IGME

770
29-30

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ALCIRA

Segunda serie - Primera edición

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ALCIRA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

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

Luis María Ríos Aragüés, Dr. Ingeniero de Minas; Miguel Angel Zapatero Rodríguez, Ingeniero de Minas, y Francisco José Beltrán Cabrera, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Se ha contado con la colaboración de los Licenciados en Ciencias Geológicas:

José Luis Goy Goy y Caridad Zazo Cardeña, ambos de la Cátedra de Geodinámica Externa de la Universidad de Madrid, que se encargaron de 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.

Supervisión del IGME: José M.ª Barón.

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 - 9.117 - 1982

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

1 INTRODUCCION

1.1 RASGOS GEOLOGICOS

La Hoja de Alcira está situada en el encuentro de las últimas directrices de la Rama Sur de la Cordillera Ibérica con el sistema Prebético. El domo de Jaraco en la parte sudeste de la Hoja constituye el nudo de la articulación de ambas directrices. El borde sur de la Hoja corresponde a terrenos que pertenecen a unidades organizadas según directrices prebéticas.

Desde el punto de vista estratigráfico las series del Secundario de ambos sistemas tectónicos son idénticas en el entorno de la Hoja y corresponden globalmente a una sedimentación de tipo plataforma.

1.2 ANTECEDENTES

Entre los autores que marcaron jalones en el conocimiento estratigráfico y cartográfico referente a la Hoja de Alcira debemos destacar a D. de Cortázar y M. Pato (1882), R. Brinkmann (1931), B. Darder Pericás (1945), J. Meseguer Pardo (1957), E. Dupuy de Lôme y R. Sánchez Lozano (1968) y Y. Champetier (1972).

Para hacer el estudio detallado de los afloramientos antecuaternarios hemos partido de los mapas transparentes sobre foto aérea 1:30.000 que L. M.ª Ríos realizó en diferentes campañas durante los años 1964 a 1968 en el marco de la exploración de los permisos que la Empresa Nacional de Petróleos de Aragón, S. A. tenía atribuidos en la zona terrestre de Valencia.

Dicha Empresa, a la que agradecemos vivamente sus facilidades, nos ha cedido igualmente las columnas estratigráficas 1:500, inéditas, con sus estudios de laboratorio, que se realizaron bajo la dirección de L. M.ª Ríos y cuya ejecución y medidas topográficas estuvieron a cargo de Renard Preux y Ricardo Flores, respectivamente.

Estas columnas han sido recorridas otra vez, revisadas, y remuestreadas por nosotros. También hemos realizado otras nuevas. Todas ellas figuran en la Documentación complementaria de esta Hoja.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 TRIASICO

2.1.1 MUSCHELKALK (Tcd_{c_2})

Englobadas tectónicamente en el Triásico plástico aparecen algunas barras discontinuas del Muschelkalk carbonatado. Son dolomías y calizas (micritas) en bancos centimétricos con huellas de *Fucoides*.

DARDER (1945) cita en el Muschelkalk, junto a las salinas de Manuel, la presencia de *Lingula tenuissima BR.*

2.1.2 FACIES KEUPER (T_{G2-3})

Los afloramientos del Triásico se presentan de modo caótico, por lo que no es posible reconstruir la serie estratigráfica. La litología que presentan es de arcillas y margas versicolores yesíferas y salíferas con intercalaciones (< 1 m.) de caliza (micrita) amarilla o gris y de areniscas rojas o gris verdosas, en plaquetas.

En el afloramiento cercano a Barig hay una intercalación de arena gris claro amarillenta de varios metros de potencia. Este banco de arena suelta se cortó en el Keuper del sondeo de Jaraco-1. De ningún modo se trata de la facies Weald (DONOT ZOPO, 1961) ya que ésta, en esa parte de la Hoja de Alcira no contiene intercalaciones de arenas ni areniscas.

Es probable que dentro del Trías plástico en facies Keuper esté presente parte del Muschelkalk en cambio lateral de facies y quizá la parte superior del Bundt. El hecho de que las barras de Muschelkalk carbonatado estén involucradas en el movimiento ascensional del Trías plástico sugieren la existencia de niveles de despegue estratigráficamente por debajo de dichas barras y por encima de la serie areniscosa del Bundt.

2.1.3 ROCAS OFITOIDES (βA_a^4)

Englobadas en la facies Keuper aparecen masas de rocas ofíticas. Petrográficamente hemos hecho estudiar la de la cantera del Tozal Negro junto a Lugar Nuevo de Fenollet. Se trata de una diabasa espilitizada. Su textura no es definida debido a la alteración, pero conserva restos subofíticos o intersertales.

2.2 JURASICO

2.2.1 DOLOMIAS Y CALIZAS CON LAMINITAS (J_{11-13})

En ningún sitio hemos observado el paso del Triásico al Liásico. El Lías Inferior aflora ampliamente en las colinas de los alrededores de Favareta. Se compone de dolomías en bancos métricos que a veces son dolomías oolíticas y que hacia arriba y lateralmente pasan a calizas (micritas) gris claro o beige a veces con fina laminación.

La formación tiene como mínimo 200 m. de potencia y corresponde bien por su facies al Lías Inferior de la Ibérica. Sin embargo la parte superior presenta ya una microfauna del Pliensbachiense con *Lamelibranquios, Gasterópodos, Esponjas, Miliólidos, Labyrinthina recoarensis* y *Haurania.*

2.2.2 CALIZAS Y MARGAS VERDES (J_{13})

Las calizas del techo de la formación anterior comienzan a admitir intercalaciones de margas verdes (10-20 cm.) y niveles brechoides con elementos negros de origen sapropélico. Presentan abundantes secciones de Gasterópodos y algún nivel dolomitizado. La microfauna es del Pliensbachiense: *Labyrinthina recoarensis, Haurania deserta, espículas, Glomospira.* El espesor es del orden de 100 m.

Sobre una superficie hard-ground, vienen encima 20 m. de calizas arcillosas bioclásticas (biomicritas) y margas, coronadas por 5 m. de biomicrita con *Pecten* y *Belemnites* y abundantes fragmentos de equinodermos. La asociación microfaunística es del Pleinsbachiense Superior: con los primeros filamentos aparecen *Geinitzinita (Lingulina) ternera pupa, Ophthalmidium cf. concentrica, Vaginulina cf constricta, Vidalina martana.*

Encima hay otro hard-ground, no siempre presente, que separa esta caliza de la marga con brachiópodos que incluimos en la formación suprayacente.

Este tramo comprendido entre los dos hard-ground puede tener un espesor variable, pudiendo llegar a desaparecer. En Valldigna (X=891,5; Y=502,5) está constituido solamente por 1 m. de biomicrita ferruginosa.

2.2.3 MARGAS CON BRACHIOPODOS, CALIZAS Y DOLOMIAS (J_{14-24})

Convencionalmente adoptamos como base de esta formación unos 2 a 10 m. de margas amarillas con Brachiópodos *(Rhynconella meridionalis, Lobothyris gr. punctata.* Los levigados contienen *Lenticulina cf audax, Lenticulina gr. munsteri, Nodosaria prima, Lingulina longiscata, Geinitzinita (Lingulina) ternera pupa.* Asociado a esta fauna se han encontrado ejemplares de *Bouliceras nitescens* THEV (BIZON y otros, 1966), (GEISTER y GEYER, 1968). Por todo ello estas margas son de edad Toarciense.

Encima las margas pasan gradualmente a una alternancia (5 cm.) de calizas arcillosas (biomicritas) y margas que hacia arriba desaparecen y los bancos de caliza pasan a tener un espesor de 20-30 cm. Los restos de organismos son escasos: *Lamelibranquios,* pequeños *Gasterópodos. espículas, Nodosaria.*

Hay una dolomitización intensa e irregular, pero creciente, hacia el techo. La formación se termina por dolomía sin que haya criterios para separar el Lías Superior del Dogger.

El espesor del conjunto es del orden de 170 m.

Al Sudoeste de Favareta, CHAMPETIER (1972) señala en el techo de la dolomía la existencia de caliza dolomitizada (0,10-1 m.) con oolitos ferruginosos (oosparita) y cita a GEISTER y GEYER (1968), que encontraron lateralmente en este horizonte Ammonites que representan todo el Calloviense.

2.2.4 ALTERNANCIA CALIZAS-MARGAS (J_{31-32}^{2-1})

Comienza por unos 50 m. de caliza arcillosa (micrita) gris en bancos (0,10-0,20 m.) separados por juntas margosas con Perisphinctidos del Oxfordiense Medio y Superior (GEISTER y GEYER, 1968). En el techo, CHAMPETIER (1972), señala la existencia de los primeros *Ataxocieras* del Kimmeridgiense Inferior.

