



IGME

769

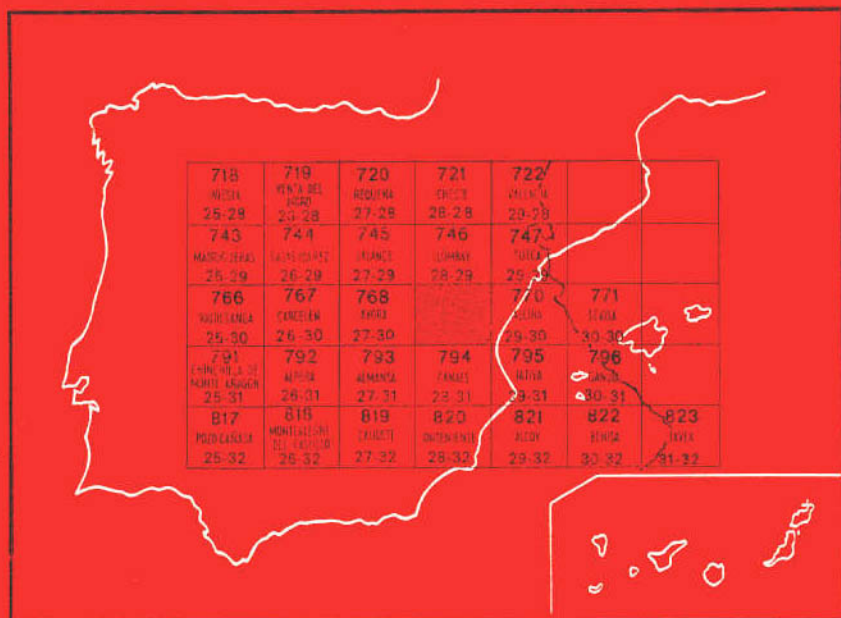
28-30

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

NAVARRÉS

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

NAVARRÉS

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por Geotecnia y Cimientos, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, en colaboración con el Grupo de Trabajo de la Cátedra de Geología de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, del que han intervenido los siguientes técnicos superiores:

Luis María Ríos Aragües, Dr. Ingeniero de Minas; Francisco José Beltrán Cabrera, Ldo. en Ciencias Geológicas, y Miguel Ángel Zapatero Rodríguez, Ingeniero de Minas.

Con la colaboración de los Licenciados en Ciencias Geológicas:

José Luis Goy Goy y Caridad Zazo Cardeña, de la Cátedra de Geodinámica Externa de la Universidad de Madrid, en la parte de Cartografía y Memoria correspondiente al Cuaternario.

Los estudios de muestras del Secundario y Terciario, han sido realizados por Carlos Martínez Díaz, Dr. Ingeniero de Minas, de la Cátedra de Estratigrafía y Paleontología de la E. T. S. I. M. de Madrid.

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 - 40.859 - 1980

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

1 INTRODUCCION

1.1 RASGOS GEOLOGICOS

La Hoja de Navarrés está situada en la parte oriental de la Rama Sur de la Cordillera Ibérica, próxima al Sistema Prebético.

La serie del Jurásico y Cretácico es esencialmente carbonatada de facies de plataforma marina, tiene en conjunto una potencia de unos 2.000 m. y adopta una disposición tabular en la mayor parte de la Hoja. Solamente en el cuadrante NE presenta pliegues de directriz ibérica.

El principal rasgo cartográfico está constituido por las manchas rectilíneas de Triásico plástico que componen la forma de una gran manivela que corta toda la Hoja.

En relación con estas bandas triásicas, morfológicamente deprimidas, se han depositado sedimentos del Terciario, en parte marinos en el ángulo SE, y continentales en el resto de la Hoja.

1.2 ANTECEDENTES

Entre los autores que contribuyeron al conocimiento estratigráfico y cartográfico referente a la Hoja de Navarrés, podemos señalar entre otros a D. DE CORTAZAR y M. PATO (1882), R. NILCHES (1895), R. BRINKMAN (1931), B. DARDER PERICAS (1945), E. DUPUY DE LOME (1956), E. DUPUY DE LOME y R. SANCHEZ LOZANO (1968).

Como trabajo inédito de importancia debemos citar la cartografía 1:100.000 realizada por M. LEOPOLD e I. DIAZ DE BERRICANO en el año 1966, correspondiente al estudio de los permisos de investigación que la Empresa Nacional de Petróleos de Navarra, S. A., tenía atribuidos en la región.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 TRIASICO

Los materiales más antiguos que afloran en la presente Hoja los constituyen los del Triásico, que aparecen inyectados en bandas falladas y deprimidas de la cobertera jurásica-cretácea.

El Triásico de dichas bandas es eminentemente plástico (estimativamente, 10 por 100 de yesos, 75 por 100 de arcillas y margas, 10 por 100 de areniscas, 5 por 100 de calizas-dolomías) y engloba barras de facies Muschelkalk, lo que hace pensar en la existencia original de niveles plásticos de despegue por debajo de dichas barras para que la subida e inyección de las mismas haya sido posible.

Por los sondeos de petróleo (L. M. RIOS, 1970) se sabe en efecto que la estratigrafía del Triásico es de la manera siguiente. El Muschelkalk, que está formado enteramente por caliza y dolomía al Este de la Hoja (sondeo de Jaraco, ENPASA, Hoja de Alcira), hacia el Oeste (sondeo de Carcelén, ENPESA, Hoja de Carcelén) cambia de facies sucesivamente a evaporitas y a arcillas con areniscas, permitiendo algunas identaciones carbonatadas. La persistencia de carbonatos ocurre preferentemente en la base (sondeo de Ledaña, ENPASA) hasta desaparecer por completo en las proximidades del macizo hespérico. El techo de las areniscas del Bundt puede estar constituido por un tramo de arcillas más o menos yesíferas.

2.1.1 ARCILLAS VERSICOLORES CON YESOS Y ARENISCAS (T_{G2-3})

Los materiales plásticos, que por lo que se ha dicho anteriormente deben incluir el Triásico Medio y Superior, están constituidos en su mayor parte por arcillas y margas versicolores con abundantes yesos de tonalidades blancas, rojas y grises en los cuales abundan los cuarzos hematoides (jacintos de Compostela) y prismas de aragonito.

Intercalados en las margas hay niveles de areniscas poco consistentes, de cemento calcáreo y limonítico, frecuentemente con estratificaciones cruzadas y slumping.

El levantamiento de una columna estratigráfica en estos materiales se hace difícil, debido a la variabilidad de estructuras y la falta de niveles guía; no obstante, puede decirse que en los niveles inferiores las margas son de colores vivos, mientras en la parte superior se hacen más ocráceos y los yesos más blancos.

2.1.2 CALIZAS ARCILLOSAS Y DOLOMIAS (Tcd₀₂)

Englobadas en el Triás plástico aparecen unas calizas micríticas, a veces algo arcillosas, y calizas dolomíticas, de colores negros y grises, en bancos delgados, con intercalaciones arcillosas. En ellas abundan las huellas de reptación y conchas de Lamelibranquios.

La potencia no es estimable debido a que en general los contactos con el Triás plástico son mecánicos. Como mínimo puede tener unos 40-60 m.

2.1.3 ROCAS OFÍTICAS (ϵ_p^4)

En el seno del Triásico al NE de Quesa existen dos afloramientos de rocas básicas. Ambos presentan una petrología análoga, cuya composición es mayoritaria en plagioclasa (labradorita) y piroxeno monoclinico (augita); como accesorios presentan feldespató potásico (leucóxeno) y apacos (illmenita).

Su textura es típicamente ofítica, intersectal, con cristales hipidiomorfos o idiomorfos en plagioclasa que engloban los de piroxeno.

La clasificación petrológica es de Diabasa-Dolerita.

2.1.4 DOLOMIAS Y DOLOMIAS ARCILLOSAS LAMINADAS, LOCALMENTE CARNIOLAS (Td_{A33})

Sobre las arcillas y margas del Keuper, en algunos lugares aflora un tramo carbonatado que, por su posición estratigráfica y facies, lo hemos atribuido al Rethiense.

Está constituido de forma general por dolomías arcillosas laminadas de color gris, tonos blancuzcos, y unas dolomías microcristalinas de color gris, pátina clara, en bancos de 0,5 m. de potencia. Localmente pueden aparecer intercaladas o debajo de estos niveles unas carniolas de colores rojizos.

2.2 JURASICO

2.2.1 YESOS BLANCOS (Jh₁₁₋₁₂)

En algunos afloramientos, tal como en la ladera sur del alto de Mengual, próximo al kilómetro 12 de la carretera Quesa-Bicorp, aparece sobre la barra rethiense un paquete de yesos blancos (anhidrita), con una potencia variable de 15 a 25 m. como mínimo. Por su posición estratigráfica y facies los hemos atribuido al Liásico Inferior. Corresponden a la «zona con anhidrita» cortada por los sondeos petrolíferos tanto en parte de la Ibérica como en el valle del Ebro y Pirineos.

