Paleogeografía o Historia Sedimentaria que a continuación presentamos, se hace teniendo en cuenta conjuntamente los resultados de los estudios micropaleontológicos y sedimentológicos anteriormente expuestos.

La Paleogeografía de una región debe establecerse teniendo en cuenta el mayor número de datos posibles. Por otra parte, el área ocupada por una hoja resulta extremadamente pequeña para conocer los principales hechos ocurridos en el transcurso de los tiempos geológicos. Por todo ello, la Historia Sedimentaria se basará en los datos obtenidos de los trabajos cartográficos del bloque 17-11, que comprende las hojas de Chelva, Utiel, Chulilla, Venta del Moro y Requena que en el presente año ha realizado COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A. La Paleogeografía es, por tanto, la misma para las cinco hojas que integran el citado bloque. También las ideas aquí expuestas así como su redacción, son semejantes al texto del capítulo de Historia Geológica de las Memorias correspondientes.

El Paleozoico, presente solamente en la hoja de Chelva, parece corresponder al Ordovícico. Está plegado por la Orogenia Variscica y representa el substratum o zócalo que se extiende ampliamente al N de la zona estudiada. Por tratarse de un pequeño afloramiento, sin conexión con otras estructuras paleozoicas, no disponemos de datos para establecer la historia sedimentaria durante los tiempos paleozoicos.

Aunque el Buntsandstein solo aflora en la hoja de Chelva, y los terrenos más antiguos que encontramos en la hoja de Utiel pertenecen al Keuper, se puede asegurar que el Triásico se ha depositado completo en toda la región.

El Triásico de esta hoja, así como el de toda la región le

vantina, presenta facies Germánica. Las grandes analogías que se observan con el de la Cadena Costero-Catalana lo apartan algo del Triásico del resto de la Ibérica. En primer lugar, en el Muschelkalk, que es muy potente, se intercala dentro de la serie calizo-dolomítica, un tramo rojo intermedio de arcillas con yeso. También, en el Muschelkalk de esta región, se encuentran algunas especies típicas del Triásico Alpino. Estos dos hechos sugieren que el Triásico que se extiende desde las Cadenas Costero-Catalanas hacia el Sur hasta enlazar con las series andaluzas, podría denominarse de facies "mediterránea".

Lo dicho encaja perfectamente en la Paleogeografía de la Península durante el Triásico. La zona emergida la constituye fundamentalmente la Meseta española, y el área más profunda, el Mediterráneo actual. Así, tanto las series catalanas como las valencianas pertenecen a áreas más alejadas del borde de la cuenca y más próximas a la zona profunda que las series Ibéricas.

Durante el Buntsandstein la sedimentación fué de carácter continental, en un medio en el que los aportes fluviales fueron muy intensos, lo que dió lugar a las potentes series que se conocen en lugares próximos y que deben existir bajo el substratum de la zona. No se han observado los niveles de arcillas rojas, que en muchos lugares de la Península constituyen la parte más alta del Buntsandstein (Röt) existiendo, en cambio, en el contacto del Buntsandstein y Muschelkalk, una cicatriz muy marcada, que posiblemente corresponda a una interrupción de la sedimentación. Las areniscas contienen frecuentemente restos carbonosos, así como carbonatos u óxidos de hierro, según niveles.

En el Muschelkalk, la sedimentación tiene lugar en un medio marino muy somero, pero de aguas con salinidad normal, de

bido a un importante cambio en las condiciones climáticas que dió lugar a que los aportes de materiales arenosos cesasen. La fauna reconocida de este piso en varias hojas del bloque 17-11 indica profundidades del medio bastante someras. El carácter nerítico de los niveles calizos, así como el grano fino de los cristales de las dolomías nos indican un medio relativamente transgresivo. Localmente, la cuenca adquiría condiciones evaporíticas, pudiendo depositarse yesos y arcillas (tramo rojo intermedio, observado en la hoja de Chelva) que indican una menor influencia marina.

Estas condiciones se acentuaron durante la sedimentación del Keuper, dando lugar a depósitos arcilloso-salinos.