Hacia arriba sigue la misma litología, pero con intercalaciones de varios metros de margas grises, amarillas por alteración. En este conjunto más margoso se señalan la existencia de Ammonites del Kimmerindgiense Inferior (GEISTER y GEYER, 1968).

La microfacies de esta formación se caracteriza por la extrema rareza de la fauna: *Lenticulina, Epistomina, Glomospira, espículas de Esponja.* El espesor es de 200 a 250 m.

2.2.5 CALIZA ORGANOGENA O DOLOMIA (J_{32}^{2-3})

Encima viene una formación carbonatada de relieve más fuerte y de espesor variable según las zonas.

En el centro de la Hoja (corte de Valldigna) empieza por 3 m. de caliza organógena (biomicrita) con Algas pisolíticas, *Moluscos, Equinodermos, espículas, Pseudocyclammina* y *Everticyclammina virguliana,* que siguiendo a E. FOURCADE (1970) situamos ya en el Kimmeridgiense Medio. Hacia arriba la serie se dolomitiza (50 m.), aunque se puede seguir observando las trazas de los pisolitos en la superficie de los bancos.

En la parte superior aparecen 12 m. de calizas pseudoolíticas (intramicrita) gris a beige en bancos de 0,5-1 m. con *Labyrinthia mirabilis, Nautiloculina oolithica, Rectocyclammina sp., Everticyclammina virguliana, Kurnubia jurassica, Cladocoropis mirabilis* y *Clypeina jurassica* que hay que situar ya en el Kimmeridgiense Superior. Encima viene directamente la facies Weald.

En la parte sudeste de la Hoja (Zona de Jaraco) encontramos la serie anterior, casi totalmente dolomitizada, que se completa hacia arriba por 15 m. de fina alternancia de margas y calizas arcillosas (micritas), 7 m. de dolomía arenosa beige, 65 m. de dolomía cristalina beige y 7 m. de caliza gravelosa (intrasparita) beige con *Epistomina* y *Trocholina alpina,* en la que CHAMPETIER (1972) cita, además, *Clypeina jurassica.* Encima viene la facies Weald.

En la parte norte de la Hoja el Kimmeridgiense Medio y Superior tiene un espesor más reducido que en Valldigna (60 m.) y se nota una mayor influencia de aportes terrígenos con intercalaciones de margas arenosas y calizas o dolomías arenosas.

El Portlandiense probablemente no se depositó.

2.3.1 CALIZAS LAGUNARES, MARGAS Y ARENISCAS. FACIES WEALD ($C^{0-3}_{W-12-14}$)

En la parte SE de la Hoja, en el domo de Jaraco, es donde la facies Weald aparece más desarrollada y con mayor influencia marina. Sobre el Jurásico vienen 90 m. de calizas (intramicritas y biomicritas) gris claro a beige en bancos de 0,4-1 m., con algunas pasadas de margas. Son frecuentes las secciones de Gasterópodos, de los que DADER PERICAS (1954, página 155) da una lista. En microfacies alternan los horizontes de influencia continental (Charáceas) con los horizontes de influencia marina *(Neotrocholinas, Precuneolinas, Choffatellas, Desycladaceas).*

Encima vienen 20 m. de margas y calizas arcillosas y luego 35 m. de caliza marrón oscura (biomicrita) con elementos negros de origen sapropélico, y pasadas de margas con elementos negros.

Las microfacies de la facies Weald dan una edad Neocomiense-Barremiense. No obstante, CHAMPETIER (1972), hacia la parte media de la formación, precisa la presencia de Valanginiense, por la existencia de *Pseudotextularella salevensis* BRON.

En el techo del tramo con elementos negros, debajo de una superficie perforada, aparece una pasada de neta influencia marina con *Choffatella decipiens, Ortitolinopsis kiliani* y *Sabaudia,* que probablemente corresponde ya al Barremiense Superior.

En la parte central de la Hoja (zona de Valldigna o Aguas Vivas) la facies Weald aparece reducida de espesor (65 m.) con relación a la zona de Jaraco. También hay un cambio de facies en el sentido de que las pasadas de margas grises son más frecuentes, predominando sobre las calizas. Hay niveles de caliza transformados en dolomía cristalina marrón-rojiza.

En los 25 m. superiores aparecen calizas marrón oscuro y margas, con elementos negros de origen sapropélico y algas pisolíticas. Este conjunto es correlacionable con el de la parte superior de Jaraco.

A 9 m. por encima de la base, un levigado proporcionó la siguiente fauna: *Atopochara gr. trivolvis, Globator trochiliscoides, Choffatella decipiens, Neotrocholina fiburgensis, Orbitolinopsis kiliani* y *Orbitolinopsis elongatus,* que indica una edad Hauteriviense Superior-Barremiense Inferior, por lo que probablemente falta el Valanginiense de Jaraco.

En la parte norte de la Hoja seguimos encontrando el tramo superior de caliza marrón oscura con pisolitos. El resto de la serie se enriquece en pasadas de arenas blancas y rojas, arcillas versicolores y calizas arenosas, lo que indica la presencia de un detritismo más grueso que en Valldigna.

2.3.2 CALIZAS CON ORBITOLINAS Y DOLOMIAS (C^{3-3}_{14-16})

La serie está mejor desarrollada en el domo de Jaraco (260 m.). El corte que describimos se ha realizado en dirección S-N, 500 m. al Oeste de la autopista. De abajo a arriba:

— 15 m. de alternancia de lumaquella de Ostreas con cemento calizo y calizas (biomicritas), que marcan la transgresión del régimen marino. Contienen *Choffatella decipiens, Orbitolinopsis kiliani, Orbitolinopsis elongatus* y *Sabaudia* como fauna más significativa. Barremiense Superior.

— 8 m. de caliza gravelosa (intramicrita), más o menos arenosa, con una intrasparita arenosa en el techo con estratificación cruzada. Como fauna característica contiene *Choffatella decipiens* y *Orbitolinidos.* Barremiense Superior.

— 15 m. de margas amarillas alteradas con *Patelina subcretacea, Valvulina aff. fusca, Gyroidina gracillina, Dorothia aff. subtrochus* y *Sabaudia,* en donde situamos la base del Bedouliense.

— 63 m. de dolomía cristalina. Bedouliense.

— 45 m. de caliza (biomicrita) en bancos de 0,5-1 m., a veces de aspecto noduloso, con abundantes Toucasias hacia la parte alta *(Pseudotou-*

casia santanderensis DOV). Desde la base aparece *Iraquia simplex* y *Sabaudia minuta* y más arriba *Pseudocyclammina hedbergi* y *Simplorbitolina.* CHAMPETIER (1972) cita además la presencia de *Iraquia flandrini, I. minima* y *Mesorbitolina texana parva.* Gargasiense.

— 110 m. de calizas (biomicritas) en bancos de 0,5-1 m. que presentan una dolomitización irregular y creciente hacia el techo. En la dolomía se siguen viendo las secciones de Orbitolinas. En el tercio inferior, que presenta algunas secciones de Toucasias, aparecen *Pseudochaffatella cubilleri, Ps. hedbergi* y *Paratrocholina lenticularis.* Albense Inferior. En el resto aparece como microfauna más significativa *Orbitolina concava, Sabaudia minuta, Cuneolina pavonica parva, Neorbitolinopsis conulus* y *Pseudocyclammina rugosa.* Albense Superior.

En comparación con la serie de Jaraco, la serie del anticlinal de Valldigna, en el centro de la Hoja, está mucho más reducida de espesor (90 m.) y mucho más dolomitizada que en Jaraco. No obstante, en la base aparece una pasada de caliza (biomicrita) con *Orbotolinopsis kiliani* y *Sabaudia minuta.* CHAMPETIER (1972, pág. 81) da una lista de microfauna más numerosa que le lleva a situar los dos metros basales en el Barremiense Superior y el resto de la pasada caliza podría corresponder ya al Aptense basal.

Encima viene la dolomía con alguna pasada sin dolomitizar en la que CHAMPETIER reconoce el Bedouliense Terminal.

No se puede asegurar la presencia del Albense, que posiblemente corresponde a una laguna debajo de la discordancia cartográfica del Cenomanense.

2.3 **CRETACICO INFERIOR**

2.4.1 DOLOMIA CRISTALINA, ARENOSA EN LA BASE (C_{21})

Dolomía cristalina en bancos gruesos teniendo en conjunto un aspecto masivo de pátina oscura. En microfacies se ven sombras de Lamelibranquios, Equínidos y Orbitolínidos. Los 6 ó 10 m. inferiores son de dolomía arenosa. El espesor del conjunto es de unos 100 m.