2.2.2 DOLOMIAS Y DOLOMIAS ARCILLOSAS GRISES (Jd₁₁₋₁₂)

Sobre estos yesos blancos, afloran unos niveles de dolomías y dolomías arcillosas tableadas de colores grisáceos, que localmente pueden ser calizas.

Toda la serie suprakeuper descrita puede presentar una potencia variable de 100 a 200 m.

2.2.3 DOLOMIA CRISTALINA (J₂)

Entre la formación anterior y la parte somital del Dogger no existe afloramiento en la Hoja.

En la base del corte del Montot aflora un conjunto de dolomías cristalinas de tonos beige oscuro que alcanzan un espesor, en lo visible, de 50 m.

Su atribución al Dogger la hacemos por la facies análoga a la de la Hoja de Alcira y posición stratigráfica debajo del Oxfordiense. No hemos observado el nivel de oolitos ferruginosos del techo.

2.2.4 MARGAS, CALIZAS Y PASADAS DE ARENISCAS (J₃₁₋₃₂³⁻¹)

Esta formación alcanza una potencia de 180 m., comienza con unos 15 m. en los que alternan bancos de caliza gris claro con margas y margas calcáreas de aspecto noduloso. A veces están dolomitizados algunos tramos.

La asociación *Perisphinctes lucingensis* FAURE, *Decipia decipiens* (SOW.) y *Sowerbyceras tortisulcatum* D'ORB., define un Oxfordiense Superior-Kimmeridgiense Inferior. Además, como microfósiles característicos aparecen *Protoglobigerinas* y espículas cuadráticas.

Le siguen unas dolomías con una potencia de 15 m., y más arriba unos 55 m. de alternancias decimétricas de calizas grises (micritas), que a veces están dolomitizadas con separaciones margosas. Se ha encontrado *Subdichotomoceras lamplughi* SPATH.

Continúa con una alternancia de tramos de margas de tonos grises, areniscas calcáreas de tonos amarillentos y calizas micríticas en bancos de 30-40 centímetros.

La microfacies que define a las micritas es la presencia de *Epistomina* y *Globochaete*.

2.2.5 DOLOMIAS CRISTALINAS (J₃₂²⁻³)

Siguen unas dolomías beige que hacia la base contienen restos de Cri-noideos y hacia el techo numerosos orificios (trazas de pisolitos). Esta formación presenta una potencia de 45 m. y la atribuimos al Kimmeridgiense Medio-Superior por correlación con la Hoja de Alcira.

2.3 CRETACICO INFERIOR

2.3.1 MARGAS, ARENISCAS Y CALIZAS (Cw₁₄)

La facies Weald datada como Barremiense, y más probable, Superior, se presenta como una alternancia en la que los depósitos continentales tienen menor influencia que los marinos.

Comienza con unos 15 m. de alternancia de margas y calizas ferruginosas oolíticas o guijosas, con *Sabaudia minuta* y *Choffatella decipiens* como microfósiles más destacables. Continúa con una sedimentación de calizas con Characeas y Gasterópodos, a las que siguen unas arenas y areniscas calcáreas, todo el paquete tiene una potencia de 15 m. y presenta *Cuneolina*.

Hacia el techo de la formación y datado como Barremiense Superior aparecen unas margas calcáreas nodulosas y calizas arcillosas con *Orbitolinopsis kiliani*. Continúan unos niveles lumaquéllicos de Lamelibranchios además de una alternancia de margas calcáreas y caliza micrítica beige con intraclastos marrones. Este tramo presenta también *Orbitolinopsis kiliani* y *Orbitolinopsis aff buccifer*. Todo el paquete tiene una potencia de 20 m.

2.3.2 CALIZAS CON TOUCASIAS (C_{C15-16}¹⁻¹)

Dentro del Cretáceo Inferior marino hemos separado una formación inferior que es asimilable a una facies Urgonense de una formación superior que se describe en el epígrafe siguiente (2.3.3) y que es más terrígena, más costera y con mayor aporte de hierro (tonos pardos, limonita).

Esta formación se caracteriza por la presencia de calizas, en general micríticas, en las que son frecuentes los bancos con abundantes Toucasias. Hacia la parte alta vienen pasadas más arcillosas y nodulosas. Presenta un grado de dolomitización irregular, siendo constante la dolomía en la base que atribuimos ya al Bedouliense por correlación con la Hoja de Alcira y porque viene sobre el Barremiense Superior de la formación infrayacente.

La dolomía de base representa el establecimiento brusco e isócrono de las condiciones marinas en el ciclo del Cretáceo Inferior. En cambio, el establecimiento de las tendencias regresivas es mucho más variable, como lo indica el diacronismo del techo de esta formación.

Así en el corte de Casa Vicente, en la parte occidental de la Hoja, el techo de la formación coincide por pocos metros con el límite Bedouliense-Garganiense de forma que en algunos metros por debajo del techo está presente ya el Garganiense con *Pseudochoffatella couvilleri*. En la zona del corte del río Escalona (centro norte de la Hoja) ponemos el techo de la formación en el paso de la facies con Toucasia a la facies con lumaquelas de

Lamelibranquios y enriquecimiento en calizas ferruginosas. Unos pocos metros encima de dicho límite pertenecen todavía al Bedouliense por la presencia de *Palorbitolina lenticularis*.

Es hacia el Este donde el techo de la formación sube mucho en el tiempo, perteneciendo los últimos metros al Albense por la presencia de *Simplorbitolina manasi* y *Neorbitolinopsis conulus*? (corte del Montot).

Entre el corte del río Escalona y el corte del Montot hay un aumento del espesor de la formación de 95 a 165 m.

2.3.3 MARGAS Y CALIZAS CON ORBITOLINAS, DOLOMITIZADAS HACIA EL TECHO. PASADAS ARENOSAS (C₁₅₋₁₆¹⁻³)

Esta formación, que viene encima de la llamada «calizas con Toucasias» se caracteriza por unas condiciones más costeras (presencia de lumaquelas de Lamelibranquios) y mayor energía (en general calizas intraclásticas), al mismo tiempo que un mayor detritismo que está puesto de manifiesto por los tramos de margas y los colores en general pardos (presencia de limonita). Donde mejor se presentan estos caracteres es en la parte occidental (corte de Casa Vicente) en donde llegan a aparecer granos de cuarzo que constituyen niveles de calizas arenosas.

Como ya se ha explicado en el epígrafe anterior la base es diacrónica. La tendencia a la regresión que supone la aparición de esta formación progresa en el tiempo de Oeste a Este.

Hacia la parte del río Escalona y, más aún, hacia el Montot, esta formación adquiere un carácter más carbonatado y una dolomitización que invade toda la serie (carretera de Navarrés a Sumacárcel).

En general incluye el Albense por la presencia de *Simplorbitolina manasi*, *Hensonina lenticularis*, *Neorbitolinopsis conulus*, *Orbitolina gr. concava*, *Cuneolina pavonica parva*. Hacia el Oeste incluye todo o parte del Garganiense con *Iraquia simplex* y *Pseudochoffatella couvillieri*.

Durante el depósito de esta formación ocurre una mayor movilidad de la cuenca con diferencias de subsidencia (el Garganiense, que en el corte de Casa Vicente tiene del orden de 160 m., en el río Escalona tiene solamente 40 m. como máximo).

2.3.4 ALTERNANCIA DE CALIZAS CON ORBITOLINAS Y MARGAS CON PASADAS ARENOSAS (C_{cm15-16}²⁻¹). DOLOMIAS (Cd₁₆). ALTERNANCIA DE DOLOMIA ARCILLO-ARENOSA Y MARGAS DOLOMITICAS (Cmd₁₆)

Corresponden a los tres términos en que se puede subdividir la formación anterior en la parte meridional gracias a la aparición de un banco dolomítico (Cd₁₆) que se marca bien en el paisaje. En el primer término, que es

el que se resiste más a la dolomitización y del cual no aflora la base, sabemos que está presente el Albense por la presencia de *Hensonina lenticularis*.

Los espesores son respectivamente del orden de: mayor que 50 m., 40 m. y 40 m.

2.4 CRETACICO SUPERIOR

2.4.1 DOLOMIA CRISTALINA, ARENOSA EN LA BASE (C₂₁)

Dolomía cristalina beige-marrón de pátina gris oscura en bancos gruesos que tienen en conjunto un aspecto masivo. La potencia es de 60 m. En ella se observan en lámina delgada sombras de Lamelibranquios, Equinodermos, *Cuneolina* y Orbitolinidos.