Entre el Hettangiense y el Kimmeridgiense ha habido sedimentación prácticamente continua en toda la región, salvo algunas pequeñas interrupciones que dan lugar a pequeños hiatus.

En el Lías inferior, desde el Hettangiense al Pliensabachense, la cuenca comienza por recobrar gradualmente sus condiciones marinas, al propio tiempo que aumenta la profundidad del medio también de un modo más o menos paulatino. La salinidad puede considerarse marina, por lo menos a partir del Sinemurien - se. En determinadas zonas y, sobre todo en el Pliensbachense, debido a ligeros movimientos del fondo, pudieron aislarse pequeñas cuencas en las que, excepcionalmente, se daban facies salobres o transicionales a lacustres, como en la zona de Contreras (Hoja de Utiel). Esta inestabilidad del fondo de la cuenca es la que, posiblemente dió lugar, en algunos lugares, a la

formación de lumaquelas, principalmente en el Pliensbachiense superior, al producirse oscilaciones de la línea de costa y al tenerse, localmente, facies no favorables para la vida de los organismos. De todos modos, durante el lías inferior, el índice de energía del medio fué relativamente bajo, como demuestra el carácter micrítico de la mayor parte de los niveles. Solo eventualmente este índice de energía deposicional podía aumentar dando lugar a la sedimentación de las calcarenitas oolíticas o intraclásticas de matriz cristalina, principalmente en el Sinemuriense superior y Pliensbachiense. El medio ambiente puede considerarse, en conjunto, como costero a nerítico, pasándose de uno a otro debido a movimientos oscilatorios del fondo de la cuenca.

En el Toarciense, la cuenca adquiere mayor profundidad, no sobrepasando en ningún caso el medio nerítico y estimándose una profundidad de unos 100-125 m. El aumento de profundidad va acompañado de una reducción del índice de energía deposicional, teniéndose en el Toarciense un medio extremadamente tranquilo. La abundancia de fauna (tanto macro como micro) de estos niveles nos da idea de que el medio era altamente favorable para el desarrollo de la vida.

Al comienzo del Dogger (Aaleniense) las facies son semejantes a las del Toarciense, pero a medida que ascendemos en la serie del Dogger va disminuyendo de un modo paulatino la profundidad, depositándose calizas con nódulos de silex, al tiempo que aumenta también el índice de energía, como demuestran los oolitos e intraclastos del Bajociense y las microfacies esparíticas y oolíticas del Bathoniense, que deben interpretarse como de aguas bastante agitadas (hojas de Utiel y Venta del Moro). Localmente estas series calcáreas del Dogger se presentan intensamente dolomitizadas (hojas de Utiel, Venta

del Moro y Requena). Por otra parte, la profundidad no debió ser superior a los 40 m. a juzgar por el contenido faunístico. En relación con esta reducción de la profundidad del medio, y posiblemente también, con ligeros movimientos del fondo de la cuenca pudieron, sobre todo en el Bathoniense superior, aislarse pequeñas cuencas, en las que la salinidad era inferior a la normal marina, como se ha puesto de manifiesto dentro de la hoja de Requena. En el Calloviense inferior, la cuenca fué también de tipo nerítico, con una profundidad media que puede estimarse en unos 60 m., es decir, algo superior a la del mar Bathoniense y con un índice de energía del medio relativamente tranquilo, como corresponde a la deposición de biomicritas y biopelmicritas. Dentro del ámbito de este bloque, así como en la mayor parte de la Ibérica, hay entre el Calloviense y Oxfordiense, un nivel rojo o de oolitos ferruginosos, que materializan el hiato del Calloviense superior y Oxfordiense inferior, pudiendo existir, en ocasiones, condensaciones de fauna de estos pisos.

Durante el Oxfordiense, así como en el Kimmeridgiense inferior, el ambiente de sedimentación es muy uniforme, no sólo en las hojas del bloque, sino en el resto de la región. Las facies son neríticas en el Oxfordiense, siempre de poca profundidad que, muy posiblemente, se reduce al comienzo del Kimmeridgiense. De todos modos, la presencia casi constante de microfacies micríticas durante el Oxfordiense y Kimmeridgiense inferior, nos indica el bajo índice de energía del medio que presentaba ciertos caracteres reductores, como se deduce de la presencia de pirita y de restos carbonosos.