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 Cuenca esta formación disminuye de espesor por la base por cambio lateral a facies Utrillas.

En la parte norte de la Hoja (zona del anticlinal de Alcira) la pasada arenosa de la base no aparece, por lo que no podemos asegurar que parte de la dolomía no pertenezca a la formación anterior (Cretáceo Inferior con Orbitolinas).

2.4.2 ALTERNANCIA DE DOLOMIA Y DOLOMIA ARCILLOSA (C_{21-22})

Es una alternancia de dolomía (dolomicrita) blanca a amarilla (0,5-3 m.) y margas dolomitizadas o dolomía arcillosa (0,2-1 m.) de colores amarillentos. Presenta en superficie secciones de Gasterópodos y Bivalvos.

Desde la Hoja de Llombay, hacia el Noroeste, aparecen en la base de la formación un tramo de margas verdes (2-10 m.), que constituye un buen nivel de referencia. Este nivel, en la región de Cuenca, reposa directamente sobre la facies Utrillas.

El espesor de esta formación es de 60 a 75 m. en la Hoja de Alcira.

Esta alternancia es perfectamente correlacionable desde el punto de vista secuencial 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 (C_{22})

Encima viene una dolomía de grano grueso (doloesparita) de aspecto masivo y pátina oscura. Es el equivalente de la dolomía de la Ciudad Encantada de Cuenca. El espesor es de unos 80 m. en el Sur y centro de la Hoja, disminuyendo a 50 m. en la zona de Alcira.

Sobre ella aparece el nivel guía (Cm_{23}) de calizas y margas, ya del Senonense, por lo que parte de la dolomía pudiera corresponder a este piso. 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 CALIZAS CON MARGAS (Cm_{23})

El nivel guía de margas de las Hojas de Sueca y Navarrés lo seguimos encontrando en la Hoja de Alcira, aunque en este caso las calizas son predominantes y las margas quedan reducidas a algunas intercalaciones de 1-2 m. en la base. Las calizas (intramicrita en la base, biomicrita en el resto) son de color beige y se presentan en bancos de 0,3-1 m. de espesor. Presentan con frecuencia nódulos de sílex y Rudistos silicificados. La microfacies es del Senonense Inferior con *Ostrácodos, espículas, Miliólidos, Textuláridos* y *Discórbidos.*

La potencia varía de unos 100 m. en la zona de Jaraco a 40 m. en la zona de Alcira.

2.4.5 DOLOMIA CON PASADAS ARENOSAS (Cd_{23-24})

Es una dolomía en bancos gruesos de grano medio a veces son sombras de fósiles. Presenta intercalaciones arenosas (5-10 por 100 de cuarzo), con estratificación cruzada y gruesos cuarzos (2-3 mm.) rodados.

El conjunto, que presenta una pátina oscura, tiene una potencia de 230 m. en la parte Sur de la Hoja y de 170 en la parte central.

Por su posición estratigráfica lo incluimos dentro del Senonense Inferior.

2.4.6 DOLOMIAS Y CALIZAS (Ccd_{23-24})

Sobre la formación anterior viene un conjunto de pátina más clara, constituido por dolomías y calizas en bancos de 0,5-1 m. gris claro a beige. Hay presencia de nódulos de sílex. Tanto las dolomías como las calizas, que frecuentemente están recristalizadas, tienen el grano fino. La microfacies no es significativa, con restos de Espículas y Lamelibranquios. Sin embargo, CHAMPETIER (1972) cita niveles con *Cuneolina, Thaumatoporella y Accordiella,* que atribuye al Santoniense. En el flanco norte de la Sierra de Las Agujas (La Casella, 7 km. al E de Carcagente), BRINKMANN (1948) encontró *Boehmiceramus regularis* D'ORB del Senonense Inferior.

2.4.7 DOLOMIAS Y CALIZAS NO DIFERENCIADAS (C_{23-24})

En la zona de Alcira hemos agrupado las dos formaciones anteriores sin diferenciarlas cartográficamente. La potencia del conjunto es de 150 m.

2.4.8 CALIZA MASIVA (Cc_{25})

La base del Senonense Superior la situamos en la aparición del detritismo representado por 8 a 10 m. de caliza arenosa (hasta 45 por 100 de cuarzo), de color amarillento, que puede estar dolomitizada.

Encima viene una caliza en gruesos bancos de aspecto masivo de color beige a amarillo (biomicrita recristalizada con grano fino). La microfacies contiene a veces *Coralarios* y *Espongiarios.* La presencia de *Salcoperculina cubensis* y *Siderolites vidalis* nos indica una edad Campaniense.

La potencia de la caliza es de 80 m. en la parte sur de la Hoja y 40 m. en la parte norte.

2.4.9 CALIZAS ARENOSAS Y ARENISCAS CALCAREAS (Cs_{25})

Esta formación, de morfología blanda, es una alternancia de calizas y

areniscas limosas calcáreas. El contenido en cuarzo varía del 10 al 55 por 100. El cemento es una biomicrita más o menos recristalizada. La presencia de *Salcoperculina cubensis, Siderolites colcitrapoides, Siderolites vidali, Nummolfallotia cretacea* e *Inoceramus* indica una edad todavía Campaniense. al N y NO de Barcheta fue encontrada por MESEGUER PARDO (1957) en esta formación la siguiente fauna del Campaniense: *Vaccinites archiaci* MUNCHALM, *Veccinites latus* MATH, *Exogyra decussata* COQ, *Exogyra matheroniana* D'ORB y *Pycnodonta versicularis* LAM. BRINKMANN (1948) cita, además, en el mismo lugar: *Orbignya heberti* MUN-CHALM *(var. vidali)* MATH. DARDER (1945) encontró en la trinchera del ferrocarril, 1,5 km. al E de Jeresa: *Pycnodonta versicularis* LAM, *Neithea quadricostata* D'ORB, *Neithea dutempleana* D'ORB y *Exogyra sp.*

El espesor de la formación es de 60 m. en la parte sur de la Hoja y 45 m. en el centro, reduciéndose a unos 30 m. en la zona de Alcira.

2.4.10 CALIZA CON HIPPURITES (C_{26})

Sigue una formación predominantemente carbonatada, constituida por caliza en bancos de 1 a 3 m., beige a amarillo (biomicrita más o menos recristalizada), con abundantes Hippurites, sobre todo en la parte superior, donde se intercala un tramo de 20 a 30 m. de facies arenosa como la del Campaniense. En la carretera de Simat a Barcheta, cerca del paraje Los Pilonets, hemos encontrado *Hippurites radiosus* del Maestrichtiense. Por otra parte, la microfauna confirma esta edad en la mitad superior: *Siderolites vidali, Siderolites calcitrapoides, Orbitoides media, Clypeorbis mamillata* y *Lepidorbitoides.*

La potencia varía de 140 m. en la parte sur (Los Pilonets), 95 m. al S de Favareta y unos 60 m. en la zona de Alcira.

2.4.11 CALIZAS CON GASTEROPODOS Y MARGAS VERDES (C_{G26})

Es una alternancia de tramos de margas verdes y caliza lacustre en bancos de 1 m. (biomicrita). La parte inferior con *Charáceas, Ostrácodos, Discorbis, Rotalina cayeuxi* y *Murciella cuvilleri,* pertenece todavía al Maestrichtiense en facies Garum. La potencia es de unos 70 m.

2.4 **CRETACICO SUPERIOR**

2.5.1 MARGAS Y ARENISCAS (TA_{G1})

En la zona de Los Pilonets, en continuidad con la facies Garum, viene una serie de 70 m. como mínimo, formada por margas amarillas o rosadas

con pasadas de arenisca amarilla y niveles conglomeráticos con elementos (talla < 15 cm.) del Cretáceo. Las margas contienen *Charáceas, tubos de Algas* y *Microcodium*, por lo que podrían representar al Paleoceno.

2.5.2 MARGAS FACIES TAP (Tm^{Bb}_{11-12})

Aparecen en el ángulo SO de la Hoja, directamente sobre el Triásico, y presentando en la base un nivel de remoción con cuarzos bipiramidados. Son margas gris claro de unos 60 m. de potencia, que presentan la siguiente microfauna: *Globigerina decoraperta, Orbulina saturalis, Elphidium crispum, Ammonia beccarii, Nonion boueanum, Bolivinoides miocenicus, Globorotalia praemenardi.* Esta asociación indica el Helveciense, más concretamente, el Langhiense Superior-Serravaliense Inferior.