Hacia la base aparecen frecuentemente niveles con granos de cuarzo de hasta 1 mm.

En el ámbito de la Ibérica Sur esta formación se encuentra a veces sin dolomitizar y contiene *Prealveolina* y *Orbitolina*. Por esta razón la atribuimos al Cenomanense. Hacia la región de Chinchilla de Montearagón disminuye de espesor por la base, por cambio lateral a la facies Utrillas, llegando a desaparecer.

Esta formación y las dos de los epígrafes siguientes sirven de niveles de referencia fácilmente reconocible tanto en foto aérea como en el campo.

2.4.2 ALTERNANCIA DE DOLOMIA ARCILLOSA Y DOLOMIA (Cmd₂₁₋₂₂)

Es una alternancia (0,4-1 m.) de dolomía arcillosa de colores amarillentos y dolomía (dolomicrita) beige de pátina blanca. Presenta en superficie secciones de Gasterópodos y Bivalvos y en lámina delgada se ha encontrado *Cuneolina pavonica-parva*.

Desde la Hoja de Llombay hacia el Oeste aparece en la base de la formación un tramo de margas verdes (2-10 m.) que constituye un buen nivel de referencia. Este nivel en las regiones de Cuenca y Chinchilla de Montearagón reposa directamente sobre la facies Utrillas. En nuestra Hoja hemos encontrado en la parte occidental un tramo equivalente de margas verdes dolomitizadas de 2 a 5 m. de potencia.

Esta formación alternante tiene un espesor que oscila alrededor de los 120 m. y presenta menor resalte respecto a las dos formaciones de dolomía masiva supra e infrayacente.

La alternancia es perfectamente correlacionable por toda la Ibérica Sur y parte del Prebético y en ella se ha hallado fauna del Cenomanense Superior en la parte baja (MELENDEZ HEVIA, 1971; VIALLARD, 1973) y del Turonense Inferior en la parte alta (RAMIREZ DEL POZO y otros, 1974; VIALLARD, 1973).

2.4.3 DOLOMIA CRISTALINA MASIVA (Cd₂₃)

Sobre la alternancia anterior descansa una formación dolomítica (doloeparita) de unos 60 m. de potencia. Su aspecto es masivo con pátina oscura. Presenta orificios procedentes de conchas de rudistos rellenas de calcita. Es el equivalente de la dolomía de la Ciudad Encantada de Cuenca. Sobre ella aparece el nivel guía (Cm₂₃) de margas y calizas ya del Senonense, por lo que parte de la dolomía pudiera corresponder también a este piso. En la loma del Sastre (al NE de la presa de Tous) los últimos metros de la formación aparecen sin dolomitizar y en ellos se ha encontrado *Lamelibranquios*, *Equinodermos*, *Cuneolina* y espículas en muestras que han sido atribuidas al Senonense.

RAMIREZ DEL POZO (1974) afirma, sin embargo, la existencia de Turonense en la parte alta de la dolomía de la Ciudad Encantada por la presencia de *Hedbergella paradubia* SIGAL.

2.4.4 MARGAS Y CALIZAS ASOCIADAS (Cm₂₃)

Esta formación la hemos utilizado como nivel guía en la presente Hoja, así como en las de Sueca y Alcira. Cuando las condiciones de observación lo permiten se encuentra una alternancia de margas amarillo-verdosas con bancos decimétricos de caliza beige micrítica de pátina clara, que ha sido atribuida al Senonense por la presencia de *Discórbidos*.

La potencia varía entre 20 y 30 m.

2.4.5 CALIZAS Y DOLOMIAS (C₂₃₋₂₄)

El Senonense Inferior está constituido por una formación carbonatada en la que, salvo pequeños bancos de caliza algo arcillosa de aspecto noduloso, encontramos una alternancia de calizas y dolomías, estas últimas más abundantes hacia la base. La potencia oscila alrededor de los 270 m.

Las dolomías son de grano fino, color beige-marrón, en bancos de 0,5 m. de potencia. Las calizas son en general micríticas de color beige o blancas; presentan intraclastos redondeados, elementos negros de remoción, nódulos y niveles de sílex, conchas de *Lamelibranquios*, *Gasterópodos* y *Rudistos*; están recristalizadas y/o dolomitizadas por corros.

Se han localizado dos niveles de Lacazinas en el corte del Zurrador (NO de la Hoja) aunque pueden existir algunos más, dolomitizados o recristalizados.

2.4.6 CALIZAS ARENOSAS, CALIZAS Y ARENISCAS (C₂₅₋₂₆)

Describimos el corte del Montot, que es el más desarrollado.

La base de esta formación la establecemos con la aparición del detritismo representado por unos 15 m. de caliza arenosa de color amarillento. Le siguen unos 45 m. de caliza organógena amarilla con puntos naranjas y calizas gravelosas y areniscas con granos de cuarzo que llegan a ser mayores de 2 mm. y en las que aparecen los primeros *Siderolites*. A continuación 30 m. de caliza amarilla masiva con Rudistos y 10 m. de caliza arenosa a veces microconglomerática (que presentan microfacies de *Lithothamiun* y *Coralarias*).

Por último, le sigue una alternancia de 85 m. en la que abundan las calizas arenosas y en menor proporción calizas gravelosas blanco-amarillentas además de algunos niveles de areniscas calcáreas y calizas con *Ostreas*. Se han datado estos niveles como Campaniense gracias a los *Orbitoides*, *Nummofallolia cretacea*, *Rotalia reicheli* y *Siderolites*.

La potencia de esta formación sobre la que viene discordante el Mioceno es de 200 m. como mínimo.

Hay que señalar que el Senonense Superior solamente aparece en la parte SE de la Hoja y en facies marina. En el resto, o no se ha depositado o si lo ha hecho ha sido en facies continentales arcillosas del tipo de las Hojas de Llombay y Requena, fácilmente erosionables.

Cualquiera de las dos hipótesis está favorecida por el hecho de que al E de Navarrés se observan entre la caliza del Senonense Inferior y el conglomerado de la base del Terciario unos metros de margas y calizas en las que se anuncia el tránsito a condiciones continentales. Recuerdan los niveles de base del Senonense Superior lacustre de las Hojas de Llombay y Sueca.

2.5 TERCIARIO

2.5.1 CALCIRRUDITAS, ARENISCAS Y CONGLOMERADOS (Tcr₁₋₁₁^{Bb-Bc})

Sobre el Triásico de Llosa de Ranes se deposita una serie marina en la que abundan las calizas bioclásticas con detritismo más o menos abundante.

Los primeros 180 m. están constituidos por calizas intraclásticas o bioclásticas (calcirruditas) más o menos ricas en cuarzo y areniscas de cemento calizo con cuarzós bipiramidados. Aparecen tramos con abundantes *Melobesias*. Hacia la base una de las muestras proporciona *Nonion boveanum*, *Bolivina scalprata miocenica* y *Uvigerina striatissima* del Mioceno Medio-Superior. Existen bancos con estratificación cruzada. Hacia la parte media hay unos 50 m. con un detritismo mucho más grueso: aparecen niveles conglomeráticos poligénicos con elementos de calizas del Cretácico y de cuarcitas redondeadas, así como elementos del Triásico, en un cemento arcillo-arenoso.

El resto está formado por unos 200 m. de alternancia de tramos de mar-

ga más o menos arenosa, amarillenta o la alteración, a veces con grandes *Pecten*, y calizas intraclásticas más o menos arenosas a veces con estratificación cruzada de gran ángulo. En la mitad inferior una muestra indica ya la presencia del Tortoniense con *Uvigerina schwageri*, *Uvigerina tenuistriata siphogenerinoides*, *Ehrewbergina alicantina* y *Spiroplectammina carinata*.

Las calcirruditas y areniscas afloran asimismo en el borde oeste de la depresión de Navarrés.

Esta formación es correlacionable con el Helveciense de la Hoja de Alcira. Sin embargo, en la presente Hoja hay que admitir que en parte es Tortoniense.

2.5.2 MARGAS, ARENISCAS Y ALGUN NIVEL DE CONGLOMERADO (Tm_1^{Bc})

El Mioceno Superior se comporta como un relleno de las depresiones ocasionadas por la tectónica.

En el área de Llosa de Ranes este relleno empieza por una formación que hemos cartografiado aparte. Es una serie esencialmente margosa que constituye el colmamiento de un sinclinal formado en los materiales anteriores. Se compone de margas de colores vivos (marrones, azul verdoso) con delgados bancos de caliza lacustre y algún nivel arenoso o de conglomerado poligénico. En los levigados alternan las condiciones continentales (tubos de algas, Ostrácodos, *Microcodium*) y las marinas (Globigerinidos, Globorotálidos, etc.).