En el Kimmeridgiense medio a superior (no representado en las hojas de Utiel y Venta del Moro) se depositan las calizas pisolíticas y/o oolíticas en un medio nerítico a costero con

profundidades del orden de los 30 a 40 m. y que, en líneas generales, tienden a reducirse hacia la parte superior. El hecho de que este tramo sea generalmente de carácter micrítico y, sólo excepcionalmente, esparítico en la parte superior, indica que el índice de energía del medio no fue extremadamente agitado, sino más bien de tipo medio, con movimientos oscilatorios de agua que, unidos a la presencia de algas en una cuenca rica en carbonatos, dieron lugar a la formación de los pisolitos. En la parte alta del Kimmeridgiense el índice de energía fue mayor, como demuestran la matriz esparítica y la presencia de intraclastos y/o oolitos.

El Portlandiense solamente se ha reconocido en la hoja de Chelva, donde está caracterizado por facies marinas muy costeras, con Ostreidos y Foraminíferos, que presentan frecuentes intercalaciones de salinidad menor (medio polihalino) con una fauna de Ostrácodos propia de estas facies.

Como han señalado anteriormente otros autores y en otros sectores de la Ibérica (VILLENA, RAMIREZ, LINARES y RIBA 1971) en la zona de Molina de Aragón; FELGUEROZO y RAMIREZ, 1971, en el Maestrazgo; MELENDEZ HEVIA y RAMIREZ, 1972, en la Serranía de Cuenca, y CANEROT, 1971, Sur del Maestrazgo) dentro del Jurásico se pueden separar dos grandes ciclos sedimentarios: el primero que, comenzando con la transgresión del Hettangiense sobre los materiales del Keuper, termina con la sedimentación del Dogger. En él se depositaron los materiales del conjunto dolomítico-calizo del Hettangiense-Pliensbachiense y la serie margosa del Toaciense, momento en el que se alcanzaron las profundidades máximas de la cuenca Jurásica. Al comienzo del Dogger continuaron las condiciones de profundidad del Toaciense, pero a partir del Bajociense y durante el Bathoniense, el ciclo sería de tipo regresivo depositándose las calizas con

silex y oolitos. Localmente podían depositarse sedimentos salobres, como se ha indicado. La profundidad de la cuenca durante el Dogger es pequeña lo que da lugar, por medio de débiles movimientos epirogénicos, a la formación de pequeños surcos y umbrales, es decir, un limitado relieve del fondo de la cuenca, que origina importantes variaciones de potencia. Con la sedimentación de las calizas microcristalinas del Calloviense inferior se completa este primer ciclo sedimentario que, en realidad, termina con la laguna del Calloviense superior-Oxfordiense inferior, que, como ya se ha señalado, se conoce en toda la Cordillera Ibérica y no es más que una consecuencia de las primeras fases Neociméricas, que presentarán su mayor actividad al final del Jurásico y durante el Cretácico más inferior. El segundo ciclo se inicia en el Oxfordiense con la sedimentación de tipo transgresivo de las margas o calizas arcillosas sobre el Calloviense, parcialmente erosionado, continuándose durante el Kimmeridgiense inferior y el Kimmeridgiense superior e incluso el Portlandiense en la zona Norte (hoja de Chelva).

Paleogeográficamente, el Jurásico de la zona se situa dentro del dominio de facies Ibérica, y, más concretamente, en la zona de paso entre estas facies y las Prebéticas, que algunos autores han denominado facies Bétibéricas.

Al final del Jurásico y durante el Cretácico más inferior la región se comportó como un alto, debido a las fases principales Neociméricas, lo que motivó la erosión parcial y/o falta de depósito de estos niveles. Esta erosión del Jurásico tuvo distinta intensidad según las zonas. Así, en las hojas de Utiel y Venta del Moro no se encuentran sedimentos del Kimmeridgiense medio-superior, e incluso, en algunos sectores de la zona N. de Contreras, falta por completo el Kimmeridgiense in-

ferior, descansando el Cretácico en facies Weald sobre el Oxfordiense. En las hojas de Chulilla y Requena, los primeros niveles Cretácicos yacen sobre el Kimmeridgiense superior y en la de Chelva, excepcionalmente, sobre el Portlandiense.