2.5 **TERCIARIO**

2.5.3 ARENISCAS AMARILLENTAS (Ts^{Bb}_{12})

La facies Tap pasa gradualmente hacia arriba a areniscas amarillentas (biomicrita arenosa con hasta un 40 por 100 de cuarzo y fragmentos de rocas). Estas areniscas o/y calcarenitas arenosas tienen unos 45 m. de potencia y tienen una disposición translapante sobre el Triásico en relación a la formación anterior. En el contacto con el Triásico presentan igualmente cuarzo bipiramidado. En levigados se encuentran *Ammonia becarii, Bolivinoides miocénicos, Globigerinoides trilobus, Nonion boueanum, Discorbis orbicularis, Hopkinsina bononiensis*, por lo que les asignamos una edad Helveciense.

2.5.4 CONGLOMERADOS (Tcg^{Bb}_{12})

La formación anterior hacia los bordes de la sedimentación en proximidad de los relieves cretáceos pasa lateralmente a conglomerados de cemento calizo-arenoso con elementos del Cretáceo de 5 cm. de talla máxima.

2.5.5 CALCIRRUDITAS (Tc^{Bb}_{12})

Tanto los conglomerados como las areniscas pasan hacia arriba a una caliza bioclástica (calcirrudita) arenosa en bancos de 1 a 3 m., a veces con estratificación cruzada. El espesor llega a ser de unos 90 m. La microfauna nos indica un probable Helveciense: *Ammonia becarii, Nonion boueanum,*

Globigerina decoraperta, Globorotalia sp. aff. praemenardii, Orbulina suturalis. DARDER (1945) encuentra *Clypeaster marginatus* LAMK, *Flabellipecten incrassotus* PART y otra fauna que le indica una edad Helveciense, al Norte de Barcheta.

2.5.6 CONGLOMERADOS LACUSTRES (Tcg_{11}^{Bc})

Tienen un aspecto masivo friable y una potencia que puede alcanzar 100 m. Se componen de elementos calizos diversos (25 cm.), con un cemento arenoso-limoso pardo rojizo. Los levigados solamente dan *tubos de Algas* y *Oogonios de Charáceas.*

2.5.7 CALIZAS y MARGAS LACUSTRES (Tc_{C12}^{Bc})

Encima vienen del orden de 50 m. de caliza lacustre (biomicrita) en bancos de 0,50 a 1 m. y pasadas de margas gris claro. En la caliza aparecen *Charáceas, Ostrácodos, Gasterópodos* y *Concrecciones de Algas.*

2.5.8 MARGAS LACUSTRES (Tm_{C12}^{Bc})

Siguen unos 150 m. de margas gris claro con alguna pasada centimétrica de caliza lacustre. Los levigados proporcionan *Gasterópodos (Hydrobia), Tubos de Algas, Lamelibranquios* y *Microcodium.*

Estas tres últimas formaciones (conglomerados, calizas y margas) constituyen una serie muy parecida a la que describe BRINKMANN (1948) al S de Játiva. En las calizas encuentra *Bulimus sp. Theodoxus sp., Hydrobia sp.* y *Oertophora pradoi* ROYO, que le indica una edad Pontiense. Los conglomerados pueden pertenecer al Tortoniense.

3 TECTONICA

3.1 Las directrices tectónicas en la parte centro y norte de la Hoja son de dirección Ibérica. A partir del Triásico de Barchena, hacia el NE, se tiene sucesivamente:

3.1.1 Un sinclinal de buzamientos suaves en el Senonense Superior.

3.1.2 Una serie monoclinal buzando al SO en el Senonense Inferior y Cenomano-turonense, con dos fallas longitudinales normales que hunden el labio norte y aumentan su salto hacia el SE.

3.1.3 El anticlinal de Aguas Vivas con núcleo jurásico. La extremidad sudeste que se oculta en el Cuaternario es la parte estructuralmente más alta y se encuentra trastornada por fallas. La terminación periclinal NO está a la altura de Carcagente.

3.1.4 El sinclinal Cretáceo Superior cuyo flanco sur verticalizado constituye la Sierra de Las Agujas. Su flanco norte invertido está corrido hacia el SO y constituye la sierra de Corbera. Hay una serie de fallas conjugadas (N 10° E y N 65° E) respecto a la dirección de máximo acortamiento, que pueden ser anteriores o contemporáneas del plegamiento. Otras fallas y/o las anteriores que han rejugado, afectan al plano de corrimiento del flanco norte. Por otra parte esta unidad sinclinal está limitada longitudinalmente por dos fallas normales que la hunden.

3.1.5 El Jurásico de los alrededores de Favareta, que es el flanco sur, en parte invertido, de un anticlinal. Sobre este flanco sur vienen retazos corridos del flanco norte (Lías cerca de Favareta, Dogger al S de Llauri). Hacia el NO el eje de la estructura se hunde dando lugar a la terminación del anticlinal de la zona de Alcira.

En la figura adjunta se ha reconstruido la estructura del sinclinal de Las Agujas y el anticlinal de Favareta antes de jugar las fallas y antes de la erosión. El corrimiento en el Cretáceo Superior se amortigua hacia atrás en el seno del Senonense inferior, como puede observarse en el terreno, 2,5 km. al SO de Favareta. Entre el corrimiento en el Cretáceo y el estiramiento de las capas. Para ahorrar energía la serie de cobertera, que tiene una «potencia» de cerca de 2.000 m., ante un acortamiento obligado, ha preferido desplazarse en horizontal (la energía consumida en frotamiento es proporcional al cuadrado de la dimensión) que subir en un pliegue de gran amplitud (la energía consumida en la elevación es proporcional al cubo de la dimensión).

3.2 Al S del área con directrices ibéricas está el Triásico de Manuel y Barcheta que intruye a través de una banda fallada y deprimida. Hacia el E la banda fallada se bifurca. La rama sur pasa por Barig y Jeresa, en cuyas proximidades hay apuntamientos de Triásico. La rama norte, más importante, pasa por la zona de Benifarió de Valldigna (apuntamientos de Triásico 2 km. y 5 km. al O de este pueblo) y termina debajo del Cuaternario de Tabernes, donde BRINKMANN (1948) cita un afloramiento de Keuper.

3.3 En medio de las dos ramas está el domo de Jaraco, sin directrices tectónicas preferentes. Corresponde al tránsito del dominio Ibérico al do-

minio del Prebético. Está surcado por un conjunto de fallas cuyas directrices preferentes son N 160° E, N 30° E y N 80° E. En general, el salto de estas fallas crece hacia el exterior del domo, es decir, hacia la zona de influencia del Triásico. El sondeo de Jaraco-1 (ENPASA), implantado en este domo y emboquillado en el Kimmeridgiense corta una serie completa hasta el Permotrías.

3.4 En el borde sur de la Hoja aparece el Cretáceo Superior, que pertenece a unidades tectónicas de la Hoja de Játiva que se incluyen en el Prebético.

4 HISTORIA GEOLOGICA

En ningún sitio encontramos el paso continuo del Triásico al Jurásico, por lo que ignoramos si existe la transgresión del Retiense.

En el Liásico Inferior existe un dominio extenso de plataforma interna con influencias lagunares que pasa a francamente lagunar en el Liásico Medio. Al final del Liásico medio se establece el régimen marino de plataforma que permanecerá durante todo el Jurásico. Al principio el medio es de energía alta (calizas bioclásticas) y luego se suaviza (margas con Brachiópodos) y pasa gradualmente a una sedimentación rítmica micrítica. El nivel de oolitos ferruginosos del techo del Dogger anuncia la parada de la sedimentación que da lugar a la laguna de Oxfordiense Inferior y Medio.

En el Jurásico Superior continúa al régimen marino de plataforma con influencias pelágicas y presencia de un detritismo fino. La sedimentación se hace al final del Kimmeridgiense más agitada (biomicrita-intramicrita) y hacia el Norte hay influencia de un detritismo medio (niveles arenosos). Este detritismo refleja la existencia del «alto fondo» al NE de la Hoja de Sueca (L. M. RIOS y otros, 1977), que en un proceso cislapante (O. RIBA, 1973) a escala regional, va a producir la erosión o no depósito del Malm terminal.

Posteriormente, el Cretáceo Inferior viene aumentando su ámbito de sedimentación de Sur a Norte en un proceso translapante. Primero la sedimentación es lagunar (Facies Weald) con influencias marinas en el Sur e influencias continentales detríticas aumentando hacia el N. En Jaraco la sedimentación empieza probablemente en el Valanginiense, mientras que en el centro de la Hoja no lo hace hasta el Hauteriviense. En el Barremiense Superior se establece el régimen marino de plataforma (Orbitolinidos, Toucasias), esencialmente carbonatado. Al N de la Hoja de Alcira la facies Weald probablemente no se depositó, ya que en el borde oriental de la Hoja de Llombay la caliza de Orbitolinas viene directamente sobre el Malm

y en ningún sitio se ha observado una discordancia interna sobre la facies marina del Cretáceo Inferior y la facies Weald. Es decir, se trata de una transgresión marina dentro de un dispositivo translapante a escala regional que progresa en el tiempo.