La potencia máxima es de 200 m.

2.5.3 ARENISCAS, CONGLOMERADOS Y MARGAS ROJAS. CALIZAS LACUSTRES (T_1^{Bc} s)

Las bandas deprimidas con intrusión del Triásico de Bicorp y Navarrés se empezaron a rellenar con una serie roja cuyas capas se encuentran actualmente verticalizadas por movimientos posteriores del Triásico.

Se compone de margas rojas con pasadas (0,5-1 m.) de arenisca ocre calcárea, a veces conglomerática, y conglomerados poligénicos. Hay tramos de caliza lacustre con Gasterópodos en bancos decimétricos, beige de pátina clara. Los levigados proporcionan *Microcodium*, tubos de algas y algunos Ostrácodos y Characeas.

Dentro de la serie roja vertical de Bicorp hemos encontrado elementos resedimentados de la calcirrudita del Helveciense con grandes *Pecten* característicos de esta formación, por lo que hay que admitir que dicha serie roja es posterior. Sin embargo, en la serie roja análoga de Navarrés se han determinado en un levigado (MZ-185) Characeas del Oligoceno Inferior (*Harrisichara tuberculata*). En ese caso, o bien la serie roja de Navarrés es de diferente

edad de la Bicorp, o bien dichas Characeas se encuentran por primera vez en el Mioceno Superior (¿tal vez resedimentadas?). Dada la analogía de facies entre las series rojas de Bicorp y Navarrés y dada la misma disposición estructural (relleno de las bandas deprimidas con levantamiento posterior por el movimiento del Triásico) nos inclinamos por esta última solución, si bien queda abierta la posibilidad de que la serie roja de Navarrés, aunque muy parecida a la de Bicorp, sea Paleógeno.

2.5.4 CONGLOMERADOS DE CEMENTO CALCAREO (Tcg₁^{Bc})

Junto a los relieves cretáceos que constituyen los bordes de las bandas deprimidas aparecen masas de conglomerados con cantos poligénicos y heterométricos del Cretáceo. Estos conglomerados adquieren mayor desarrollo en zonas preferenciales de aporte y desaparecen hacia el interior de las cuencas.

2.5.5 CALIZAS ARCILLOSAS Y MARGAS GRIS CLARO ((Tc₁^{Bc})

La serie roja de Bicorp pasa hacia arriba mediante recurrencias a una formación de pátina blanca en el paisaje. Se compone de margas gris claro a gris verdoso con calizas (3-30 cm.) lacustres más o menos arcillosas y más abundantes hacia la parte alta de la serie. Tanto en caliza como en levigados se encuentran algas, Characeas, Ostrácodos, Moluscos, *Microcodium* y algunos Lamelibranquios. En ella se citan *Planorbis* y *Clausilia* (CORTAZAR Y PATO, 1882).

Existen intercalados niveles conglomeráticos correspondientes a identificaciones de la formación anterior.

En el área de Llosa existe una formación comparable a la de Bicorp, salvo que en Llosa aparecen algunos lentejones de yeso en las margas y algunas pasadas de arenisca margosa. La microfauna indica una mayor influencia marina que en Bicorp, encontrándose Foraminíferos y concretamente hacia la base *Globorotalia aff. merotumida*, del Mioceno Superior.

2.5.6 MARGAS, MARGAS TRAVERTINICAS Y TRAVERTINOS (Tr₂-Qtr₁^B)

En el límite sur y parte centro de la Hoja aparecen unos niveles de calizas travertínicas con numerosas huellas vegetales que alternan y pasan lateralmente a niveles de margas blanco amarillentas con Gasterópodos lacustres.

Esta facies la encontramos en varios niveles a modo de terrazas, que luego han sido entalladas por la erosión. Los niveles más altos pueden pertenecer al Plioceno y los demás al Pleistoceno.

3 TECTONICA DEL SECUNDARIO Y TERCIARIO

3.1 GENERALIDADES

Los materiales de la Hoja, superficiales o en profundidad, se pueden agrupar desde el punto de vista mecánico en:

- Un zócalo paleozoico, en el que hay que incluir las areniscas del Bundt.
- Un conjunto plástico constituido por el Keuper, el Muschelkalk con tramos arcillosos y posiblemente las arcillas del techo del Bundt si existen como tal nivel plástico. La potencia conjunta del Keuper y Muschelkalk en el sondeo de Carcelén (ENPENSA) es de 544 m. y en el sondeo de Jaraco-1 (ENPASA) es de 637 m. Estos valores situados en las Hojas de Carcelén y Alcira, respectivamente al oeste y al este de la Hoja de Navarrés, representarían un orden de magnitud en esta Hoja.
- Una cobertera de por lo menos 2.000 m. de, esencialmente, calizas y dolomías del Jurásico y Cretáceo, con algunos tramos margosos.

Como en el resto de la Ibérica, los accidentes de la cobertera están aparentemente ligados a la localización de las fracturas de juego del zócalo. Esto puede reflejarse por una fracturación de la cobertera o por un plegamiento de la misma, en general, según intervengan esfuerzos tangenciales de distensión o de compresión.

3.2 PLIEGUES

Dentro de la Hoja el plegamiento de la cobertera se produce solamente en la parte nordeste. En esta zona aparecen en el Cretáceo Superior unos pliegues de directriz ibérica que se prolongan en la Hoja de Llombay situada al Norte. Estos pliegues son vergentes y descendentes hacia el NE, presentando en conjunto una caída estructural de unos 700 m. A nivel del zócalo cabe esperar una o varias fallas inversas con un salto total en vertical de ese mismo orden de magnitud.

En lo que se refiere a la deformación interna de la cobertera, la curvatura de la estructura al nivel del Cretáceo Superior no permite la extrapolación de las capas en profundidad mediante una construcción de tipo concéntrico. Es necesario admitir, por tanto, un engrosamiento de la charnela que habrá de haberse realizado lógicamente en los tramos margosos del Cretáceo Inferior y/o Jurásico.

3.3 FALLAS Y BANDAS FALLADAS CON TRIASICO

En el resto de la Hoja la cobertera esta subhorizontal y presenta grandes fracturas según dos direcciones netas ortogonales entre sí (N60E y N150E), que delimitan bloques desplazados verticalmente unos con relación a otros y soportados por el Trías plástico.

Los afloramientos del Trías presentan la forma de una gran manivela según segmentos o bandas rectilíneas que tienen dichas direcciones: la banda de Bicorp en la parte noroeste, la banda de Navarrés en el centro («canal de Navarrés»), y la banda de Llosa en la parte sudeste. Los materiales, que se encuentran muy replegados, aunque presentan ciertas directrices paralelas a la dirección de la banda, han intruido a través de las fracturas que han abierto la cobertera. En el movimiento ascensional de estos materiales predominantemente arcillosos, están involucradas también barras del Muschelkalk calizo, lo que hace suponer que originalmente debajo del tramo calizo correspondiente había un tramo plástico. Esta subida del Trías está compensada por el descenso a ambos lados de bloques de cobertera de forma alargada, como la del mismo Trías.

No se trata de un verdadero diapirismo con motor y mecanismo autónomos que haya podido jugar durante la historia sedimentaria del Jurásico y Cretáceo produciendo por sí mismo intumescencias, diferencias de subsidencia (1), o con la suficiente energía intrínseca para perforar la serie de cobertera (L. M. RIOS, 1970).

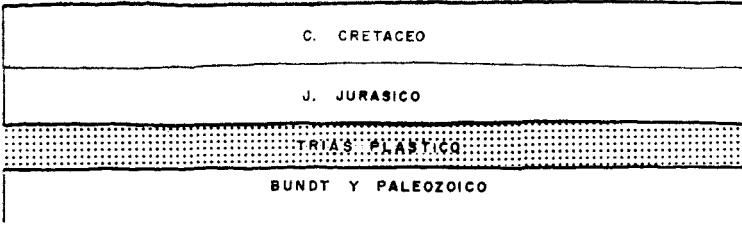
En realidad el fenómeno que gobierna la ascensión del Trías plástico es la fracturación y distensión de la cobertera, que abre el camino a éste en bandas particularmente tectonizadas. La localización de estas bandas está a su vez controlada por accidentes del zócalo, que pueden ser de tipo «horts» o de tipo «graben».

En el esquema adjunto se intenta reconstruir la evolución de estas bandas triásicas según un corte transversal (en este caso pasando por cerca de Bicorp) en el que se han respetado, a escala, el orden de magnitud de los espesores de la cobertera, del Trías Medio y Superior, y del Terciario.