Las discordancias paleoalpinas o intramesozoicas hace tiempo que fueron reconocidas en la Cordillera Ibérica. Fueron los autores alemanes los que las pusieron de manifiesto en las síntesis regionales (RICKTER y TEICHMULLER, 1933; BRINKMANN, 1931) sobre todo observando el yacente del Cretácico inferior y haciendo el mapa paleogeográfico correspondiente y las respectivas variaciones de potencia. Las investigaciones modernas las han confirmado. En la Serranía de Cuenca, no lejos del área estudiada, MELENDEZ HEVIA (1971) y RAMIREZ y MELENDEZ (1972), reconocen entre Uña y Buenache, un haz de pliegues del Jurásico recubiertos por el Weald en franca discordancia angular, lo cual demuestra una fase de plegamiento Neocimérica (pre-Weald, post-Jurásico superior), creemos bastante suave y local ya que no había sido reconocida de un modo tan evidente en otros sectores de la Ibérica.

La sedimentación del Cretácico comienza por facies salobres, caracterizadas por depósitos arcillosos de un medio oligohalino. Esta facies Weald se deposita, en la mayor parte de la región, solamente en el Barremiense, cuyos sedimentos deben considerarse como "extensivos", al descansar sobre diferentes pisos del Jurásico, según se ha indicado anteriormente. También la base de la facies Weald no siempre tiene la misma edad, pudiendo llegar a ser del Hauteriviense inferior en la zona NO de la hoja de Requena.

En el Aptiense la cuenca es de carácter marino, comenzando por facies muy costeras, generalmente arenosas, con Ostreídos, Foraminíferos y Ostrácodos de muy poca profundidad, has-

ta llegar a tenerse facies neríticas en la mayor parte del Aptiense, generalmente de tipo biostrómico, con Orbitolinas y otros fósiles bentónicos junto a algunos Rudistas y Algas caláreas. La profundidad de la cuenca no sobrepasó en ningún momento los 50 m. La subsidencia, dentro del bloque 17-11 fué también pequeña (la potencia media es del orden de 70 m.) aunque hacia el SE (en la hoja de Requena), los espesores aumentan llegando hasta 135 m. al tiempo que las facies afianzan su carácter marino. En las hojas de Chulilla y Cheste tienden a acuñarse estas facies marinas Aptienses, reduciéndose de potencia, hasta llegar a desaparecer en la zona de la Serranía de Cuenca (RAMIREZ y MELENDEZ, 1972). La transgresión Aptiense penetró mucho menos que la del Cenomaniense en el ámbito Ibérico. Hacia el N, flanqueaba la Sierra de Albarracín, emergida, alcanzando todo el sector valenciano que interesa al bloque 17-11. En las cinco hojas que integran este bloque, las microfacies son generalmente de carácter micrítico, indicando un índice de energía del medio relativamente bajo.

Al finalizar el Aptiense, se producen nuevos movimientos orogénicos que se prosiguen en parte en el Albiense inferior (AGUILAR, RAMIREZ DEL POZO y RIBA, 1971), originándose una serie de umbrales y que afectan a todo el dominio de las Cadenas Ibéricas. En la Serranía de Cuenca, estos movimientos de la fase Aústrica parecen menos intensos que los anteriores. En cambio se han manifestado con más claridad en otros dominios, especialmente en el Maestrazgo, Sierra de Albarracín, etc. Particularmente interesante es el umbral causado por dichos movimientos, extendido de NO a SE entre el Javalambre y Valencia-Sagunto (el "umbral de Castellón", según RICHTER y TEICHMULLER (1933) o mejor el "umbral ibérico Sud-Oriental" de CANEROT, GAUTIER y VIALLARD (1971), contra el que se producen reducciones y pasos laterales de facies partiendo de la zona de Chulilla -

Requena. Este umbral desapareció en el Albiense y la cuenca Ibérica recupera su unidad con la transgresión Cenomaniana.