Al final del Albense se produce de nuevo erosión y/o no depósito de las series y posteriormente el Cenomanense (posiblemente Albense terminal?) viene directamente translapante y discordante cartográficamente sobre cualquier término de la serie hasta el Malm (zona norte de la Hoja).

En el Cretáceo Superior sigue el dominio marino de plataforma con influencias lagunares (dolomitización hasta el final del Senonense Inferior). Al principio (Cenomano-Turonense) la sedimentación es de espesor prácticamente constante. Luego se acusan las diferencias en la subsidencia, que es creciente hacia el Sur. El espesor del Senonense en la parte norte de la Hoja de Alcira es de 700 m., mientras que en el Norte de la Hoja de Játiva es de 1.300 m. En la parte baja del Senonense aparece un detritismo arenoso que luego, en el Senonense Superior, se desarrolla más acusadamente. Este detritismo (L. M. RIOS, 1970) tiene su origen en un macizo emergido en el actual Golfo de Valencia y coincide con el máximo de espesor del Senonense en facies nerítica. Más al Sur, en la provincia de Alicante el Senonense pelágico de facies profunda es mucho menos espeso (200-400 m.).

En el Maestrichtiense Superior de la Hoja de Alcira se produce la regresión del mar, que deja lugar a la facies Garum lacustre y Paleoceno detrítico continental.

Hasta el Helveciense no quedan sedimentos que nos orienten sobre la historia geológica de este intervalo de tiempo.

El plegamiento principal, como en otras partes de la Ibérica (FALLOT y BATALLER, 1927; VIALLARD, 1973; CANEROT, 1974) ha debido tener lugar entre el fin del Estampiense y el fin del Burdigaliense en una o varias fases. En la limítrofe Hoja de Játiva (dominio Prebético) hay una discordancia cartográfica anterior al Aquitano-Burdigaliense y el plegamiento principal es post-burdigaliense.

Posteriormente al plegamiento, y según directrices del zócalo que han podido condicionar a éste (falla valenciana de Brinkmann), se produce el juego de bandas fracturadas y deprimidas, depresión que es compensada por el ascenso del Triásico entre los bloques fallados. El Triásico es fácilmente erosionable. El resultado es una morfología en bandas deprimidas en las que el mar transgresivo deposita los sedimentos del Helveciense, primero pelágicos y luego de alta energía (calcirruditas arenosas). En las proximidades de los relieves cretáceos se depositan conglomerados.

Después se produce una fase de removilización de las fallas y del juego del Triásico que pliega nuevamente al Helveciense o lo fractura. En esta fase se cierra la comunicación con el mar y se deposita el Mioceno Supe-

rior en régimen lacustre. Primero son conglomerados y después calizas y margas del Pontiense.

Posteriormente al Pontiense todavía se produce un reajuste de las bandas con Triásico falladas. Al sur de Barcheta el Mioceno Superior presenta un ligero buzamiento al S (15°) y su borde sur se encuentra hundido con relación al Cretáceo, observándose la incurvación de las capas correspondientes al contacto con la falla.

5 CUATERNARIO

5.1 INTRODUCCION

Los materiales más antiguos, cuaternarios que afloran en la Hoja, se extienden al pie de los relieves calcáreos que forman el macizo del Mondúver, Sierra de Las Agujas, Sierra de la Murta, etc.; formando dos sistemas de glacis, el más antiguo de ellos se presenta prácticamente degradado; hacia la costa estos depósitos pasan generalmente a unos materiales mixtos de antiguas albuferas cerradas por cordones litorales dobles, en la mayor parte de los casos. Hacia el interior, los glacis descienden hacia la llanura de inundación de los grandes cursos fluviales: Júcar y su afluente el Albaida, ambos en su tramo de desembocadura.

5.2 ANTECEDENTES

BRINKMANN (1948). Durante la fase waláquica (Plioceno Superior-Diluvial), la penillanura principal de edad Plioceno Superior ha sido fragmentada y deformada desde la desembocadura del Ebro hasta más allá de Gandía, quedando sepultada, a veces, por los detritus cuaternarios.

La planicie cuaternaria valenciana debe su configuración geográfica a los fenómenos de hundimiento producidos durante la fase waláquica.

En la actualidad el suelo de la región valenciana no está aún en reposo, como lo demuestran los frecuentes terremotos que, aunque débiles, afectan preferentemente al Sur de la provincia.

MESEGUER PARDO (1957). Cita una terraza a 30 m. en las proximidades de Manuel, formada por el río Albaída.

ALONSO PASCUAL, PEREZ MATEOS (1961). Realizan un estudio mineralógico de la zona costera de Valencia, Castellón y Alicante. Llegan a la conclusión de que la red fluvial es prácticamente carente en piroxenos anfíboles, excepto el río Palancia y Amadorio, por drenar ambos zonas de roquedo eruptivo, por lo que la presencia de estos minerales entre el Saler-Perellonet y Perelló-Mareny Vilches es debida a las corrientes litorales NE-SO que los arrastrarían desde las Columbretes.

ROSELLO (1968). Realiza un estudio geomorfológico en el macizo de Mondúver. La gran «falla valenciana», denominada así por Brinkman en 1948, es perfectamente visible en el valle de Jeresa.

Admitiendo una edad mio-pliocena para los últimos accidentes importantes en la zona, supone una superficie Villafranquiense, en caso de no ser estructural, para los replanos comprendidos entre 500-600 m.

La mayor parte de las dolinas y poljés se hallan situados sobre grandes líneas de fractura; el más grande de la zona corresponde al de Barx con dos sumideros independientes.

Cerca de la Drova la cueva del Parpalló ha librado industria correspondiente al Paleolítico Superior. Da una edad pre-Wurm para el comienzo de formación de los poljés y grandes dolinas.

En otra publicación, el mismo autor (1971), realiza un estudio geomorfológico del Sur de Valencia, haciendo hincapié sobre los deltas que forman la mayor parte de los ríos que desembocan en esta costa, que aun sin ser en todos los casos prominentes, son sensibles por el típico abombamiento axial; aunque el crecimiento prosigue en la actualidad, el comienzo de los mismos se remonta al Pleistoceno. Según el citado autor, el Júcar y el Turia formaron en principio un delta común al que también contribuirían los aportes de los ríos Magro, Algemesí, Picassents, etc.

En otra publicación aparecida en 1972, el autor da una idea de los aportes sólidos del Júcar y Turia, y la gran influencia que los mismos han tenido en la colmatación de la Albufera. Así mismo, hace referencia a las distintas teorías sobre la antigua desembocadura del Júcar.

ALIA (1972). Cita dos elementos estructurales, íntimamente relacionados con la formación del óvalo de Valencia: «Arco Teruel-Almansa» y «Arco de Valencia». Estas estructuras en arco son tardías y están relacionadas con fenómenos de distensión y hundimiento hacia el Mediterráneo. Entre dichas líneas se sitúan una serie de fracturas en graderío que descienden hacia la costa contrastando con la elevación general de la Meseta. Esta diferencia se acentúa a partir del Mioceno.

GOY, ZAZO (1974). Los movimientos plio-cuaternarios han afectado a los depósitos continentales del óvalo valenciano, siendo claramente observables en el sector de Castellón, donde una falla paralela al litoral hace desaparecer bruscamente a un depósito conglomerático, cementado, de edad «Villafranquiense» o Cuaternario antiguo. Dicha falla se adapta a la línea sismotectónica de Sagunto-Alicante.

La faja de fracturación E-O denominada por ALIA (o.c.) «banda estructural de Toledo» es reconocible en la zona, observándose una serie de alineaciones en los ríos, que se adaptan perfectamente a la dirección E-O, caso del Júcar, Magro y Turia; situados todos ellos dentro de dicha banda estructural. Desde la desembocadura del Júcar hasta Gandía y hacia el interior, en las proximidades de Jaraco-Jeresa aparecen unas arenas marinas con

niveles de cantos discontinuos y con fauna trivial, que aunque no afloran en superficie han sido reconocidas por sondeos (INTECSA) a profundidades variables entre —1 y —9 m. Sobre ellas se apoyan los niveles de turba en el caso de existir ambos depósitos.

ZAZO, GOY, PEDRAZA, VEGAS (1974). Citan un corte en el límite Sur de la Hoja de Alcira, donde es posible observar unos limos eólicos grises y marrones, separados ambos por un paleosuelo negruzco. Este depósito sirve de cierre a las antiguas albuferas, y se extiende a modo de banda, paralela al litoral, ocupando mayor extensión en la Hoja de Gandía.