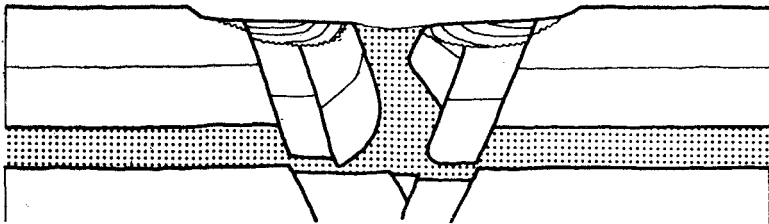
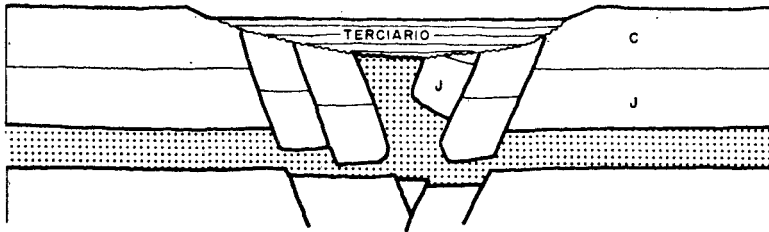
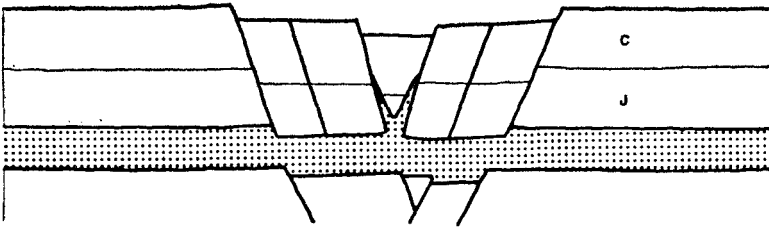
En este caso es preciso suponer al nivel del zócalo una estructura pa-

(1) En la medida en que las secciones aflorantes permiten la observación, no hay variaciones de espesor ni de facies del Cretáceo en relación con las bandas del Trías. La sísmica realizada por ENPASA en los antiguos permisos del Terciario de Albacete proporcionó datos en profundidad confirmando este hecho que puede ser generalizable a todas las bandas triásicas de esta parte de la Ibérica: los perfiles sísmicos N-S al N de la banda triásica de Casas Ibáñez (50 km. al NE de Albacete) de dirección E-O, muestran un espesor constante entre el techo del Cretáceo y la base del Jurásico al aproximarse hasta el límite de los afloramientos triásicos.

2 Kms.



2 Kms.



recida a un «graben». El volumen de Trías que intervendría en el fenómeno sería del mismo orden de magnitud que el que se encontraba debajo del trozo de cobertera que habría de fracturarse.

En la depresión creada se deposita el Terciario.

Posteriormente el Trías vuelve a jugar produciendo el levantamiento de las capas de borde del Terciario, tal como se encuentran actualmente en el área de Bicorp o de Navarrés. Al mismo tiempo se produce un nuevo reajuste de los bloques, pudiendo fallarse el Terciario que los cubre.

3.4 EDAD DE LAS DEFORMACIONES

En relación con los pliegues no existen sedimentos terciarios que precisen el momento en que se producen aquéllos, a excepción del Mioceno Superior en la parte nordeste, que está subhorizontal y que es por tanto posterior a los pliegues. El plegamiento principal, como en otras partes de la Ibérica (FALLOT y BAÑALLER, 1927; VIALARD, 1973; CANEROT, 1974) ha debido tener lugar entre el fin del Estampiese y el fin del Burdigaliense en una o varias fases.

El momento en que se producen las bandas deprimidas inyectadas de Trías hay que situarlo entre el final del Cretáceo y el Helveciense. Durante la mayor parte del Cretáceo no hay nada en la sedimentación que indique el juego de fracturas. No obstante, en dos puntos (5 km. al SO de Bicorp en la pista forestal al paraje Torraja, parte alta del cerrillo donde se asienta el estribo oeste de la presa de Tous) hemos observado cómo del Senonense Inferior se pasa hacia arriba (aparentemente en continuidad) a conglomerados o brechas de cemento calizo y elementos del Cretáceo Superior (en el segundo lugar de los indicados los elementos llegan a medir varios metros cúbicos) que indicarían la demolición de posibles escarpes de falla que empezarían a producirse entonces. Sin embargo, los sedimentos más antiguos que se depositan sobre las depresiones con Triásico extruido son los del Helveciense (1). Esto hace pensar que en lo esencial la producción de estas depresiones (distensión) es posterior al plegamiento, como es claramente el caso de la banda que transversalmente corta el anticlinorio de Llombay en la parte NO de la vecina Hoja de Sueca (L. M. RIOS, F. J. BELTRAN, M. A. ZAPATERO, 1976).

No obstante, en muchos casos el diferente comportamiento de los pliegues en áreas contiguas sugiere, al menos, una compartimentación previa de los dominios tectónicos en los que el zócalo y cobertera responden de manera diferente. Así se explica la discontinuidad en los pliegues y vergencias entre la parte NE de la Hoja de Navarrés y la parte N de la Hoja de Alcira (L. M. RIOS, M. A. ZAPATERO, F. J. BELTRAN, 1977) a ambos lados de la banda triásica de Llosa, que correspondería a un accidente del zócalo presente ya durante el plegamiento.

(1) Salvo confirmación de la edad oligocena del Terciario de Navarrés.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Al final del Triásico se establece la transgresión marina del Retiense, que es sucedida al principio del Liásico por unas condiciones favorables a la formación de evaporitas. Sigue un ambiente carbonatado marino de plataforma interna con fuertes influencias lagunales.

Hasta el final del Dogger no hay afloramientos en el interior de la Hoja. No obstante, el contexto regional indica que al final del Liásico Medio se establece el régimen marino franco de plataforma, que permanecerá hasta el Kimmeridgiense. Al principio el medio es de energía alta (calizas bioclásticas) y luego se suaviza (margas con Braquiópodos de la base del Toarciense) y pasa gradualmente a una sedimentación rítmica micrítica.

Al final del Dogger se produce una parada de la sedimentación, que da lugar al hiato del Oxfordiense Inferior y Medio.

En el Jurásico Superior continúa el régimen marino de plataforma con influencias pelágicas y presencia de un detritismo arcilloso. En la parte alta del Kimmeridgiense la sedimentación se hace más agitada (biomicritas-intramicitas) al mismo tiempo que aparece un detritismo arenoso que anuncia la elevación que dará lugar a la ausencia de depósito o erosión de la serie, fenómeno que se acentúa hacia el área del umbral de Sueca (L. M. RIOS, 1970).

La sedimentación no se reanuda hasta el Barremiense (probablemente Superior). Empieza momentáneamente por un régimen marino lagunal con influencias continentales (Characeas) y tramos arcillosos y arenosos, al que sigue el establecimiento de un régimen marino de plataforma interno o costero externo durante el Aptense y Albense, esencialmente carbonatado en la parte oriental y con subsidencia y detritismo mayores en la parte occidental. Las facies continentales o deltaicas del Utrillas están ausentes.

En el Cretáceo Superior sigue el dominio marino de plataforma con influencias lagunales (dolomitización) hasta el principio del Senonense. Durante el Cenomano-Turonense reina la estabilidad. La sedimentación es de espesor y facies prácticamente constantes y correspondería a grandes extensiones de mar somero, cuyas aguas serían difícilmente renovables, propiciando las condiciones lagunales. Después aparecen las diferencias, principalmente en el Senonense Superior: en la parte SE hay un régimen marino (calizas arenosas) mientras que en el resto de la Hoja los afloramientos son inexistentes, lo que hace pensar en una sedimentación ausente o bien del tipo continental predominantemente arcillosa, como en las vecinas Hojas de Requena y Llombay, que posteriormente habría sido erosionada fácilmente.

El plegamiento ha debido producirse entre el fin del Estampiense y el fin del Burdigaliense. Previamente han podido tener lugar fenómenos de fracturación, pero en lo esencial la formación de las bandas falladas deprimidas e inyectadas de Trías ha debido tener lugar posteriormente al plegamiento ya que en dichas depresiones los primeros sedimentos que se depositan son las calcirruditas de la transgresión del mar helveciense.