Los sedimentos del Albiense de la Fm. "arenas de Utrillas" descansan sobre el Aptiense marino, unas veces sobre el inferior (Bedouliense) y otras sobre el superior (Gargasiense) debido a que dicha formación tiene también un carácter "extensivo" y, regionalmente, puede descansar sobre formaciones más antiguas (Barremiense en facies Weald en la Serranía de Cuenca, RAMIREZ y MELENDEZ, 1971) o sobre diferentes niveles del Jurásico en otros sectores de la Ibérica. Este fenómeno debe interpretarse como consecuencia de una fase orogénica pre-Albiense (Aústrica) ya citada, que creó un relieve, con la consiguiente erosión de las zonas altas (RAMIREZ y MELENDEZ, 1972). Estas facies debieron depositarse sobre una superficie algo irregular y su sedimentación tendió a llenar y nivelar estas irregularidades. En todo caso son depósitos de tipo fluvial, de carácter arcósico, que por su composición revela un intenso lavado bajo condiciones climáticas muy agresivas (matriz caolínítica y escasa illita) con una sedimentación rápida en una cuenca de muy poca profundidad (marismas, llanuras aluviales, etc.). Los ríos discurrieron por una serie de cursos divagantes, en los que los cauces se llenaban rápidamente y se iban desplazando, lo que, en cierto modo, puede explicar la uniformidad litológica de esta formación. Dentro de la zona estudiada la potencia es reducidísima, aumentando hacia el Este y Sur, donde pueden llegar a tenerse intercalaciones marinas, de facies costera, dentro del Albiense (hoja de Requena).

En el Cenomaniano inferior y medio se vuelve a iniciar un régimen de sedimentación marina que, como en el caso del Aptiense, comienza por facies muy costeras, con Exogyra, bastan-

te terrígenas, hasta llegar a tener un carácter nerítico de poca profundidad (Orbitolinas). En la mayor parte de los niveles, las calizas que integran este conjunto son de carácter esparítico con intraclastos, mientras que los niveles de tipo micrítico suelen presentar la matriz intensamente recristalizada a pseudoesparita. Las potencias suelen ser pequeñas, aunque como en el caso del Aptiense aumentan hacia el SE (en la hoja de Requena).

Desde el Cenomaniense medio-superior y hasta el Coniaciense (deposición de dolomías) las facies son probablemente muy costeras, tratándose de sedimentos depositados en condiciones aisladas de mar abierto, bajo una fuerte influencia continental que, en ocasiones, pudo originar sedimentos no marinos, como muy probablemente serán las arcillas calcáreas verdes del Cenomaniense medio.

Excepcionalmente, en el Turoniense inferior la microfauna observada parece indicarnos condiciones de mar abierto y facies neríticas. Precisamente son estos niveles del Turoniense inferior, así como los de la base del Santoniense de algunas zonas (hoja de Útiel), los únicos que contienen microfauna planctónica de todo el Cretácico. En general se trata de sedimentos depositados en una cuenca relativamente tranquila, con bajo índice de energía del medio.

Como se deduce de lo anteriormente indicado, a partir del Santoniense vuelven a aparecer facies neríticas, aunque debido a la inestabilidad de la cuenca, que ya empieza a manifestar los primeros efectos de la regresión general que, en toda el área, tendrá lugar al final del Santoniense y comienzo del Campaniense, se intercalan, dentro del Santoniense, varios episodios muy costeros, incluso transicionales a facies de tipo "lagunar", en los que los microfósiles indican facies "mix-

tas" (Foraminíferos y Characeas) y las microfacies tienden a ser dismicríticas. Después del Santoniense superior (nivel de Lacazina) y hasta la instauración definitiva del régimen de facies Garúmnica, los sedimentos presentan estas facies "mixtas".

De un modo muy general, como en el caso del Aptiense, el carácter marino del Cretácico superior disminuye hacia el NO (zona de la Serranía de Cuenca), donde predominan las dolomías (Brechoideas en unos niveles y con aspecto carniólico en otros -"carniolas del Cretácico superior"-) que han sido interpretadas como de facies "lagunar", depositadas en una cuenca cerrada o semicerrada, aislada del mar abierto (RAMIREZ DEL POZO y MELENDEZ HEVIA, 1972), mientras que hacia el Sur y Este las series se hacen cada vez más marinas, como sucede en la hoja de Requena.