Es en el único tramo del sector costero valenciano donde el cierre de los antiguos marjales no se realiza por cordones dunares o conglomeráticos.

5.3 DEPOSITOS CUATERNARIOS

Distinguimos tres tipos de depósitos claramente diferenciables con sus respectivas variantes: depósitos continentales, depósitos marinos, y depósitos mixtos.

5.3.1 DEPOSITOS CONTINENTALES

5.3.1.1 **Glacis encostrados** (Q_1Gl.e.)

Representa el glacis más antiguo de la Hoja y en la actualidad sólo se observan algunos retazos al pie de los relieves del Macizo de Mondúver y de la Sierra del Caballo. Se trata de un glacis de acumulación fuertemente encostrado; litológicamente está formado por una brecha de cantos de caliza subangulosos, empastados en una matriz limosa de tonos rosados.

5.3.1.2 **Conos de deyección** (Q_1CD_1, Q_2CD_2)

A la salida del relieve el barranco de la Murta forma un amplio cono de deyección, de débil pendiente, que se extiende por la Hoja de Sueca hasta el Sur de Albalat. El material que lo constituye son unas arcillas rojas con cantos de caliza subredondeados tamaño medio 0,40 m. El conjunto se presenta muy cementado. Sobre este depósito el mismo barranco ha dejado, en época más reciente, otro cono de menor extensión.

En la parte meridional de la depresión de Tabernes, los pequeños barrancos que cortan el macizo calcáreo han dejado una serie de conos cuya parte final ha sido retocada por el glacis de Valldigna.

5.3.1.3 **Pie de monte** (Q_1 Pm)

Adosado a los relieves mesozoicos, en los alrededores de Tabernes y

Jaraco, se extiende un depósito con fuerte pendiente en parte coluvionar y con cauces poco definidos. Litológicamente está formado por unas arcillas rojas con cantos heterométricos de caliza. El conjunto se presenta parcialmente cementado.

5.3.1.4 **Coluviones** (Q_1C_1, Q_1C_2, Q_2C_3)

Distinguimos en la zona tres tipos de coluviones, dos de ellos prácticamente contemporáneos, coluvión antiguo y coluvión en orla, y otro mucho más reciente.

La litología es idéntica en los tres casos, variando tan sólo el grado de cementación entre los del Pleistoceno y el del Holoceno, que presenta unas débiles costras hojosas discontinuas.

El coluvión en orla forma una franja homogénea que se adapta al relieve. El mejor conservado es el de Serratella, al Este de Puebla Larga.

5.3.1.5 **Aluvial antiguo** (Q_1al_1)

En la cabecera del barranco de la Casella de la Fuente del Barbero, entre la Sierra de Murta y de las Agujas, se observa un depósito de superficie plana que cubre el fondo del barranco, constituido por un conglomerado cementado; correspondería a un antiguo nivel del arroyo. Este depósito constituye, a grandes rasgos, una terraza.

5.3.1.6 **Clacis de acumulación** ($Q_1Gl.a$)

Desciende en suave pendiente desde los relieves mesozoicos, bien hacia la llanura prelitoral o hacia la llanura de inundación de los grandes cursos fluviales que atraviesan la Hoja.

La planitud de estas formas se debe a las divagaciones laterales de escurrimientos difusos de aguas (DUMAS, 1966); sin embargo, la superficie inferior de los mismos, en los glacis de acumulación, es irregular y es posible observar numerosos paleocanales.

La época de formación de los mismos, corresponde en el Sur y SE de España a un período Pluvial (LOPEZ BERMUDEZ, 1973).

En el glacis que se extiende al Este de Puebla Larga, por otra parte el más amplio de la Hoja, las aguas fueron incapaces de aplanar toda la superficie, quedando a modo de «cerros testigos» la Serratella y el Puig Gros.

El glacis de acumulación de la Valldigna es el menos claro de todos, tratándose en realidad de la terminación y posterior lavado de los numerosos conos que rodean la depresión de Tabernes.

5.3.1.7 **Arcillas de decalcificación** (Q_1a.d.)

En el macizo kárstico del Mondúver se forman numerosas dolinas y poljés que están rellenos por arcillas de decalcificación. Litológicamente este material es un residuo de silicatos de alúmina más o menos hidratados, librados en la disolución del carbonato de calcio en las rocas calizas impuras. Según la roca madre, estas arcillas llevan también óxidos de hierro o manganeso, que les dan tonos rojizos o negruzcos.

La mayor parte de estas arcillas, 60-70 por 100, son aportadas por las aguas de infiltración lenta, cargadas de silicatos de alúmina que se intercambian con el carbonato de calcio contenido en la roca en curso de disolución (FENELON, 1967).

5.3.1.8 **Limos eólicos grises** (Q_1l.e.)

Son continuación de los que aparecen en la Hoja de Gandía, aflorando en la de Alcira en una pequeña mancha situada en el ángulo SE de la Hoja. Forman un cordón continuo paralelo al litoral que sirve de cierre de las albuferas.

El perfil general comprende unos limos eólicos grises con «poupées calcaires» sobre el que se instala un paleosuelo negruzco, de 0,5 m. de potencia, que a su vez es recubierto por otros limos eólicos pardos. Los dos términos superiores del corte están ausentes en la Hoja de Alcira.

5.3.1.9 **Terrazas** (Q_1T_1, Q_2T_2, Q_2T_3)

Son escasos tanto en número como en extensión los niveles que presentan los ríos más importantes en la zona: Júcar y Albaída con su afluente el Cañoles. El primero, próximo a su desembocadura y dado su carácter divagante, que hasta el Holoceno le impide alcanzar su configuración actual, no ha tenido posibilidad de dejar niveles colgados, siendo los de 1-2 m. y 3-4 m. los únicos representados.

El Albaída y Cañoles presentan tres niveles, coincidiendo los más bajos con los del Júcar, y uno tercero cuya altura oscila entre los 7-8 m. Siempre se trata de medidas relativas con respecto al cauce.

Litológicamente están formados por limos arcillas y cantos redondeados. La superior suele ser menos limosa y se presenta parcialmente cementada.

5.3.1.10 **Limos pardos fluviales** (Q_1Q_2 lpf)

En la mayor parte de la Hoja este depósito pertenece al Holoceno, sin embargo en el ángulo SO de la misma, al presentar encajada en ellos la

terraza de 7-8 m., caso del Albaída y Cañoles, su edad pasaría a ser Pleistoceno Superior. Forman una banda externa más o menos paralela a los limos de inundación de los cauces importantes.

Litológicamente se trata de unos limos arenosos pardos con algún canto redondeado suelto.

5.3.1.11 **Limos de derrame de glacis** (Q_2ldg)

El desnivel que se forma entre la albufera y la terminación de los glacis está recubierto por unos limos pardos con cantos subangulosos que provienen del lavado de los glacis. Forman una estrecha banda que se adapta perfectamente a la terminación de las formas anteriormente citadas.

5.3.1.12 **Dunas** (Q_2D_1, Q_2D_2)

Un amplio cordón dunar es el cierre general de las albuferas de la Hoja. Dicho cordón es doble, presentándose el más antiguo con mayor extensión y en parte fijado por la vegetación; el más moderno se instala sobre el anterior con escaso desarrollo y constituido por unas arenas blancas completamente móviles.

5.3.1.13 **Playa de glacis** (Q_2Pl)

Corresponde al tramo final de un glacis cuando éste pierde su ligera pendiente para hacerse totalmente plano. Litológicamente está constituido por unas arcillas arenosas marrones.

5.3.1.14 **Limos de inundación** (Q_2li)

Presenta el Júcar adosada a su cauce una banda de limos arenosos pardos con algún canto suelto. Su deposición se llevaría a cabo en época muy reciente por desbordamiento del río a causa de su escaso encajamiento.

5.3.1.15 **Aluvial-Coluvial** (Q_2a.c.)

Depósito constituido por arcillas con cantos polimícticos y heterométricos. Genéticamente es el resultado de la acción conjunta de los arroyos de escaso recorrido, y de la alteración de las vertientes cuyos materiales por gravedad caen al fondo del talweg.

5.3.2 DEPOSITOS MARINOS

5.3.2.1 **Cordón litoral** (Q_2Cl)

Desde Cullera a Gandía se ha cartografiado una franja de materiales marinos que aunque no afloran en superficie han sido reconocidos por sondeos (INTECSA) a profundidades variables entre 8 y 9 m. Hacia el interior se extienden hasta las proximidades de Jaraco y Jeresa. La mayor potencia del depósito se da cerca de la costa, disminuyendo de una forma más o menos regular hacia los relieves. Litológicamente está constituido por unas arenas que alternan con niveles de cantos discontinuos, el depósito contiene fauna banal, *Cardium edule* L., *Pectunculos* sp., *Donax* sp.