Después de un ligero movimiento que se refleja en una discordancia cartográfica en el área de Llosa, la serie del Mioceno Superior continúa rellenando los paleorrelieves. En Llosa persisten las condiciones marinas depositándose margas de color gris claro que recuerdan al «tap» y que hacia la parte alta se enriquecen en calizas con alguna pasada de yeso, pasándose a un régimen lacustre. Mas hacia el interior, la serie del Mioceno Superior empieza en régimen continental con margas y areniscas de colores rojizos y pasadas de conglomerado esencialmente de elementos calizos que provienen de los relieves de borde. En el área de Bicorp se observa cómo esta formación de colores rojizos pasa gradualmente hacia arriba mediante recurrencias a la facies lacustre gris-claro de Llosa, que existiría de un modo general en todas las áreas de sedimentación del entorno de la Hoja. Cerca de los relieves de borde, y con una distribución irregular ligada a los puntos de deyección, se producen conglomerados que se identan en la facies lacustre de granulometría fina.

En el Plioceno, probablemente Superior, empieza el depósito de margas blancas travertínicas en la depresión de Navarrés.

A modo de anexo mencionaremos la distribución regional de las dolomías (L. M. RIOS, 1970) de la que la Hoja de Navarrés forma parte. Esta distribución va en gran parte ligada a modificaciones diagenéticas cuyo momento histórico es difícil precisar. La relación dolomía/carbonato en el Cretáceo Inferior-Cenomanense Inferior tiene un máximo que sigue aproximadamente el límite entre las unidades estructurales de la Ibérica y del Prebético, y que es independiente de los rasgos paleogeográficos. En el Cenomanense Superior-Turonense vuelve a repetirse un máximo de dolomía que se superpone al anterior, y que igualmente no tiene un significado paleogeográfico especial. Aunque con toda probabilidad se produjeron dolomías primarias (por ejemplo, las dolomicritas del Cenomano-Turonense), en la diagénesis posterior se produce una dolomitización secundaria cuyo máximo está ligado a unas condiciones estructurales que serían particularmente favorables a la movilidad de los fluidos de las formaciones.

5 CUATERNARIO

5.1 INTRODUCCION

Los depósitos cuaternarios de la Hoja se extienden por las márgenes de los dos cauces más importantes que la atraviesan: Jurásico y Sellent.

Al pie de los relieves se extienden los materiales más antiguos, representados por abanicos aluviales o glacis que descienden hacia las depresiones fluviales, donde un sistema de terrazas, poco desarrollado, bordea el cauce de los ríos.

5.2 ANTECEDENTES

BRINKMANN (1948). La Penillanura principal de edad Plioceno Superior sufre, durante la fase waláquica Plioceno-Cuaternario, una fragmentación que la hace descender en graderío hacia la costa. Al hundimiento de la planicie valenciana parece corresponder una elevación de la región subbética plegada.

En la actualidad el suelo no se encuentra en absoluto reposo, como lo demuestran los frecuentes terremotos, aunque débiles, que afectan preferentemente al sur de la provincia de Valencia: Alberique, Antella, etc.

GUIGOUT (1959). Un glacis principal, poligénico, es el modelado de las acumulaciones cuaternarias del Levante. Los climas húmedos favorecerían la sedimentación de limos y aluviones.

DUMAS (1969). Realiza un estudio en la región de Alicante sobre las relaciones entre las costras y los glacis, llega a la conclusión de que el periodo de excavación es favorable para la formación de las costras.

ROSSELLO (1971). En un trabajo de conjunto sobre el clima y la morfología del litoral Mediterráneo español, durante el Pleistoceno, piensa que los procesos fríos fueron menos enérgicos que en las latitudes más elevadas, según demuestran las pruebas faunísticas y florales. Las condiciones pluviales prevalecerían en las tierras bajas, especialmente durante el bajo glacial. Los interglaciares conocieron un clima análogo al actual e incluso 2-3° C más cálido.

ALIA (1972). En su trabajo sobre la evolución post-hercínica de las regiones centrales de la Meseta española, cita dos elementos estructurales que están muy relacionados con el «óvalo de Valencia»: «Arco Teruel-Almansa» y «Arco de Valencia», este último con una subsidencia mucho más marcada. Ambos corresponden a estructuras en arco de tipo tardío y están relacionadas con fenómenos de hundimiento y distensión hacia el Mediterráneo, que se acentúan a partir del Mioceno.

GOY, ZAZO (1974). Realizan un estudio morfotectónico sobre el Cuaternario del «óvalo de Valencia». Llegan a la conclusión de que es la subsidencia el fenómeno más acusado cerca de la costa, y en ésta, en los alrededores de la Albufera en las proximidades de la desembocadura del Júcar.

La flexión continental, por otra parte daría origen al hundimiento de las zonas cercanas al litoral y elevaría los sectores del interior.

Asimismo reconocen en los depósitos del Cuaternario antiguo del óvalo las huellas de una tectónica plio-cuaternaria, que en la zona de Castellón es perfectamente observable.

5.3 DEPOSITOS CUATERNARIOS. DESCRIPCION

5.3.1 COSTRAS (Q₁k)

En los alrededores del poblado nuevo de Tous, se desarrolla sobre el Terciario una costra de débil espesor, 10 cm., cuya parte superior es del tipo zonar.

Se han cartografiado también unas pequeñas manchas, al norte del mismo pueblo, que corresponden a unos limos calcáreos pulverulentos que serían el horizonte de acumulación de carbonato B_{ca} de antiguos suelos.

5.3.2 GLACIS DE ACUMULACION (Q₁Gl.a.)

No alcanza gran desarrollo en la Hoja, al contrario de lo que ocurre en otras zonas del Levante, donde estas formas son las fundamentales. Al Norte de la línea que forman los poblados de Gabarda y Antella un depósito, formado por arcillas rojas con cantos subangulosos, desciende con suave pendiente hacia el Júcar. Se trata de un glacis de acumulación cuya parte superior, perfectamente regular, no es paralela a la inferior donde son reconocibles numerosas huellas de paleocanales. La planitud de estas formas, según DUMAS (1966), se debe a las divagaciones laterales de escurrimientos de agua difusos.

Su época de formación corresponde con un Glacial o Pluvial, suponiendo el sincronismo entre los dos en la Península. Durante el máximo del Glacial tendría lugar la fase erosiva, y la «puesta in situ» de los materiales se llevaría a cabo dentro del mismo Glacial, aunque posteriormente (NUÑEZ, COLODRON, ZAZO, GOY, 1975).

5.3.3 CONOS DE DEYECCION (Q₁CD₁, Q₂CD₂)

Aunque no muy desarrollados en la Hoja, existen dos sistemas de conos de deyección. Uno antiguo (Q₁CD₁), correspondiente al Pleistoceno Superior, y otro más moderno (Q₂CD₂), del Holoceno. Litológicamente están formados por unas arcillas rojas con cantos subredondeados de caliza. La diferencia entre ambos sistemas estriba en el grado de cementación.

5.3.4 ALUVIAL ANTIGUO (Q₁ al.)

Entre Navarrés y Font Negra se extiende una depresión recorrida hoy en día por numerosos arroyos, entre los cuales el más importante es el Bolbaite. Este valle colgado representa el cauce antiguo de un río, tal vez el del primitivo Bolbaite, en cuyo fondo se han depositado materiales aluviales, arenas limos y cantos.

La rapidez con que, en época reciente y hacia el interior, excavan los ríos es perfectamente observable en este caso.

5.3.5 ABANICO ALUVIAL (Q₁Ab.)

Cuando los barrancos salen de la zona vallificada para penetrar en otro sector con ligera pendiente depositan los materiales por pérdida de energía, formando amplios conos con una inclinación mínima que denominamos abanicos aluviales.

Uno de los cartografiados lo forma el río Sellent al desembocar en el Júcar; y otro aparece al Norte de la Hoja como continuación de los abanicos aluviales que se extienden en la de Llombay, donde tienen gran extensión; este segundo sistema forma un glacis cono, dada su continuidad y extensión, así como la imposibilidad de delimitar los aportes de cada uno de los distintos arroyos que lo forman.

Litológicamente están formados por unas arcillas rojas con cantos subredondeados, intercalándose en el depósito niveles de limos rosados carbonatados.

5.3.6 TERRAZAS (Q₁T₁, Q₂T₂, Q₂T₃)

Tres son los niveles de terraza que se han distinguido en la Hoja, todos ellos con escaso desarrollo. En los alrededores de Antella, el Júcar deja colgados los niveles de 6-7 m., 2-4 m., 1-2 m.; los dos últimos corresponden al Holoceno, se presentan sin cementar y con una granulometría fina; el más antiguo, del Pleistoceno Superior, posee costras discontinuas, siempre de tipo diagenético.

5.3.7 LIMOS PARDOS FLUVIALES (Q₁-Q₂^{1p1})

Forman una banda externa más o menos paralela a los limos de inundación. Su edad es variable, según los niveles de terraza que lleva encajados. En el caso de los que bordean el Júcar, continuación de los de la Hoja de Alcira, su edad sería holocena. Sin embargo la pequeña mancha que aparece en el ángulo sureste de la Hoja, adosada a las márgenes del río Cañoles, por presentar encajados tres niveles de terraza, que aunque no están presentes en la Hoja de Navarrés si lo están en la de Alcira, su edad sería pleistocena.

Litológicamente están formados por unos limos arenosos pardos con cantos redondeados sueltos. En realidad se trata de terrazas cuyo escarpe ha desaparecido o no ha existido nunca.

5.3.8 LIMOS DE DERRAME DE GLACIS (Q₂^{1dg})

Al final del glacis de acumulación, entre la línea Antella-Gabarda, aparece una estrecha banda de material limo-arenoso con algún canto suelto subangu-

loso que proviene del lavado del glacis. Generalmente este material se deposita en la zona de desnivel que existe entre el glacis y la llanura aluvial.

5.3.9 PLAYA DE GLACIS (Q₂PI.)

La zona final de los glacis se caracteriza porque la pendiente general, típica de estas formas, desaparece dando lugar a un tramo plano que en términos geomorfológicos se denomina «playa del glacis». En esta zona se depositan unas arcillas arenosas marrones.

En la Hoja aparecen, también, bordeando a los abanicos aluviales, oeste de Alberique y Masalaves, que como indicamos en el apartado 1.3.6 forman en su conjunto un glacis.

5.3.10 LIMOS DE INUNDACION (Q₂li)

Próximo a su desembocadura presenta el Júcar, adosado a su cauce, una banda de limos arenosos pardos depositados en época muy reciente, por desbordamiento del río, dado su débil encajamiento en esta zona.

5.3.11 CAUCES ABANDONADOS (Q₂CA)

Incluimos dentro de este término tanto los cauces abandonados, caso del Júcar, como los canales de desbordamiento que presenta el Sellent y que serían algo más modernos. En el fondo de ambos aparecen limos arenosos.

5.3.12 ALUVIAL-COLUVIAL (Q₂a-c)

Este depósito es el resultado de la acción conjunta de los arroyos de escaso recorrido, y de la alteración de las vertientes que bordean los talwegs cuyo material, por gravedad, cae al fondo de los mismos. El depósito está formado por una arcilla con cantos polimícticos y heterométricos.

5.3.13 ELUVIAL (Q₂e)

Es el resultado de la alteración prácticamente «in situ» de una roca. A nivel de suelo, lo llamaríamos regolito.

5.4 TECTONICA

No existe en los depósitos cuaternarios de la Hoja pruebas evidentes de una neotectónica, sin embargo su situación dentro de una zona tan inestable como lo es el «óvalo de Valencia» sugiere, al menos, para el Cuaternario antiguo una actividad acusada.

La Hoja de Navarrés se sitúa dentro del sector comprendido entre las dos

líneas estructurales «Arco Teruel-Almansa» y «Arco de Valencia», así como de la «Banda estructural de Toledo», que corta con dirección paralela a las anteriormente citadas (ALIA o. c.). Todas corresponden a estructuras tardías cuya reactivación se ha acentuado a partir del Mioceno.

La importante línea sismotectónica Sagunto-Alicante, de actividad reciente (REY PASTOR o. c.), atraviesa la Hoja y posee numerosos epicentros, un reflejo de la misma son los terremotos, que aunque débiles han afectado a los alrededores de Antella.

Durante el Holoceno la inestabilidad, aunque no completamente, se halla disminuida.

5.5 CRONOLOGIA

Es difícil precisar la edad de los materiales cuaternarios que aparecen en la Hoja dada la falta de fauna característica, dataciones absolutas, industria lítica, etc. Para dar una cronología, siempre tentativa, hemos de basarnos en la estratigrafía general que presentan los materiales cuaternarios existentes en el óvalo; teniendo en cuenta el número de niveles de terraza, distintos sistemas de glaciares, grado de encostramiento de los depósitos, etc. (GOY, ZAZO, HOYOS, en prensa).

Los materiales más antiguos que aparecen en la Hoja son las costras, que aquí siempre se desarrollan sobre el Terciario y que constituyen los restos de un paleosuelo cuyo horizonte B_{ca} se ha conservado.

Los glaciares, y los abanicos aluviales, que en conjunto formarían otro glacis, los hacemos corresponder con la parte final del Pleistoceno; así como al nivel de terrazas más alto que aparece en la Hoja.

Durante el Holoceno se forman los dos últimos niveles de terraza, y encostramientos muy débiles, que afectan solamente a la parte superior de los depósitos.

6 MINERIA Y CANTERAS

Existieron pequeñas explotaciones de sal, hoy día improductivas, en el Triásico cerca de Bicorp y de Anna.

Las arcillas del Triásico se han explotado o se explotan para cerámica.

Las gravas del Cuaternario se aprovechan en la zona de Tous-Antella-Gabarda.

Como áridos de trituración se explotan las ofitas de Quesa, de muy buena calidad, y de peor calidad las calizas y dolomías del Muschelkalk y Cretáceo, del que existen abundantes reservas.

De las calizas del Senonense Inferior se extrae material de construcción en el área de Alberique, de fácil acceso.

7 HIDROGEOLOGIA

La serie predominantemente calizo-dolomítica del Cretáceo es favorable a una buena porosidad en grande. De hecho, y debido a lo accidentado del relieve, son frecuentes las fuentes en las formaciones del Cretáceo. Un ejemplo con un caudal importante es el de La Albufera, al pie del Cretáceo del SO de Anna.

Los puntos más favorables para sondeo serán aquellos del Cretáceo de cota más baja, en los que sea accesible el nivel piezométrico, y coincidentes con zonas tectonizadas por falla. De una manera general estas condiciones se cumplen en los límites de las bandas tectónicas deprimidas que coinciden con fallas que hundan bloques de cobertera.

8 BIBLIOGRAFIA

8.1 BIBLIOGRAFIA DEL SECUNDARIO Y TERCIARIO

- BOTELLA Y DE HORNOS, F. (1854).—«Ojeada sobre la geología del Reino de Valencia». *Rev. Min.*, t. V. Madrid.
- BRINKMANN, R. (1931).—«Betikun und Keltiberikum in Sudostpanien». *Beitr. Geol. Westl. Medit. Gebiete*, núm. 6, pp. 749-855. Traducido en *Pub. Ext. Geol. España*, 1948, núm. 4, pp. 307-431.
- (1931).—«Geologische kirler der Provinz Valencia». *Abhaer Gessel Wassen Gott.*, núm. 13, pp. 109-119.
- CANEROT, J. (1974).—«Recherches géologiques aux confins des chaînes Ibérique y Catalane, Espagne». Thèse sciences, Toulouse. *ENADIMSA*, Trabajos de Tesis, pp. 1-520.
- CHAMPETIER, Y. (1972).—«Le Prébétique et l'Ibérique côtiers dans le Sud de la Province de Valencia et le Nord de la Province d'Alicante (Espagne)». Thèse a l'Université de Nancy I, pp. 1-169.
- CORTAZARD, D., y PATO, M. (1882).—«Descripción física, geológica de la provincia de Valencia». *Mem. Com. Mapa Geológ. Esp.*
- DARDER PERICAS, B. (1945).—«Estudio geológico del Sur de la provincia de Valencia y Norte de la de Alicante». *Bol. IGME*, t. LVII, 1.º y 2.º fasc., pp. 58-837.
- DUPUY DE LOME, E. (1956).—«Mapa geológico de España E. 1:50.000, 1.ª serie, Hoja núm. 769 (Navarrés)». *IGME*.
- DUPUY DE LOME, E., y SANCHEZ LOZANO, R. (1956).—«El Sistema Cretáceo en el Levante Español». *Mem. IGME*, t. LVII, pp. 203-255.
- (1968).—«Mapa geológico de la provincia de Valencia E. 1:200.000, números 8-7». *IGME*.