El carácter "lagunar" de los depósitos se acentúa en el Campaniense, Maastrichtiense y Paleoceno como consecuencia de la gran inestabilidad de la cuenca, debido a la presencia de las primeras fases alpinas, que dan lugar a la regresión marina. La cuenca adquiere una configuración de pequeños surcos y umbrales. Los primeros, siempre aislados del mar, con aguas de tipo salobre y muy esporádicamente con mayor salinidad, tendieron a rellenarse con los materiales que se erosionaban en los umbrales (conglomerados calcáreos, con cantos procedentes del Cretácico superior) y con sedimentos arcillosos o, muy localmente, en alguno de estos surcos (Los Cuchillos, en las hojas de Utiel y Venta del Moro), con facies evaporíticas de sulfatos. Esta configuración de las cuencas explica las grandes variaciones de litología y espesor de los sedimentos de facies Garúmnica, que se han depositado aparentemente en concordancia con la serie marina del Cretácico superior. Por ello no parece

que sea correlativa con ninguna fase de diastrofismo importante, como señalan VIALLARD y GRAMBAST (1968).

La presencia de "Bulimus" gerundensis en las hojas de Utiel Venta del Moro y Chulilla demuestra la existencia del Paleoceno en facies Garumnaica, en la que no se observa ninguna discordancia basal o interna.

Por lo que se refiere a la Historia Sedimentaria y por tanto a la Paleogeografía de la serie comprendida entre el Paleoceno y Mioceno (Paleógeno), no es posible presentar datos concretos debido a que los afloramientos están escasamente representados dentro del bloque 17-11. En Los Cuchillos (hojas de Utiel y Venta del Moro) parece tratarse de una serie litológicamente semejante a la del Paleoceno, por lo que es de suponer que el medio ambiente fuese comparable con éste.

En la hoja de Requena, cerca de Siete Aguas, hay un tramo de más de 60 m. de areniscas y conglomerados rojos, plegados, sobre los que descansa la serie del Neógeno.

Desgraciadamente no poseemos datos paleontológicos fehacientes, ya que todas estas series han resultado azoicas, pero teniendo en cuenta que la región estudiada se sitúa en el borde de la Depresión Terciaria del Tajo (o Mesa Manchega) en la que se han localizado varios yacimientos de Vertebrados y vegetales, parece probable que la serie Paleógena esté completa en nuestra región, aunque en la mayor parte de las zonas queda oculta bajo los terrenos Miocenos, discordantes. VIALLARD y GRAMBAST (1970), en Huelves determinan una flora de Characeas de edad Eocena. En Viana de Jadraque (SCHROEDER, 1930) y Huérmeles del Cerro (CRUSAFONT, MELENDEZ y TRUYOLS, 1950) se citan yacimientos de vertebrados del Sannoisiense. El Stampiense superior está representado en Carrascosa del Campo, según CRUSA-

FONT y AGUIRRE (in litt., cit. in PEREZ GONZALEZ et alt. 1971); así como por la flora determinada por VIALLARD y GRAMBAST (1970) en Mingo-Anubés y entre la Sierra de Altomira y Mazarulleque.

Los últimos autores citados concluyen, quizá un poco precipitadamente, que la fase principal de plegamiento de este sector SE de la Ibérica y de la cuenca del Tajo es de edad post-Stampiense medio y pre-Aquitaniense. Dicha discordancia ha sido demostrada en otros lugares de la Ibérica y del Pirineo (ver RIBA, Mem. nº 40 "DAROCA" del Map. Geol. Esp. 1:200.000) pero es cierto también que las ha habido intrapaleógenas. En Montalbán hay una discordancia pre-Stampiense y asimismo, PEREZ, VILLAS, BRELL y BERTOLIN (1971) en el análisis que hacen de la depresión del Tajo, concluyen que existe una fase principal entre el Sannoisiense y el Stampiense.