Debido al carácter banal de la fauna es muy difícil precisar una cronología exacta, suponemos se trata del Flandriense o de un interestadio del Wurm. Hay que tener en cuenta, por otra parte, que el avance del mar no sólo podría ser debido a causas glacioeustáticas, sino a oscilaciones negativas de la costa.

5.3.2.2 **Playa** (Q_2pl)

En la parte externa del cordón dunar o de limos eólicos, se forma una estrecha franja arenosa, continua en todo el litoral de la costa.

5.3.3 DEPOSITOS MIXTOS

Bajo este término englobamos a los «limos pardos oscuros» (Q_2lpo), «limos grises» (Q_2lg), y a las «turbas» (Q_2t). Entre ellos es muy difícil establecer una estratigrafía clara, ya que en sondeos aparecen, a veces, indistintamente situados; sin embargo, si suponemos una sedimentación única y continua en la Albufera, su posición de muro a techo sería la siguiente: «limos pardos oscuros», «limos grises», «turbas».

Cartográficamente los hemos representado según la preponderancia de uno de ellos en las distintas zonas.

Lo que sí es seguro es que los niveles de turba alternan con niveles detríticos; esto podría explicarse por la ruptura del cordón de cierre de las albuferas en un momento determinado, lo que originaría un cambio del Ph que impediría la formación de la turba, posteriormente el cordón se cerraría continuándose la deposición del citado material. Este hecho se ha repetido al menos dos veces a lo largo del Holoceno.

5.4 **TECTONICA**

No se observan en los depósitos cuaternarios de la Hoja pruebas eviden-

tes de una neotectónica, sin embargo la situación de la misma dentro de una zona inestable como lo es el «óvalo de Valencia», requiere una visión de conjunto para poder comprender mejor el comportamiento de este sector costero y aplicarlo después al caso particular que nos interesa.

La formación del «óvalo valenciano» está relacionada con las líneas estructurales «Arco-Teruel-Almansa» y «Arco de Valencia» (ALIA o.c.); se trata, la primera, de un conjunto de fallas y hundimientos paralelos al litoral valenciano que hacia el Este se reflejan por la existencia de fracturas en graderío descendientes hacia la costa; la segunda, con amplio reflejo en la morfología costera, está relacionada con la anterior. Ambas corresponden a estructuras tardías de distensión y hundimiento hacia el Mediterráneo, que actúan a partir del Mioceno.

Por otra parte, la «Banda estructural de Toledo» (ALIA o.c.) afecta al sector central del óvalo con alineaciones E-O que se manifiestan en la disposición anormal de la red fluvial.

Importantes líneas sismotectónicas, de actividad reciente, atraviesan el óvalo con numerosos epicentros, entre ellos destacaremos la «línea sismotectónica de Sagunto-Alicante», que hasta Algemesí es el resultado del hundimiento de la plana costera, sigue luego el cauce del Júcar y del Albaída hasta Muro de Alcoy, desde allí continúa hasta cerca de Alicante (REY PASTOR, 1951).

Según BRINKMANN (o.c.), durante la fase waláquica se forma un sistema de fallas que hace descender hacia la costa, en graderío, la penillanura del Plioceno Superior, quedando ésta sepultada bajo materiales cuaternarios litorales, que en algunos puntos presentan potencias de más de 100 m.; por el contrario, las regiones que limitan al óvalo se elevan.

GOY, ZAZO (o.c.) realizan un estudio morfotectónico en el óvalo de Valencia, llegando a la conclusión de que es la subsidencia el fenómeno más acusado, y que ésta se acentúa en los bordes de la Albufera, próximo a la desembocadura del Júcar; por otra parte, jugaría un papel importante la flexión continental, que provocaría el hundimiento de la parte más cercana a la costa y elevaría las zonas del interior, el eje de la misma pasaría próximo al litoral actual.

Ambos fenómenos serían la causa del contraste entre el número de niveles marinos, prácticamente nulo, y continentales, así como los responsables de la configuración actual del litoral.

Durante el Holoceno, la desecación de los numerosos marjales que rodeaban la costa, a excepción de la Albufera de Valencia y la situada entre Oliva y Vergel, sugiere una estabilidad mayor en el litoral valenciano, que sufriría ligeras oscilaciones, positivas y negativas, que hacen que los niveles de turba alternen con los detríticos.

Dentro del «óvalo de Valencia» la Hoja de Alcira se sitúa en la parte centro-meridional del mismo, estando afectada por la «Banda estructural

de Toledo» y por la línea sismotectónica Sagunto-Alicante con un epicentro en Alcira.

Las oscilaciones de débil amplitud durante el Holoceno, pueden apreciarse en la Hoja por la existencia de unas arenas marinas que, en sondeos, aparecen entre Cullera y Gandía extendiéndose hacia el interior hasta Jaraco. En algunos puntos, sur de Cullera, se han detectado dos depósitos marinos separados por uno continental. Estos materiales aparecen siempre bajo las turbas en el caso de existir ambos.

5.5 CRONOLOGIA

Dada la ausencia de dataciones absolutas, fauna típica y cortes profundos, se ha intentado dar una cronología basándose en la estratigrafía general que se observa en otras zonas del óvalo con características similares (GOY, ZAZO, HOYOS, en prensa).

Suponemos que durante la transgresión Flandriense el mar invadió las desembocaduras de los ríos formando amplios estuarios que fueron colmatándose, fue favorecido este relleno por la formación de flechas litorales que cerraron los golfos, comenzando así la deposición de las turbas. El hecho de que exista más de un nivel de este material sería debido a que las pequeñas oscilaciones a que estaba sometida la costa durante el Holoceno originaron en algún caso la ruptura del cordón de cierre.

Las arenas y conglomerados marinos, que aparecen por debajo de las turbas, deben corresponder a los depósitos de la transgresión Flandriense o bien a un interestadio del Wurm. La fauna que contienen no ayuda a precisar la edad, por tratarse de especies atípicas en el Mediterráneo, sin embargo de la observación de la estratigrafía general se deduce que este depósito no pasaría por debajo del Wurm.

Con respecto a los materiales típicamente continentales, son los glacis las formas que presentan un mayor desarrollo. Un sistema antiguo, del que tan sólo quedan pequeños retazos, lo hemos considerado del Pleistoceno Medio; al glacis reciente, de mayor extensión y perfectamente conservado, le suponemos una edad Wurm.

6 MINERIA Y CANTERAS

Las calizas y dolomías del Secundario se explotan o se explotaban en numerosos puntos áridos, y en otros puntos para materiales de construcción, como es el caso de las canteras al E de Barcheta en las calizas del Senonense Superior.

Las arcillas del Triásico de Barcheta y Manuel se aprovechan en algunos puntos para cerámica y en otros como aglomerantes.

En Manuel hubo una explotación de las sales del Triásico.

Por último, señalemos la presencia de algunos metros de turbas en el Cuaternario al N de Jaraco. No están explotados por encontrarse debajo de los ricos terrenos de cultivo.

7 HIDROGEOLOGIA

La serie predominantemente caliza y dolomítica del Cretáceo debe presentar una gran porosidad «en grande», favorecida por las fallas, que son numerosas. Por lo tanto un primer objetivo para sondeos serán los flancos de los macizos montañosos cerca del Cuaternario y cerca por consiguiente del nivel freático, de preferencia en fallas o zonas falladas.

También se puede enfocar la investigación subterránea desde el punto de vista de las grandes estructuras sinclinales o monoclinales receptoras. De ellas tenemos en la Hoja las que corresponden a los aportados 3.1.1, 3.1.2 y 3.1.4 del capítulo de tectónica. Como niveles impermeables cabe esperar las margas calcáreas de base del Senonense, y más profundos, las arcillas de la Facies Weald y las margas del Kimmeridgiense Inferior.

8 BIBLIOGRAFIA

8.1 BIBLIOGRAFIA DEL SECUNDARIO Y TERCIARIO

BIZON, G.; CHAMPETIER, Y.; GUERIN-FRANIATTE, S., y ROLLET, A. (1966).—«Présenced e Bouleiceras nitescens Thévenin dans L'Est des Cordilleres bétiques (prov. de Valence, Espagne)». *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. VIII, pp. 901-904.

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 Golt,* núm. 13, pp. 109-119.

CANEROT, J. (1974).—«Recherches geologiques confins des chaines Iberique y Catalane, Espagne». These sciences, Toulouse. ENADIMSA, Trabajos de Tesis, pp. 1-520.