- FALLOT, P., y BATALLER, J. R. (1927).—«Itinerario geológico a través del Bajo Aragón y el Maestrazgo». *Mem. R. Ac. Cienc. y Artes de Barcelona*, 3.ª época, vol. XX, núm. 8, pp. 227-367.
- FOURCADE, E. (1969).—«Nouvelles données sur le Jurassique et le Crétacé du Caroch (prov. de Valence, Espagne)». *C. R. Ac. Sc.*, t. 266, pp. 857-860.
- (1970).—«Le Jurassique et le Crétacé aux confins des chaînes Betiques et Iberiques (Sud-Est de l'Espagne)». *Thèse Fac. Sc. Paris*, pp. 1-427.
- (1970).—«Le Jurassique dans la partie orientale des Cordilleres betiques: les confins du Prebetique et des chaînes iberiques entre le Rio Mundo et le Rio Júcar (stratigraphie, zones de Foraminifères et paleogeographie)». *Cuad. Geol. Iber.*, Madrid, 1971, vol. 2, pp. 157-182.
- GUTIERREZ, G.; ROBLES, F.; MELENDEZ, A., y USERA, J.—«El Cretácico Superior de la Sierra Perenchiza, Valencia». *I Col. de Estrat. y Paleogr. del Cretácico de España*. Edic. ENADIMSA, serie 7, núm. 1, julio 1975, pp. 151-158.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1923).—«La montaña de Valencia. Bosquejo geográfico-geológico del macizo de Caroch». *Rev. Ac. Cien. de Madrid*, t. XXI.
- IGME (1973).—«Mapa geológico de España E. 1:200.000, síntesis de la cartografía existente. Hoja núm. 63 (Albacete-Onteniente).
- MELENDEZ HEVIA, F. (1971).—«Estudio geológico de la serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas». Tesis Doctoral Fac. Cienc. Univ. Compl. Madrid.
- MELENDEZ HEVIA, F.; VILLENA MORALES, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; PORTERO GARCIA, J. M.; OLIVE DAVO, A.; ASSENS CAPARROS, J., y SANCHEZ SORIA, P. (1974).—«Síntesis del Cretáceo de la zona sur de la "Rama Castellana" de la Cordillera Ibérica». *I Symposium Cretácico de la Cordillera Ibérica*. Cuenca. Caja Prov. de Ahorros de Cuenca, pp. 241-252.
- NICKLES, R. (1892).—«Recherches geologiques sur les terrains secondaires et tertiaires de la province de Valencia». *Bol. Comisión Mapa Geol.*, t. XX, Madrid (1895).
- RAMIREZ DEL POZO, J.; PORTERO GARCIA, J. M.; OLIVE DAVO, F., y MELENDEZ HEVIA, F. (1974).—«El Cretácico de la serranía de Cuenca y de la región Fuentes-Villar del Humo: Correlación y cambios de Facies». *I Symposium Cretácico de la Cordillera Ibérica*. Cuenca. Caja Prov. de Ahorros de Cuenca, pp. 187-206.
- RIOS, J. M. (1971).—«Mar Mediterráneo». *ENADIMSA y ETSIM*. Madrid, pp. 1-238.
- (1975).—«El Mar Mediterráneo occidental y sus costas ibéricas. Las tierras firmes». *RACEF y N.*, t. Homenaje al Prof. D. Manuel Lora Tamayo, Madrid, pp. 147-192.
- (1975).—«El Mar Mediterráneo occidental y sus costas ibéricas. Las áreas marinas». *Rev. R. Ac. Cienc. Madrid*, t. LXIX, cuad. 2.º, pp. 285-473.

- RIOS, L. M. (1970).—«Geología del Petróleo en la región de la Mancha y Levante Español Mapas paleogeográficos». *Primeras Jornadas Nacionales del Petróleo* (inédito). Madrid.
- RIOS, L. M.; BELTRAN, F. J.; ZAPATERO, M. A.; GOY, J. L., y ZAZO, C. (1976).—«Mapa geológico de España E. 1:50.000. Segunda serie. Hoja 29-29 (Sueca)». *IGME*.
- RIOS, L. M.; ZAPATERO, M. A.; BELTRAN, F. J.; GOY, J. L., y ZAZO, C. (1976).—«Mapa geológico de España E. 1:50.000. Segunda serie. Hoja 29-30 (Alcira)». *IGME*.
- VIALLARD, P. (1973).—«Recherches sur le cycle alpin dans la chaîne Iberique sud-occidentale». *Thèse Sciec. Nat., Toulouse, Université Paul Sabatier*, pp. 1-445.
- VIALLARD, P., y GRAMBAST, L. (1973).—«Sur l'âge post-stampienmoyen du plissement majeur dans la chaîne iberique castillane». *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, fasc. 1, pp. 9-10.
- VILLANOVA, J. (1882).—«Reseña Geológica de la provincia de Valencia». *Bol. Soc. Geogr. II*.

8.2 BIBLIOGRAFIA DEL CUATERNARIO

- ALIA, M. (1972).—«Evolution post-hercynienne dans les régions centrales de la Mesete espagnole». *24th I. G. C. Sec. 3*.
- ALONSO PASCUAL, J. (1956).—«La red fluvial de Valencia» (tres partes). *An EDAF y Fis. Veg.*, t. 15, núm. 78, t. 16, núm. 4, 1957, t. 1t, núm. 6, 1957.
- BRINKMANN, R. (1948).—«Las cadenas Béticas y Celtibéricas del SE de España». *Pub. Ext. Geol. Exp., CSIC*, t. 4, pp. 307-434.
- DUMAS, B. (1966).—«Les glacières formes de convergence». *Bull. Ass. Geogr. Fr.*, núms. 344-345, pp. 34-47.
- (1969).—«Glacières et croûtes calcaires dans le Levant espagnol». *Bull. Ass. Geogr. Fr.*, núms. 375-376, pp. 553-561.
- (1971).—«Alternance des niveaux continentaux climatiques et de hauts niveaux marins sur la côte du Levant espagnol». *Quaternaria*, v. 15, pp. 161-166.
- DURAND, J. H. (1959).—«Les sols rouges et les croûtes calcaires en Algérie». *Ser. des Etud. Scient. Alger.*, 187 pp.
- GIGOUT, M. (1959).—«A propos du quaternaire sur le littoral des provinces du Levant espagnol. Quaternaire continental». *C. R. Acad. Sc.*, t. 249, pp. 1774-1776.
- (1959).—«A propos du Quaternaire sur le littoral des provinces du Levant espagnol». *C. R. Acad. Sc.*, t. 249, pp. 1914-1916.
- GOY, J. L., y ZAZO, C. (1974).—«Estudio morfotectónico del Cuaternario en el óvalo de Valencia». *Trabajos sobre Neogeno-Cuaternario*, núm. 2, pp. 71-81.

- GOY, J. L.; VEGAS, R., y ZAZO, C. (1974).—«Mapa geológico de España E. 1:50.000. Cartografía y Memoria de la Hoja 29-28 (Valencia)». *IGME*.
- (1974).—«Mapa geológico de España E. 1:50.000. Cartografía y Memoria de la Hoja 29-27 (Burjasot)». *IGME*.
- GOY, J. L.; ZAZO, C., y HOYOS, M.—«Esquema geomorfológico de los alrededores de rambla Gallinera en las proximidades de Oliva (Valencia)». *Presentado a la II Reunión Nac. del Grupo de Trabajo del Cuaternario*. Jaca, 1975. En prensa.
- LOPEZ BERMUDEZ, F. (1973).—«Estudio de la Vega alta del Segura. Clima, hidrogeología, geomorfología». Tesis Doctoral. Universidad de Murcia.
- MONTENAT, Ch. (1973).—«Les formations néogènes et quaternaires du Levant espagnol». Thèse. Paris-Orsay.
- NUÑEZ, A.; COLODRON, I.; ZAZO, C., y GOY, J. L. (1975).—«Mapa geológico de España E. 1:50.000. Cartografía y Memoria de la Hoja 12-12 (Torquemada)». *IGME*.
- REY PASTOR, A. (1948).—«Las costas mediterráneas de la Península Hispánica. Estudio sísmico geográfico». *Rec. de Geof.*, núm. 26, pp. 125-155.
- (1951).—«Estudio sismotectónico de la región del Sureste de España». *Inst. Geogr. Catast. Com. Nac. de Geodesia y Geofísica*.
- ROSELLO, V. (1970).—«Clima y morfología pleistocena en el litoral del Mediterráneo español». *Papeles del Dpto. de Geografía. Univ. de Murcia*, t. 2, pp. 79-108.
- (1971).—«Notas sobre la geomorfología litoral del Sur de Valencia (España)». *Quaternaria*, v. 15, pp. 121-144.
- (1972).—«Los ríos Júcar y Turia en la génesis de la Albufera de Valencia». *Saitabi*, núm. 22, pp. 129-147.
- SOLE-SABARIS, L. (1961).—«Oscilaciones del Mediterráneo español durante el Cuaternario». *Gráficas Marinas*. Barcelona, pp. 7-57.
- ZAZO, C.; GOY, J. L.; PEDRAZA, J., y VEGAS, R. (1975).—«Mapa geológico de España E. 1:50.000. Cartografía y Memoria de la Hoja 30-31 (Gandía)». *IGME*.
- GABINETE DE APLICACIONES NUCLEARES A LAS OBRAS PUBLICAS (1971).—«Determinación de la edad mediante medida del contenido de C-14, en muestras de conchas procedentes de los litorales de Huelva y Valencia». *Centro de Est. y Exp. de Obras Públicas*. 14 pp.

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