El Mioceno se apoya sobre el Paleógeno o cualquier otro terreno más antiguo, mediante una clara discordancia angular. La superficie de discordancia, por lo menos en muchos lugares del reborde Ibérico de la zona Utiel-Requena, dista de ser una penillanura perfecta, sino todo lo contrario, con frecuencia es un relieve fósil, e incluso, la parte alta del Mioceno (Vindoboniense y Pontiense) es solapante, sin llegar a sepultar completamente los relieves. Se trata de la fase de plegamiento Sávica. Así, en la hoja de Utiel se demuestra la existencia de una discordancia intramiocena, en Fuencaliente, de edad pre-Vindoboniense. Esta discordancia está también manifiesta al N de Requena, en donde se ven las fallas de la fosa tectónica de Chera recubiertas o fosilizadas por la serie alta del Mioceno.

En el Neógeno se produjo una importante transgresión marina, procedente del geosinclinal Bético, invadiendo una gran parte de la mitad Sur de la provincia de Valencia. El máximo transgresivo Burdigaliense alcanzó, tierra adentro, una línea de costa muy cercana a Chiva-Buñol-Ayora; es decir a zonas muy próximas a la hoja de Requena (Umán), en donde existen algunas faunas del Mioceno que pueden atestiguar la proximidad marina.

Al finalizar el Pontiense sobrevino una época de gran tranquilidad diastrófica que junto con un clima bastante árido, según revela la paleontología (CRUSAFONT y TRUYOLS, 1960), permitió el desarrollo de la penillanura fini-Pontiense extensamente desarrollada en gran parte de la península central y que afectó indudablemente el sector de nuestro estudio, nivelinga los bloques calcáreos del Mesozoico plegado.

Las fases de diastrofismo que tuvieron lugar durante el Mioceno, motivaron los basculamientos y movimientos verticales de bloques, y la intrusión diapírica del Keuper, como ocurre en la hoja de Utiel (Jaraguas, Camporrobles) y en las de Requena y Chulilla (Triásico de la carretera de Chera). En Jaraguas, los conglomerados más altos de la serie no están cortados por el Keuper intrusivo sino que tienden a fosilizarlo. En dichos casos, el Terciario está deformado con buzamientos periféricos divergentes. Al cesar dichos movimientos, de edad post-Burdigaliense y pre-Vindoboniense, el depósito de conglomerados tiene lugar en discordancia y solapamiento.

El estudio de los Ostrácodos del Mioceno pone de manifiesto que, en general, el medio fue salobre durante la mayor parte del mismo y, en particular, puede considerarse como oligohalino. Todos los sedimentos de calizas y margas contienen Ostrácodos característicos de facies lacustres o salobres. En los bordes y en áreas más o menos internas predominan las facies terrígenas (afloramientos del borde Occidental de la hoja de Chelva, la mayor parte del Mioceno de la hoja de Chulilla, Requena y Venta del Moro, así como la parte Oriental de la de Utiel) con gran desarrollo de paleocanales y sedimentos del relleno fluvial. Los depósitos de tipo lacustre se formaban en aquellas áreas o zonas a las que, por permanecer eventualmente aisladas del resto de la cuenca, no llegaban los

aportes terrígenos. En todo caso la subsidencia de la cuenca del Mioceno, fué siempre pequeña, no sobre pasando, por regla general, los 300 m. de potencia.

A las fases de diastrofismo intramiocénicas les siguió otra, la Rodánica, o post-Pontiense, cuyas dislocaciones siguen paralelas a las más antiguas, unas veces, y otras las cortan oblicuamente, determinando una serie de movimientos verticales de bloques, levantándose unos, hundiéndose otros, dando como resultado la fisonomía morfológica actual de este sector valenciano.

Algunos arrasamientos parciales, o retoques de la superficie de erosión fini-Pontiense, se realizaron al finalizar el Plioceno, dando lugar a la formación de los glacis villafranquienses (especialmente el correlativo a la formación aluvial de Casas de Ibañez, que recubre todo el altiplano de Albacete) y pleistocenos del interfluvio entre el Júcar y el Cabriel. El encajamiento de la red fluvial se realizaría a partir de los movimientos rodánicos, la erosión remontante subsiguiente iría encajando los cursos fluviales, con la formación de las terrazas, durante el Cuaternario.