CHAMPETIER, Y. (1972).—«Le Prebetique et L'Ibérique cotiers dans le Sud de la Province de Valence et le Nord de la province d'Alicante (Espagne)». *These a L'Université de Nancy*, I, pp. 1-169.

CORTAZAR, D., y PATO, M. (1882).—«Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Valencia». *Nem. Com. Mapa Geológ. Esp.*

DARDER PERICAS, B. (1845).—«Estudio Geológico del Sur de la provincia de Valencia y Norte de la de Alicante». *Bol. IGME*, t. LVII, 1.° y 2.° fasc., pp. 58-837.

DONOT ZOPO, J. (1961).—«Notas geológicas en torno a Barig (II)». *Not. y Com.*, núm. 64, pp. 133-136.

— (1961).—«Notas geológicas en torno a Brig». *Not. y Com.*, núm. 62-2, pp. 131-136.

DUPUY DE LOME, E., y SANCHEZ LOZANO, R. (1956).—«El sistema Cretáceo en el Levante español». *Mem. Inst. Geol. Min. de España*, t. 57, pp. 203-2555.

— (1968).—«Mapa Geológico de Valencia». E. 1:200.000, núm. 8-7, *IGME*.

FALLOT, P., y BATALLER, J. R.—«Itinerario geológico a través del Bajo Aragón y el Maestrazgo». *Mem. R. Ac. Cienc. y Art. de Barcelona*, 3.ª época, vol. XX, núm. 8, pp. 227-367.

FOURCADE, E. (1967).—«Murciella Cuvillieri n. sp. Nouveau foraminifere du Sénonien Supérieur de Sud-Est de l'Espagne». *Not. y Com. IGME*, núm. 93, pp. 143-155.

— (1970).—«Le Jurassique et le Crétacé aux confins des chaines Betiques et Iberiques (Sud-Est de l'Espagne)». *These Fac. Sc. París*, pp. 1-427.

— (1970).—«Le Jurassiqued ans le partie orientale des Cordilleres Bétiques. Les confins du Prébétiqune et les chaines Ibériques entre le rio Mundo et le rio Júcar (stratigraphie, zones de Foraminiféres et paleogeographie)». *Cuad. Geol. Iber.*, Madrid, 1971, vol. 2, pp. 157-182.

GARCIA ROS, L. (1933).—«Estudio conducente al descubrimiento de nuevos yacimientos de Turba en las provincias de Castellón, Valencia y Alicante». *Cat. Criad. Min.*, t. 1, 2.ª fasc., p. 239.

GARCIA ROSSELL, L. e I. G. M. E. (1972).—«Mapa Geológico de España E. 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Hoja núm. 64 (Alcoy)».

GEISTER, J., y GEYER, O. (1968).—«Beitrage zur stratigraphie und Palaontologie des Juras von Ostspanien. IV. Der Jura Sierra de Corbera (prov. Valencia)». *N. Ub. Geol. Palaont.*, 131, 3, pp. 310-336.

GIGNOUX, M., et FALLOT, P. (1922). «Le Pliocene marin sur les cotes mediterranées d'Espagne». *C. R. Acad. Sci.*, París.

— (1926).—«Contribution a la connaisance des terrains néogenes et quaternaires marins sur les cotes mediterranées d'Espagne». *C. R. XIV Cong. Géol. Intern.*, pp. 415-515.

MELENDEZ HEVIA, F. (1971).—«Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas». Tesis Doctoral Facultad de Ciencias. Universidad Complutense de 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». *1.er Simposium Cretácico de la Cordillera Ibérica.* Cuenca. Caja Prov. de Ahorros de Cuenca, pp. 241-252.

MESEGUER PARDO, J. (1957).—«Mapa geológico de España E 1:50.000, 1.ª serie. Hoja núm. 770. Alcira». *IGME.*

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». *1.er Symposium Cretácico de la Cordillera Ibérica.* Cuenca. Caja Provincial de Ahorros de Cuenca, pp. 187-206.

RIBA, O. (1973).—«Las discordancias sintectónicas del alto Cardener (Prepirineo Catalán): Ensayo de interpretación evolutiva». *Acta Geológica Hispánica,* t. VIII, núm. 3, pp. 90-99.

RIOS, J. M. (1971).—«Mar Mediterráneo». E. N. ADARO y E. T. S I. M., Madrid, pp. 1-238.

— (1975).—El mar Mediterráneo occidental y sus costas ibéricas. Las tierras firmes». *R. A. C. E. F. y N.,* tomo homenaje al Prof. D. Manuel Lora Tamayo, Madrid, pp. 147-192.

— (1975).—El mar Mediterráneo occidental y sus costas ibéricas. Las áreas marinas». *Rev. de la Real Acad. de Ciencias de Madrid,* t. LXIX, cuad. 2.º, pp. 285-473.

RIOS, L. M. (1968).—«Nota sobre los conceptos de Extensión-Restricción y Transgresión-Regresión». Nota interna ENPASA. Dep. de Expl. Serv. de Síntesis.

— (1970).—«Getología del Petróleo en la región de la Mancha y Levante español». *1.as Jornadas Nacionales del Petróleo* (inédito), Madrid.

ROSELLO VERGER, V. M. (1968).—«El macizo del Mondúver». *Estudios Geográficos 29-112-113,* pp. 423-474.

VIALLARD, P., y GRAMBAST, L. (1970).—«Sur l'age poststampien moyen du plissement mayeur dans la chaine Iberique Castillane». *C. R. Somm. Soc. Geol. France,* fasc. 1, pp. 9-10.

VIALLARD, P. (1973).—«Recherches sur le cycle alpin dans la chaine Iberique sud-occidental». *These Scien. Nat. Toulouse Universite Paul Sabatier,* pp. 1-445.

VILLANOVA, J. (1882).—«Reseña Geológica de la provincia de Valencia». *Bol. Soc. Geogr.,* 11.

8.2 BIBLIOGRAFIA DEL CUATERNARIO

ALIA, M. (1972).—«Evolution post-herciniénne dans les regions centrales de la Mesete Espagnole», 24 th. 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, 1956, t. 16, núm. 4, 1957, t. 16, núm. 6, 1957.

ALONSO PASCUAL, J., y PEREZ MATEOS, J. (1961).—«Los arenales costeros del Levante español. Consideraciones de conjunto sobre las tres provincias: Valencia, Castellón de la Plana y Alicante». *II Reunión de Sed. C. S. I. C. Inst. de Edafología*, pp. 167-177.

BRINKMANN, R. (1948).—«Las cadenas Béticas y Celtibéricas del SE de España». *Publ. Extr. Geol. Esp. C. S. I. C.*, t. 4, pp 307-434.

DUMAS, B (1966).—«Les glacis formes de convergence». *Bull. Ass. Geogr. Fr.*, núm. 344-345, pp. 34-47.

— (1969).—«Glacis et croutes calcaires dans le Levant espagnol». *Bull. Ass. Geogr. Fr.*, núm. 375-376, pp. 553-561.

— (1971).—«Alternance de niveaux continentaux climatiques et de hauts niveaux marins sur la cote du Levant espagnol». *Quaternaria*, v. 15, pp. 161-166.

DURAND, J. H. (1959).—«Les sols rouges et les croutes calcaires en Algerie». *Serv. des Etud. Scient. Alger.*, 187 p.

FENELON, P. (1967).—«Phónomenes karstiques». *Mem. et Doc.*, v. 4, 392 p.

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 Neógeno-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 Reun. Nac. del Grup. de Trab. del Cuaternario. Jaca, 1975 (en prensa).

LOPEZ BERMUDEZ, F. (1973).—«Estudio de la vega alta del Segura. Clima, hidrogeología, geomorfología». Tesis Doctoral. Univ. de Murcia.

MESEGUER PARDO, A. (1957).—«Mapa geológico de España E. 1:50.000. Explicación de la Hoja núm. 770, Alcira (Valencia)». *IGME.*

MONTENAT, Ch. (1973).—«Les formations nóogenes et quaternaires du Levant espagnol». These. Paris-Orsay.

REY PASTOR, A. (1948).—«Las costas mediterráneas de la Península Hispánica. Estudio sísmico-geográfico». *Rev. de Geof.*, núm. 26, pp. 125-155.

— (1951).—«Estudio sismotectónico de la región Sureste de España». *Inst. Geogr. y Catastral. Com. Nac. de Geodesia y Geofísica.*

ROSSELLO, V. (1968).—«El Macizo de Mondúver. Estudlio geomorfológico». *Est. Geogr.*, núm. 29, pp. 423-474.

— (1970).—«Clima y morfología pleistocena en el litoral del Mediterráneo español». *Papeles del Dpto. Geogr. Univ. 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 Exper. de Obras Públicas,* 14 pp.

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

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA