



IGME

796**30-31**

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

GANDÍA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

GANDÍA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por FINA IBERICA, S. A., y la Cátedra de Geodinámica Externa de la Universidad de Madrid, con normas, dirección y supervisión del I. G. M. E., habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores:

Mesozoico: Ramón Vegas (Universidad de Madrid), y Javier Pedraza (Universidad de Madrid).

Cuaternario: Caridad Zazo (FINA IBERICA), y José Luis Goy (FINA IBERICA).

Petrografía y bioestratigrafía: Isabel Cabañas (FINA IBERICA), y M.^a Angeles Uralde (FINA IBERICA).

Con la colaboración de G. Defalque (FINA IBERICA) como autor del corte de la Sierra de la Gallinera.

Minerales pesados: M.^a Isabel Hernando.

Sedimentología: Manuel Hoyos.

Macropaleontología: Joaquín Meco.

Con objeto de respetar la redacción sintética de esta Memoria-resumen, rogamos al lector interesado consulte en documentación complementaria los informes sedimentológicos y paleontológicos que justifican las atribuciones cronoestratigráficas aquí indicadas.

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 - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 18.981 - 1975

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

1 INTRODUCCION Y TRABAJOS PREVIOS

La Hoja de Gandía corresponde al extremo nororiental de las alineaciones prebéticas en su interferencia con la costa mediterránea, en el límite de las provincias de Alicante y Valencia. Los relieves estructurales prebéticos representan en este área ejes de pliegues de orientación próxima a E.-O., en los que las barras de calizas mesozoicas destacan sobre áreas margosas miocenas y cretácicas. Estas alineaciones de relieves son truncadas por las llanuras costeras, ampliamente desarrolladas entre Denia y Gandía, con depósitos cuaternarios que rodean los extremos de los relieves calcáreos y se adentran en las depresiones margosas.

Las características geológicas corresponden a la rama oriental prebética en las proximidades del borde más externo respecto a la cadena alpina de plegamiento del sur de la Península. La cobertera mesozoica de esta zona externa se deforma en el acortamiento general finicretácico-Mioceno Medio con un estilo propio de pliegues estrechos, fracturados y vergentes al N., y un efecto importante de despegue en el nivel de evaporitas del Keuper, sumándose a todo esto una importante fracturación en fases tardías continuada hasta la actualidad y en relación con la implantación del actual Mediterráneo.

Los materiales de la cobertera preorogénica (Mesozoico) son incompletos y discontinuos en cuanto a facies indicadoras de un área inestable de sedi-

mentación en un período largo pre-deformación principal. Por el contrario, los materiales de la cobertera sin y postorogénica son más constantes y derivan de la destrucción de la cobertera preorogénica en un período corto de deformación. Los materiales más recientes resultan de la evolución semiestabilizada de esta zona tras el climax de deformación.

Las características generales de esta parte oriental de la zona Prebética son esencialmente las definidas por FALLOT (1948), correspondientes hacia el O. con las definidas por BLUMENTHAL (síntesis de ALASTRUE, 1949). Trabajos más específicos sobre esta zona se deben a DARDER PERICAS (1945) y CHAMPETIER (1965, 1967, 1972).

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 INTRODUCCION

Los materiales mesozoicos están representados por afloramientos de rocas de «facies Keuper» en posición tectónica anómala y por una sedimentación continua desde el Dogger hasta el Senoniense. Sobre este conjunto mesozoico se sitúa discordante un segundo gran ciclo sedimentario compuesto por materiales del Mioceno Medio e Inferior. Posteriormente un extenso recubrimiento cuaternario se extiende desde el borde de los relieves mesozoicos y terciarios hasta el mar.

Los materiales mesozoicos se disponen en tres grandes estructuras: el Jurásico y el Cretácico Inferior en el anticlinal de Oliva; el Cretácico Superior en la alineación de la Sierra de Mustalla y en la Sierra de Segovia, donde aflora además el Mioceno Medio e Inferior y se continúa en la depresión de Pego. El Cuaternario tapiza la llanura costera articulada en suave pendiente con los relieves de las sierras anteriormente citadas.

2.2 TRIASICO

Como en todo el ámbito prebético, los afloramientos atribuibles al Triásico ofrecen una situación tectónica anómala, y salvo citas excepcionales no presentan restos fósiles característicos. Por identidad de características litológicas con otras regiones, los materiales yesíferos abigarrados son considerados como pertenecientes al Keuper, considerando este nivel como zona de despegue en la tectónica de cobertera de los materiales mesozoicos situados por encima de él. Por este motivo nunca aparecen estos materiales en posición estratigráfica correcta, sino involucrados en una implantación «alóctona» en un proceso complicado que puede envolver «klippes sinsedimentarios», inyección a través de fracturas, diapiros trastocados por la tectónica de plegamiento y fractura, etc. En esta implantación alóctona las masas

de margas yesíferas, muy móviles, pueden arrastrar fragmentos de otras rocas triásicas cuya facies calcárea y los excepcionales fósiles encontrados por DARDER (1945) al O. de Oliva en los bloques de caliza, permiten suponer la atribución al Muschelkalk de los afloramientos calizos caóticos encontrados en el seno de las margas irisadas yesíferas de «facies Keuper». DARDER cita la presencia de *Lingula tenuissima*, *Placunopsis teruelensis*, WURM.; *Natica gregaria*; *Myophoria intermedia*, SCHAUR; *Gervilia costata?*, SCHAUR.; *Pseudocorbula gregaria?*, PHILIPPI, y *Mentzelia mentzeli?*, DUNKER.

La posición de estas calizas, cartográficamente irrepresentables, refuerzan la edad triásica de los afloramientos anormales de «facies Keuper».

Dada la posibilidad de existir materiales de diferente edad dentro de estos afloramientos —de hecho así se consideran las calizas negras en bloques caóticos—, aquí se ha considerado que la mayor parte de la masa de margas yesíferas debe corresponder en su mayor parte al Keuper, aunque otras facies semejantes (techo del Buntsandstein o facies Röt y margas intermedias del Muschelkalk) también pudieron estar representadas.

2.2.1 MARGAS IRISADAS, YESOS Y CALIZAS NEGRAS (T_{cg})

Corresponde esta diferenciación cartográfica a los afloramientos de masas de margas yesíferas irisadas que afloran bajo las calizas y dolomías de edad Barremiense-Aptiense a lo largo de la carretera de Oliva a Fuente Encarroz. El otro afloramiento de estas margas se encuentra al SO. de Oliva, en la depresión de Relojar de Oliva. En este último afloramiento las margas yesíferas parecen intruir la masa de arcillitas margosas neocomiense. En el primer caso parece indudable la presencia de este Triásico a favor de un importante «dicrochement» y una falla inversa; se trata, por tanto, de una inyección plástica a favor de fracturas. En el segundo caso parece evidente una situación como «klippe» sinsedimentario.

Por las razones aludidas en el apartado anterior se incluyen estos afloramientos en el Keuper.

2.3 JURASICO

Los materiales de esta edad afloran ampliamente en el núcleo y el flanco meridional del anticlinal de Oliva. Dentro de ellos se ha podido reconocer el Jurásico Superior completo, mientras se admite con reservas la existencia de Dogger en la base de la serie jurásica, en ausencia de criterios paleontológicos determinantes.

2.3.1 DOLOMIAS Y CALIZAS OOLITICAS (J₂)

En el núcleo del anticlinal de Oliva aflora un conjunto dolomítico clara-

mente diferenciable de las calizas, con perisfinctidos oxfordienses. Este nivel contiene la siguiente sucesión:

Techo: Caliza microcristalina oxfordiense.

— 15 m. de dolomías con fantasmas de intraclastos.

— 20,5 m. de calcarenita gravelo-biolástica y caliza oolítica.

— 10 m. de dolomías sacaroideas.

Base no expuesta.

El conjunto del nivel calcarenítico contiene: *Lenticulinas*, *Globochaete* sp., *Saccoma* sp., *Valvulinidos*, *Solenopora*, *Thaumatoporella* y *Protopenelopis*.

La atribución al Dogger, frente a los argumentos expuestos por CHAMPETIER (1968 y 1972), se basa en la posición inferior a los niveles claramente oxfordienses y en la similitud con los materiales datados como Dogger en el anticlinal de Favarete por CHAMPETIER (1972) y GEISTER y GEYER (1968). En esa región los niveles de calizas oolíticas contienen abundante fauna del Calloviense, apareciendo los niveles oolíticos sobre una sedimentación potente de dolomías y por debajo de las calizas oxfordienses.

2.3.2 CALIZAS Y MARGAS CON AMMONITES

Situada por encima del nivel anterior se dispone una potente formación de calizas de aspecto sublitográfico en bancos poco potentes, separados por lechos margosos mucho más estrechos (10-15 cm.). La potencia total es de unos 190 m.

En lámina delgada, los niveles de calizas muestran: *Globochaetes* sp., *Saccocoma* sp., *Cornuspira* sp. y *Lenticulinas*.

En cuanto a macrofauna, CHAMPETIER (op. cit.) describe: *Arisphinctes* sp., *Dichotomosphinctes* sp., *Dischosphinctes* sp. y *Perisphinctes* s.s. (?) sp. para los niveles más bajos, y *Divisiosphinctes bifurcatus*, QU. («Argociense»); *Epipeltoceras bimammatum* («Rauraciense»); *Ochetoceras* gr. *marantianum*, D'ORB.; *O. semiflacatum*, OP.; *Epipeltoceras* gr. *semimammatum*, QU.; *E. berrense*, FAV. y *Orthosphinctes* gr. *occidentalis*, CHOFFAT.

Este nivel debe representar el Oxfordiense y el Kimmeridgiense Inferior y Medio dentro de la serie jurásica del anticlinal de Oliva, teniendo en cuenta la representación regional del nivel dolomítico suprayacente.

2.3.3 DOLOMIAS (J₃₂)

Este nivel, de unos 40-45 m. de potencia global, destaca a uno y otro lado del plano axial del anticlinal de Oliva. Forma un relieve estrecho y continuado en el paraje de Los Buques.

Dentro de este tramo cartografiado se puede distinguir de techo a muro:

- 10 m. de dolomías.
- 6 m. de caliza microcristalina de espongiarios con dolomitización incipiente.
- 24 m. de dolomía muy fina vacuolar.

En las calizas cristalinas, CHAMPETIER (op. cit.) describe restos de Miliólidos, Lamelibranquios y Equinodermos.

Por correlación dentro del contexto regional se atribuye una edad Kimmeridgiense Superior.

2.3.4 CALIZAS MICROCRISTALINAS (J₃₃)

Este tramo constituye la mayor parte del afloramiento jurásico de los relieves de Cuatelles. En conjunto se trata de calizas microcristalinas y calcarenitas con dolomitización incipiente hacia la base y aspecto monótono. La potencia global es de 150 m.

En lámina delgada presentan: *Trocholina* cf. *elongata*, *Clypeina jurassica*, *Nautiloculina*, *Nautiloculina* cf. *oolitica*, *Pseudocyclammina* cf. *lituus*, *Clypeina* y, además, restos de Espongiarios, Lamelibranquios, Equinodermos y Gasterópodos.

Por su situación bajo una formación calcomargosa en cuyos tramos superiores se puede fijar el límite Portlandiense-Neocomiense, se admite una edad portlandiense para esta formación.

2.3.5 CALIZAS Y MARGAS (J₃₃-C₁₁)

Con este tramo comienza a marcarse una sedimentación de carácter más detrítico, con la aparición de elementos claramente alóctonos en los bancos calcáreos (moscovita, turmalina y granos de cuarzo).

En conjunto se trata de una formación de aproximadamente 70 m. de calizas microcristalinas, a veces nodulosas y bioclásticas, con algunos lechos subordinados de margas, arenisca caliza y caliza arcillosa.

En lámina delgada presentan *Nautiloculina* y *Clypeina*.

Este conjunto calcáreo debe representar el Portlandiense terminal y el comienzo del Barremiense, pues a falta de argumentos paleontológicos únicamente se puede asegurar que el nivel detrítico inmediatamente superior continúe ya fósiles neocomienses. De esta manera el límite superior del Jurásico aparece mal datado e impreciso, pudiéndose colocar dentro de esta serie calcomargosa a falta de otros criterios.

2.4 CRETACICO INFERIOR

Aparece ampliamente desarrollado en el flanco meridional del anticlinal de Oliva (Sierra Gallinera) y redondeando los afloramientos jurásicos entre

Oliva y Fuente Encarroz. Se trata de una sedimentación potente tras la regresión Portlandiense-Berriasiense, con una primera formación margosa neocomiense que da paso a una nueva formación de calizas y dolomías cuyo límite con las dolomías del Cretácico Superior se ha establecido en un estrecho nivel de margas con Orbitolinas. La determinación de los límites inferior y superior resulta problemática, así como la delimitación de niveles cartográficos de valor regional dentro del tramo superior de calizas y dolomías de «facies urgoniana».

2.4.1 CALCARENITAS Y PSAMITAS (C₁₁₋₁₂)

Este tramo representa una verdadera ruptura estratigráfica, acentuándose el carácter detrítico del Jurásico terminal.

Este tramo eminentemente detrítico se compone de calcarenitas, calizas arenosas y psamitas calcáreas de desarrollo irregular. Es mucho más potente al este de un importante «decrochement» que desplazó el eje del anticlinal.

En la vertiente septentrional de Sierra Gallinera se puede observar la siguiente sucesión:

Techo: Arcillitas margosas (Valanginiense-Barremiense).

- 26 m. de alternancia de calcarenitas bioclásticas y margas arcillo-arenosas.
- 20 m. de calizas arenosas y arenisca calcárea, a veces con cemento ferruginoso y dolomítico.
- 16 m. de calcarenita bioclástica nodulosa.

En lámina delgada contienen: *Trocholina elongate*, LEUP.; *T. alpina*, LEUP.; *Pseudocyclammina* cf. *lituus*, YOK., y *Pseudocyclammina* sp.

En los niveles de margas arcillo-arenosas situadas hacia el techo, CHAM-PETIER (1968) cita la siguiente macrofauna: *Terebratula sueiri*, PICTET; *T. moutoniana*, D'ORB.; *T. russilensis*, COS.; *Echinobrissus* cf. *bourguignati*, D'ORB.; *Toxaster seynensis*, LAMB.; *Exogira coulini*, D'ORB.; *Plicatula mac-phersoni*, NICK, *Zeilleria moreana*, D'ORB.; *Alectryonia rectangularis*, ROM.; Gasterópodos, restos de *Ostreas* y fragmentos de *Belemnites* inclasificables.

El techo del tramo superior de este nivel está formado por un verdadero «hard-ground» ferruginoso.

Las asociaciones faunísticas y la posición en la columna estratigráfica inducen a considerar una edad Berriasiense-Valanginiense para este tramo detrítico.

2.4.2 ARCILLITAS MARGOSAS (C₁₂₋₁₄)

Sobre el tramo detrítico anterior comienza una sedimentación masiva de arcillitas más o menos margosas, masivas, con una potencia de 180 m.

Estas arcillitas ocupan una gran extensión en las depresiones próximas a Oliva, donde son tradicionalmente explotadas en la producción de cerámica para la construcción. Al otro lado del «decrochement» que limita los relieves de Almuchid se continúan en dos franjas deprimidas a uno y otro lado del eje del anticlinal.

Dentro de la gran masa arcillosa se pueden distinguir dos tramos de coloración distinta, difícilmente diferenciables por la mezcla de color en los deslizamientos de ladera. El tramo inferior es de tonos oscuros azulados y de una potencia aproximada de unos 130 m. El tramo superior es de tonos más claros, casi blancos, y tiene una potencia de unos 50 m.

En el tramo oscuro inferior, CHAMPETIER (1968) describe una lista exhaustiva de hallazgos de macrofauna distribuidos desde la base hasta el techo. En la parte más inferior de las margas oscuras cita:

Rhynchonellae (indet.); *Terebratula essertensis*; *T. russilensis*, DE LOR.; *T. dutempleana*, D'ORB.; *T. moutoniana*, D'ORB.; *Sellithyrus* cf. *sella*, SOW.; *Modestella* cf. *faba*, SOW.; *Temasella* cf. *judii*, WALKER; *Zeilleria moreana*, D'ORB.; *Exogyra couloni*, D'ORB.; *Alectryonic rectangularis*, ROM.; *Plicatula macphersoni*, NICK.; *Trigonia* sp.; *Pseudobelus bipartitus*; *Hibolites pistilliformis*, BLAIN, y *Montlivaltia*, sp.

En el centro del tramo oscuro el mismo autor cita:

Terebratula dutempleana, D'ORB.; *T. essertensis*, PRETECT; *Modestella* cf. *faba*, SOW.; fragmentos de *Exogyra couloni*, D'ORB.; *Plicatula* sp.; *P. onacphersoni*, NICK.; *Toxaster* cf. *amplus*, DESOR.; *Neocomites* cf. *trezanensis*, SAYN.; *Neolisoceros grasi*, D'ORB.; *Olicostephanus* sp., y Gasterópodos.

Mientras en la parte más alta próxima al nivel de arcillas margosas blancas CHAMPETIER (op. cit.) describe:

Terebratula russilensis; *Alectryonic rectangularis*, ROM.; *Ostreas*; *Toxaster neocomiensis*, D'ORB.; Espículas de Equínidos; Belemnites; *Neocomites neocomiensis* cf. var. *subquadrate*, SAYN.; *Dymorphocaenia crassiepta*, D'ORB., y *Montlivaltia* sp.

En las margas blancas situadas por encima de los niveles oscuros el mismo autor encuentra:

Holodiscus camelinus, D'ORB.; *Melchiorites* sp.; *Barremites strettostena*, UHLIG.; *Leptoceras cirtae*, COQ.; *Subpulchellina sauvageaui*, HERM.; *Heteraster oblongus*, D'ORB.; *Toxaster neocomiensis*, D'ORB., y restos de Gasterópodos.

Parece evidente que si no existe mezcla de fauna los niveles más bajos de las arcillitas oscuras corresponden al Valanginiense-Hauteriviense. Una

parte de los tramos más altos de las margas oscuras y claramente las arcillitas blancas pertenecen ya al Barremiense.

2.4.3 CALIZAS BIOCLASTICAS Y DOLOMIAS (C₁₄₋₁₆)

Dentro de este tramo cartográfico se incluye la sedimentación calcárea y en parte dolomítica correspondiente a los niveles más altos del Cretácico Inferior en «facies urgoniana», y con una potencia global de unos 380 m. Se incluyen, por tanto, todos los niveles carbonatados situados por encima de la formación arcillo-margosa.

Hacia la base, la formación presenta tramos fundamentalmente calizos con abundante fauna. Se trata de unos 100 m. de calizas margosas, calizas grises y calcarenitas con restos de Lamelibranquios, Braquiópodos, Equinodermos, Ostrácodos y Miliólidos. CHAMPETIER (1968) cita la siguiente microfauna: *Salpingoporella mühlbergi*, LORENZ; *Lituola* sp.; *Atoxiogyroidina* sp. (f), y *Orbitolina* (s.l.) sp. (f). En un nivel de calizas puras describe por su parte: *Gavelinella* sp. (f), *Orbitolina* sp. (f), Textuláridos; Miliólidos, restos de Ostrácodos, Lamelibranquios y Braquiópodos.

Sobre este tramo calcáreo se desarrollan otros 100 m. de dolomías calcáreas, las cuales presentan hacia el techo de nuevo más 30 m. de calizas progresivamente menos dolomitizadas, que contienen abundantes Orbitolinas: *Iraquia minima*, *I. rubiensis*, *I. simplex* (f), *I. nor.* sp. aff. *valentino* (m.f.), *Cuneolina* sp. y *Orbitolina* gr. *texana* (m.f.). Esta asociación, según MOULLADE (in CHAMPETIER, 1968), indica el Aptiense Superior y quizá el principio del Albiense.

El tramo más superior de la formación calizo-dolomítica está formado por unos 120 m. de dolomías con un paquete superior (20 m.) de calizas blancas que contienen, según CHAMPETIER (1968), *Ataxiogyroidina* (f) y *Textulariella* (f).

En cuanto a la edad de esta formación de facies urgoniana se puede precisar únicamente su posición por encima del tramo margoso donde comienza el Barremiense y comprende el Aptiense y el Albiense, no pudiéndose precisar el límite Aptiense-Albiense.

2.4.4 MARGAS OCRES CON ORBITOLINAS (C₁₆³)

Este nivel de escasa potencia (máx. 10 m.) tiene el valor cartográfico regional de separar el tramo de calizas albo-aptienses de la gran masa dolomítica del Cretácico Superior. En esta zona se trata de un nivel de margas ocres enmascarado muchas veces por los derrubios de calizas y situado al N. de Forná, a media ladera del flanco sur de El Tosalet de la Plana, marcando el comienzo de la dolomitización cenomaniense-turoniense.

2.5 CRETACICO SUPERIOR

Los materiales del Cretácico Superior afloran ampliamente formando los relieves de las Sierras de Mustalla, Segaria y Negra. Con excepción de los niveles calizos y margosos senonienses, todo el conjunto es de aspecto masivo y oscuro (Sierra Negra), sin posibilidad de establecer diferenciaciones cartográficas. Por otra parte, la intensa dolomitización impide toda datación paleontológica para el conjunto de dolomías masivas.

2.5.1 DOLOMIAS MASIVAS (C₂₁₋₂₂)

Representan una formación muy potente, de unos 280 a 250 m., compuesta por dolomía oscura muy fracturada de tamaño de grano medio con algunos niveles de mayor contenido arcilloso. Ocupa una gran extensión en el flanco septentrional del sinclinal de Pego, con suaves inflexiones que aumentan la extensión de afloramiento.

En esta masa dolomítica debe encontrarse el Cenomaniense y el Turo-niense por encima del nivel margoso, con Orbitolinas y bajo un paquete de margas y calizas con fauna del Senoniense.

2.5.2 MARGAS CON INOCERAMUS (C_{m23-26})

En el techo de la dolomitización aparecen algunos replanos de la Sierra de Mustalla y Sierra Negra, en los que se conservan episodios margosos con lechos de micritas bioclásticas y calizas arenosas con pellets. La potencia de esta serie calcomargosa es de unos 30 m. En lámina delgada presentan: *Globotruncana primitiva* 2, *Stomiosphaeras*, *Pithonellas*, *Globigerinas*, *Gümbelinas* y restos de Equinodermos.

En cuanto a macrofauna se han identificado:

Micraster brevis, DESOR. (Coniaciense); *Solenoceras ibericus*, HEINZ (Maestrichtiense), y *Solenoceras europaeus*, HEINZ (Maestrichtiense).

2.5.3 CALIZAS MICROCRISTALINAS (C₂₃₋₂₆)

Por encima de los niveles calcomargosos se sitúa de nuevo una formación calcárea de considerable potencia (300 m.), compuesta por biomicritas que contienen *Inoceramus*, *Globotruncanas* sp., *G. arca*, *G. lapparenti* y *G. calciformis*.

Este nivel calizo forma el escarpe agudo de las Sierras de Segaria y su prolongación hacia el O., y además el flanco septentrional del sinclinal mioceno de Pego.

La edad de este tramo debe considerarse sin duda como el techo del Senoniense.

2.6 MIOCENO

Los materiales miocenos afloran en discordancia sobre los términos superiores del Cretácico (sinclinal de Pego) y sobre las calizas albo-aptienses al N. de Forná.

Estos materiales alcanzan un gran desarrollo en la llanura de Pego y se componen de dos tramos bien diferenciados. En la base se sitúan conglomerados, que pueden faltar, y por encima margas blanquecinas semejantes a las facies Tap de toda la región levantina.

2.6.1 CONGLOMERADOS (T_1^{Ba})

Este nivel constituye un conglomerado generalmente monogénico, con cemento calcáreo con cantos de biomicrita y biomicrita arenosa, fundamentalmente proveniente del Senoniense (asociaciones faunísticas del mismo). La potencia es de 150 a 200 m. Este conglomerado puede pasar lateralmente a un lecho de caliza biodetrítica.

Se atribuye al Mioceno Inferior por su posición bajo las margas, cuya edad puede fijarse como Langhiense.

2.6.2 MARGAS BLANCAS (T_{11}^{Bb})

Se trata de una serie alternante de margas blancas y arcillas margosas blancas, con algunos niveles arcillosos y una potencia de 200 m. Hacia la base parece contener una mayor proporción detrítica, con aparición de estratificación entrecruzada.

En levigado estas margas contienen:

Praeorbulina glomerosa, *Globoquadrina altispira*, *G. dehiscens*, *Globigerinoides trilobus*, *G. sicanus*, *G. cf. subquadratus*, *G. sacculifer*, *G. venezuelana*, *G. praebulloides*, *Elphidium ortenburgensis*, *Nonion soldanii*, *Cibicides*, *Nodosaria*, *Pleurostomella*, *Globorotalia obesa*, *G. praemenardii* (cf. *G. archaemenardii*), *Globigerinita naparimaensis*, radiolas de Equinodermos, Radiolarios y espiculas.

La edad se deduce como Langhiense.

2.7 CUATERNARIO

2.7.1 INTRODUCCION

El Cuaternario de la Hoja, formado en su mayor parte por depósitos continentales, desciende desde los relieves en suave pendiente hacia el mar, formando en su conjunto un glacis de acumulación en el que la incisión de los barrancos no es fuerte y cuyo frente está recortado por una serie de albuferas que, desde Castellón, forman una orla casi continua, paralela al litoral. Cordones dunares o litorales forman las bandas de cierre de estas formas lagunares.

En el límite S. de la Hoja comienzan a aparecer los depósitos marinos que, hacia Alicante, van adquiriendo importancia.

2.7.2 ANTECEDENTES

Dentro del Levante español es quizá la costa valenciana la menos estudiada desde el punto de vista del Cuaternario. Enumeraremos algunos trabajos que, referidos a ellas o a zonas limítrofes, consideramos los más importantes:

- BRINKMANN (1948), en un amplio trabajo se refiere también a los movimientos acaecidos desde el Plioceno. La fase Rodánica (Plioceno Inferior-antes del Cuaternario) afectó a las zonas centrales y norte de Valencia, con corrimientos S-SO.-SE. La penillanura del Plioceno Superior se fragmenta y se desplaza por una serie de fallas paralelas al litoral que la hacen descender en graderío hacia el mar, durante la fase Waláquica (Plioceno Superior-Cuaternario). La existencia de movimientos «diluviales» hace que los ríos se encajen más de 200 m., mientras que la zona costera se hunde. Movimientos «aluviales» conducen a una inmersión 1-1,5 m. en la región de Calpe en tiempos postromanos, que no reconoce en Gandía, Valencia y Sagunto.
- GIGOUT, M. (1959): Un glacis principal poligénico es el modelado de las acumulaciones cuaternarias del Levante. Las acumulaciones de limos y aluviones estarían favorecidas por la existencia de climas húmedos.

En Las Rotas (Denia) da un Cuaternario marino a +10 m. y otro a +4 m., considerándolos del Cuaternario Antiguo o Medio.

- ALONSO PASCUAL, P., y PEREZ MATEOS, J. (1961) hacen un estudio mineralógico en las arenas costeras de Valencia, Castellón y Alicante. La red fluvial es prácticamente carente en piroxenos, excepto el río Palancia y el Amadorio, por drenar ambas zonas de roquedo eruptivo, por lo que la presencia de estos minerales entre Saler-Perellonet y Perelló-

Mareny Vilches es debida a las corrientes litorales NE.-SO. que los arrastrarían desde las Columbretes.

- MENENDEZ AMOR, J., y FLORSCHUTZ, F. (1961) hacen un estudio y datación por C_{14} en la turbera de Torreblanca (Castellón). Con una profundidad de la muestra comprendida entre 4,20-1 m. encuentran representados desde la mitad del Atlántico, 6.280 ± 85 años; mitad del Subboreal, 4.120 ± 60 años, hasta la primera mitad del piso Subatlántico, 1.670 ± 45 años.
- SOLE SABARIS, L. (1961) señala los niveles marinos en el Levante español y balear. En la costa de Valencia, el Cuaternario marino se halla bajo el mar. Admite un hundimiento reciente para la mitad septentrional de la costa mediterránea española hacia el N., con excepción del ligero abombamiento de la costa tarraconense. El gran óvalo que dibuja en su trazado sería debido a un hundimiento intracuaternario.
- DUMAS, B. (1969) hace un estudio en la región de Alicante de las costras calcáreas que van asociadas a los distintos glaciares que aparecen en la zona. El período de excavación es favorable a la formación de costras.
- ROSSELLO VERGER, V. (1970) da una serie de datos en los que se reflejan los cambios climáticos acaecidos en el Mediterráneo. En Denia señala la existencia de *Strombus bubonius* bajo el nivel del mar.
- DUMAS, B. (1971) cita cerca de Denia, en Las Rotas, un depósito conglomerático con fauna marina sobre una superficie de abrasión. Edad anterior al Würm.
- ROSSELLO VERGER, V. (1972) marca subsidencia en la zona de la Albufera de Valencia, frente a la que se extiende una línea de escollos ¿Tirreniense? a —20 m. En la actualidad, el hundimiento ha cesado o es muy lento. El curso del Júcar, en su tramo final, ha sufrido varios cambios hasta su configuración actual, ya que anteriormente desembocaba en la Albufera.

2.7.3 DEPOSITOS CUATERNARIOS

Para su estudio los dividimos en dos grupos: continentales y marinos.

2.7.3.1 Depósitos continentales

2.7.3.1.1 Manto aluvial antiguo (Q_{11}^{Me})

En la rambla Gallinera y en algunos barrancos que excavan lo suficiente, es posible observar, cerca de los relieves, su base formada por un conglomerado de cantos redondeados de caliza fuertemente encostrado, recubierto

en parte por los materiales aluviales, entre los que se observa algún bloque de dicho depósito arrancado aguas arriba; la matriz es fundamentalmente limosa, de un color rosado que a veces pasa a rojo oscuro. Recubriendo a este depósito hay una costra rosada discontinua, de unos 8 cm. de espesor, que separa otro aporte del mismo tipo que está cementado, pero no encostrado.

Estos depósitos se formarían durante crisis violentas de rhexistasia por escurrimientos de agua que no estarían relacionados con el trazado actual de los arroyos.

2.7.3.1.2 *Calizas pulverulentas* (Q_{12}^{cp})

Al O. de Fuente Encarroz, cerca del límite de la Hoja, se observa un depósito de unos 2-3 m. de calizas harinosas blancas con gran contenido en arcilla, que aparecen en otros puntos, carretera Oliva-Fuente Encarroz, en menor proporción, recubiertas por una costra zonal rosada de pocos centímetros de espesor.

Estas costras tienen su origen en fenómenos pedogenéticos, teniendo el valor de paleosuelos, y representan los distintos horizontes B_{ca} de un perfil.

Se distribuyen en regiones con clima mediterráneo seco o semiárido cálido (DUMAS, B., 1969).

En la misma zona hay gran cantidad de caliza tobácea, debido a la existencia de surgencias kársticas cercanas.

2.7.3.1.3 *Coluvión antiguo* (Q_{21}^c)

En la ladera meridional de la loma de Bernat, un depósito coluvional con fuerte pendiente desciende hacia la rambla Gallinera, quedando cortado por ella, con lo que es posible observarlo en detalle. Presenta el depósito una potencia de unos 10 m. y está formado por una brecha cementada de cantos de caliza angulosos, en la que se intercalan varios niveles de costras que podrían corresponder a distintas fases dentro de la misma época de coluvionamiento.

2.7.3.1.4 *Pie de monte* (Q_{21}^L)

Depósitos de corta extensión longitudinal que rodean a los relieves y que podrían considerarse como restos de un glacis antiguo, muy degradado, cuya conservación ha sido posible gracias a las costras que a veces lo recubren.

La litología consiste en una brecha caliza heterométrica, con matriz fundamentalmente arcillosa, aun sin ser despreciables los porcentajes de limo

y arena. Costras hojosas discontinuas se intercalan en el depósito, que a veces presenta una débil costra de recubrimiento.

Entre los minerales pesados más abundantes en las muestras están: turmalina con 85 por 100, estaurolitas y granates, estos dos en menor proporción. Se trataría de un sedimento muy maduro.

2.7.3.1.5 *Glacis de acumulación* (Q_{23}^G)

Representados claramente y sin recubrimiento en la mitad S. de la Hoja, forman una topografía suave con una pendiente de 5-6°.

Pertenecen a los glacis de acumulación con un depósito formado de arcillas rojas limosas, entre las que se intercalan niveles de cantos, subredondeados y heterométricos, de caliza de carácter discontinuo.

Los minerales pesados más abundantes en la muestra son las turmalinas, seguidas por estaurolitas y titanitas, con gran cantidad de opacos, probablemente siderita.

Estas formas se originarían por divagaciones laterales de escurrimientos de agua, que serían los principales causantes de la planitud típica de los glacis (DUMAS, B., 1966).

Climáticamente, la formación de los glacis del S. y SE. español correspondería a un período quasi pluvial (LOPEZ BERMUDEZ, F., 1973).

2.7.3.1.6 *Cubetas de decalcificación* (Q_{31}^{Cu})

En la carretera Pego-Forna, entre los relieves calcáreos, se forma un pequeño polje en el que se acumulan arcillas de decalcificación, «terra rosa», que provienen de la alteración lenta de las calizas. Este paleosuelo ha sufrido, por una parte, una decarbonatación por lavado, y por otra, una rubefacción de las sales de hierro por deshidratación más o menos completa. Las condiciones climáticas más favorables para su formación son climas con tendencia tropical, más cálido que el actual y con alternancia de estaciones: húmeda, que sucede a otra muy cálida, y muy seca.

2.7.3.1.7 *Limos eólicos* ($Q_{32}^{Le}-Q_{33}^{Le}$)

Forman un cordón continuo paralelo al litoral que sirve de cierre a las albuferas que desaguan mediante estrechos canales abiertos en estos depósitos.

En el límite N. de la Hoja, siguiendo el camino Alquería de Chuts hacia la costa, y, mejor aún, en la trinchera de la nueva carretera, pasando el Cami Nazaret (Hoja de Alcira, Hoja de Levesa), es posible observar, en un corte de 4,5 m., un depósito formado por unos limos grises, eólicos con «poupées calcaires», sobre el que se instala un paleosuelo negruzco de

0,5 m. de potencia, que a su vez es recubierto por 2 m. de limos eólicos pardos con «poupées calcaires».

2.7.3.1.8 *Limos grises de albufera* (Q_{34}^{Lg})

Se distribuyen como una orla continua, a veces sin representación cartográfica, rodeando la albufera. Estos materiales, desecados al disminuir el agua de la «laguna», se depositaron sobre las turbas, y, en ellos, la materia orgánica acumulada, restos de Charáceas, etc., les da a veces un olor fétido. El porcentaje de carbonatos es de un 47 por 100, pudiendo considerarse como limos carbonatados, ya que la fracción arena está representada tan sólo por un 7,5 por 100, del que hay que descontar un 4,57 por 100 de carbonato cálcico detrítico.

2.7.3.1.9 *Depósitos de albufera* (Q_{34}^A)

Aunque bajo esta sigla designamos tan sólo a los depósitos de turba, pertenecen también a albufera los limos grises Q_{34}^{Lg} que ya hemos descrito.

En las dos albuferas cartografiadas en la Hoja aparecen, debajo de unos fangos orgánicos negros y grises, depósitos de turba, que hacia los relieves alcanzan mayor potencia. Se formarían cuando las albuferas, mediante un cordón litoral o dunar, quedaran completamente aisladas del mar, que en algunos casos rompió la barrera sedimentando arenas que, a veces, se encuentran como lentejones entre los depósitos turbosos.

2.7.3.1.10 *Terrazas* (Q_m^{Tn})

El río más importante de la zona es el Serpis, que presenta tres niveles de terraza dentro de la Hoja, con alturas relativas de 2, 5 y 10 m. Coincidiendo esta última con la parte superior del abanico aluvial.

Estos niveles están formados por cantos, en su mayor parte de caliza, bien redondeados y heterométricos, como corresponde a un régimen de rambla; en algunos casos el depósito se presenta cementado.

En la rambla Gallinera se observan los mismos niveles con características similares.

2.7.3.1.11 *Abanicos aluviales* (Q_{35}^{Ab})

Aparecen tres ejemplos en el mapa: tramo final del Serpis, Gallinera y Girona. Su contorno típico triangular se debe a que se han formado cuando las fuertes precipitaciones, en las zonas de cabecera, han originado gran cantidad de material detrítico, que el arroyo, al salir a la llanura prelitoral

de suave pendiente, desparrama radialmente por una pérdida gradual en su capacidad de transporte.

2.7.3.1.12 *Limos de inundación* (Q_{41}^{Lj})

Al N. de Gandía, el barranco de San Nicolás aporta unos limos arenosos pardos, en los que se encuentra algún canto suelto de caliza, que recubren parte del abanico aluvial que formaría el Serpis en su desembocadura. Se formarían en una época en que, a causa de fuertes precipitaciones, dada la poca excavación vertical del arroyo, tuviese lugar un desbordamiento de éste.

2.7.3.1.13 *Derrame de glacia* (Q_{41}^{Pg})

Se han cartografiado dos manchas que corresponden al derrame de glacia, una a la altura de la albufera, bordeando el frente de glacia de acumulación; su aspecto es de limos pardos con cantos calizos bastante redondeados, debido al alejamiento del relieve.

La otra mancha está situada en la parte SE. de la Hoja, en el puerto de Denia, encontrándose dentro del glacia, en una depresión de pequeño tamaño; su aspecto es similar al primero, aunque con menor número de cantos. El análisis sedimentológico-mineralógico da un porcentaje de 44 por 100 de arena, concentrada fundamentalmente en la fracción fina; 29 por 100 de limo y 27 por 100 de arcilla. Dentro de los minerales pesados transparentes predomina la turmalina, seguida de estauroilita, cuyos granos se presentan muy rodados, lo que indica una mayor alteración en el depósito, que podría considerarse como bastante maduro. Por otra parte, es la única muestra que presenta piroxenos (augitas), que, según ALONSO PASCUAL y PEREZ MATEOS (1961), no existen en los ríos de esta región a excepción del Palancia, por lo que la presencia de este mineral en el depósito nos hace pensar que ha sufrido un retoque marino, ya que las corrientes litorales NE-SO. los habrían transportado desde el Palancia o Columbretes.

2.7.3.2 **Depósitos marinos**

2.7.3.2.1 *Rasa marina* (Q_{22}^R)

En Las Rotas, Denia, sobre el depósito de pie de monte o glacia antiguo se instala una rasa marina de +3,5 — 4 m., que se continúa más al S. (Hoja de Jávea), donde este nivel erosivo pasa a formar un depósito de cantos de caliza redondeados, con matriz arcillosa roja (potencia, 2,5 m.), entre los que hay restos de Ostreidos, Pectínidos, etc., y huellas de Litófagos, recubierto por una costra calcárea de pocos centímetros. En la base de la formación aparecen los depósitos de pie de monte, que quedan separados de los marinos por otra costra calcárea de débil espesor.

2.7.3.2.2 Depósito marino (Q₄₂^M)

En el puerto de Denia, la rasa de +4 m., que queda cortada en acantilado vivo en la mayor parte de su recorrido (Las Rotas), presenta a veces adosado, en la base del escarpe, un depósito formado por margas arenosas grises con fauna marina de poca extensión y cuya altura máxima es de 0,60 m. Entre las especies encontradas: *Cardium glaucum*, BRUG.; *Ostrea edulis*, L.; *Diplodonta rotundata*, MONT., y *Gourmya vulgata*, BRUG.

2.7.4 TECTONICA

Al no haber en los depósitos de esta Hoja pruebas directas de la existencia de neotectónica, el estudio se tiene que realizar globalmente, tomando como unidad todo el óvalo valenciano y de su estudio deducir consecuencias particulares.

Al cesar la compresión de los movimientos alpinos se producen hundimientos de bloques de terreno con formas más o menos redondeadas, que dieron origen a los óvalos costeros, los cuales están muy relacionados con fenómenos volcánicos y sísmicos. En particular el de Valencia, según REY PASTOR (1948), ha tenido lugar al romperse el eslabón de enlace alpino entre la Penibética y las Baleares, limitado al N. por el Cabo de Oropesa y al S. por el de San Antonio. La sismicidad de esta zona es media, aumentando de N. a S. a medida que nos aproximamos a las Béticas.

La Hoja estudiada está situada en la parte S. del óvalo, por lo que participa de la inestabilidad del sector meridional. Como ejemplo diremos que existen epicentros sísmicos recientes en los alrededores de Valencia, Játiva, Alcirra, Algemesí, Onteniente y Daimuz (dentro de la zona de estudio), todos ellos posiblemente relacionados con líneas sismotectónicas o con fracturas en el límite entre los sistemas Ibérico y Bético. Según BRINKMANN (1948), en la fase waláquica, Plio-Cuaternario, se forma un sistema de fallas que hace descender escalonadamente a la penillanura pliocena, parte de la cual queda sepultada por los materiales cuaternarios litorales.

Los sedimentos costeros, objeto de estudio, han sufrido durante el Pleistoceno y Holoceno movimientos positivos y negativos perfectamente perceptibles, estudiando la estratigrafía y morfología de la zona.

El estudio de los niveles marinos y continentales del óvalo valenciano permite apoyar la idea de un hundimiento mayor en la desembocadura del Júcar. Los niveles marinos son muy escasos, con representación en Oropesa-Cullera y al E. de Denia. La zona intermedia presenta un nivel sumergido (ROSSELLO, V., 1972) a —20 m., posiblemente Tirreniense, de lo que se deduce la existencia de movimientos posteriores a dicha época.

Otra teoría para explicar la no presencia de niveles marinos altos en esta zona sería la de la flexión continental, que elevaría la parte del interior

del continente y hundiría progresivamente las zonas próximas a la línea de costa actual. El eje de la flexión coincidiría prácticamente con el trazado del litoral actual.

Posiblemente sea la acción conjunta de hundimiento por subsidencia y flexión continental la causante de la distribución de niveles marinos y continentales.

La morfología actual refleja, para el Holoceno, una época de reposo o ligera inestabilidad.

2.7.5 CRONOLOGIA

La ausencia de cortes profundos, fósiles e industria impide realizar una cronología exacta. Tan sólo las fases de encostramiento, la estratigrafía de pequeños cortes y los niveles de terrazas han ayudado a una seriación de los distintos materiales continentales encontrados en la zona.

En cuanto a los depósitos marinos, dada su fauna trivial, es imposible situarlos en un piso determinado, ya que el valor altimétrico no es un dato exacto en una zona inestable. Sin embargo, la existencia en Denia de un depósito con *Strombus bubonius* (ROSSELLO, V., 1970) sumergido, implica en esta zona un hundimiento con respecto a la costa más al S., donde aparece emergido a alturas variadas, lo que nos hace suponer el nivel de +4 m. más antiguo de lo que correspondería a su altura, probablemente entre el Tirreniense II y los depósitos de pie de monte sobre los que se instala.

El nivel de 0,60 m. con fauna trivial indica un depósito muy reciente, debido a una ligera oscilación positiva del mar, probablemente post-flandriense.

3 TECTONICA

Los materiales mesozoicos y terciarios están deformados, según una tectónica de estilo de cobertera con despegue en el nivel evaporítico del Triás Medio. En esta región, el sentido de empuje («sens de poussée») está dirigido hacia el N., produciéndose pliegues en dirección E.-O. con tendencia a verger hacia el N. Una reactivación de este empuje hacia el N. produce despegues en los núcleos sinclinales con sedimentos de edad miocena, con el consiguiente efecto de cobijaduras de los materiales margosos miocenos bajo los materiales coherentes del techo del Cretácico. Una intensa fracturación posterior, con reactivación de «déchirements» de zócalo, produce la complicación actual de los ejes de pliegues «prebéticos», además de un efecto de diapirismo de las masas yesíferas triásicas, cuya

acción ha debido interferir desde el Jurásico hasta la actualidad (incluido el efecto de despegue), la tectónica de plegamiento y fractura (posiblemente las masas diapíricas estén relacionadas con los «decrochements» de fondo reactivados, de acuerdo con MOSLEY, 1973).

3.1 TECTONICA DE PLEGAMIENTO

Las deformaciones de plegamiento se resuelven en esta región en pliegues de gran radio con charnelas más apretadas, localizadas en alineaciones continuas de dirección E.-O. que atraviesan la totalidad de la Hoja hasta desaparecer ante la llanura costera.

Dentro de estas estructuras destaca el *anticlinal de Oliva*, en el cual aflora el Jurásico Medio y en cuyo flanco meridional se dispone una serie continua que alcanza el Cretácico Superior. Se trata de una estructura de charnela apretada y fallada en el flanco septentrional (flanco corto truncado), mientras al S. se desarrolla un «flanco largo» con algunas inflexiones. No se observan estructuras menores de deslizamiento. El flanco meridional presenta un claro ejemplo de «dip-slope» (Sierra de Gallinera) como control de la morfología estructural de esta zona.

En este flanco largo, indicador de la vergencia norte del pliegue, se produce una suave flexión anticlinal en el seno de las dolomías del Cretácico Superior. Esta flexión constituye el relieve de la Sierra de Mustalla construido sobre la masa dolomítica. Tras esta flexión anticlinal se instala una depresión amplia en desarrollo sobre materiales margosos miocenos que afloran en posición sinclinal y cuya alineación se denomina aquí sinclinal de Pego.

La existencia de la masa margosa discordante sobre los niveles del techo del Cretácico Superior, dispuesta en una «topografía sinclinal» anterior, causa un importante efecto de despegue y cabalgamiento en el apretamiento post-Langhiense de las estructuras. Este apretamiento produce el frente continuo de cabalgamiento del flanco septentrional del sinclinal de Pego (relieves del castillo de Gallinera). Esta complicación estructural se encuentra dentro del estilo general de empujes dirigidos al N. (¿en varias fases?). Al este de una importante fractura de desgarre, el sinclinal de Pego aparece como una estructura apretada, un sinclinal volcado, cuyo flanco meridional cabalga sobre el núcleo mioceno. Las calizas senonienses de este flanco forman el frente de relieve de la Sierra de Segaria.

Las estructuras de plegamiento marcan, por tanto, una vergencia N., con cabalgamiento del flanco meridional del sinclinal a favor de los materiales diferencialmente más móviles del Mioceno. Del estilo tectónico y la existencia de materiales sin-tardiorogénicos se deduce la existencia de un apretamiento póstumo, en el que resultan involucrados los materiales neógenos.

3.2 TECTONICA DE FRACTURA

El estudio de las deformaciones de fractura se puede abordar teniendo en cuenta la génesis de las diferentes líneas de fractura y su colocación en el tiempo.

Por una parte existen importantes fracturas de desgarre que compartimentan los afloramientos mesozoicos y terciarios y cuya génesis primera ha de buscarse en accidentes de zócalo más antiguos, reactivados en la época de deformación de la cobertera. Estos accidentes afectan no sólo a la sedimentación de las series mesozoicas (época pre-orogénica), sino también a la cobertera ya rigidificada y plegada (desgarre y desplazamiento lateral de las estructuras prebélicas), e incluso sirven de líneas de debilidad en la época de descompresión postmiocena (post-Langhiense), siendo entonces la trama de la tectónica de bloques reciente (relieves escalonados y «escarpes de fractura»). El control de estos «decrochements» se puede realizar por medio del desplazamiento de los afloramientos mesozoicos. Dentro del territorio de la Hoja se pueden delimitar dos importantes líneas de desgarre que trasponen las estructuras mayores y cuya dirección es NNO.-SSE., con una ligera convexidad hacia el SO. Otras líneas de desplazamiento lateral y con dirección N.-S. aparecen subordinadas al sistema NNO.-SSE. Sobre la importancia de estos accidentes es preciso resaltar su conexión a pliegues «anormales» en la región de Bernía y al N. de la Hoja, en la región de Jaraco (CHAMPETIER, 1972). Parece evidente la conexión entre fenómenos diapíricos, pliegues transversos y «decrochements», de acuerdo con las observaciones de MOSLEY (1973) al N. de Benidorm.

En cuanto a las fracturas de desplazamiento vertical, se puede considerar una evolución de fallas inversas a cabalgamientos dentro de la fase (o fases interrumpidas) de compresión que dio lugar al plegamiento de los materiales mesozoicos y terciarios. La evolución a cabalgamiento (de flecha modesta, por otra parte) representa una reactivación póstuma de apretamiento de estructuras pre-miocenas, con deformación final del Mioceno Inferior y Medio. Las fallas normales, por último, representan la evolución final del área emergida y rígida con la formación del reborde costero.

3.3 RELACION DE LAS DEFORMACIONES EN EL CONTEXTO REGIONAL

El estilo de las deformaciones anteriormente descritas permite definir un área «prebélica» donde los pliegues son relativamente sencillos, orientados E.-O. y con cabalgamiento del flanco corto de los sinclinales a favor de los materiales miocenos que rellenaban una depresión sinclinal previa (clara discordancia entre la base del Mioceno y el Cretácico terminal).

El afloramiento de rocas evaporíticas triásicas entre Fuente Encarroz y

Oliva se puede relacionar con la fracturación del flanco septentrional del anticlinal de Oliva y la incidencia de un importante «decrochements», según el esquema propuesto en el apartado anterior.

La región comprendida entre Denia y Gandía está flanqueada al N. por una zona de pliegues en domo (CHAMPETIER, 1972) de la región de Jaraco y Barcheta, en el borde del área prebética, y al S. por un área de afloramientos diapíricos e importantes cabalgamientos (RIOS, et. al., 1958 y 1961, y MOSLEY, 1973), delimitándose una zona tectónica de características propias en este extremo oriental del borde prebético.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales aflorantes en el territorio de la Hoja permiten establecer el siguiente bosquejo de la sucesión de episodios de sedimentación y deformación.

Las facies evaporíticas del Keuper indican un ambiente de sedimentación sublagunar instalado sobre un área continental con depósitos terrígenos en zonas deprimidas (distensión posthercínica).

Tras un período cuya sedimentación no aflora en la zona estudiada, se depositan las dolomías y calizas oolíticas del Dogger, las cuales muestran un área lagunar escasamente comunicada con el mar abierto, produciéndose una dolomitización sobre áreas salobres. Las calizas oolíticas se forman en contacto de los aportes fluviales con las corrientes de marea (por concentración de los oolitos ferruginosos de origen fluvial). Las condiciones lagunares van evolucionando lentamente a una invasión del mar. Esto corresponde a un hundimiento paulatino de los bordes de la plataforma hercínica (SE. y E. del macizo Hespérico), coincidentes con el área de inestabilidad que se está implantando durante el Mesozoico en relación con el mar del Tethys.

El Oxfordiense con calizas micríticas y abundantes Ammonites y Terebrátulas indica una subsidencia progresiva, aunque con fondos batimétrica-mente elevados y aumento de la energía del medio de sedimentación; es decir, condiciones de mar abierto, aunque próxima todavía a áreas emergidas.

Durante el Kimmeridgiense Inferior y Medio continúan las mismas características, con una sedimentación análoga de fondos subsidentes. Sin embargo, el Kimmeridgiense Superior ofrece ya facies dolomíticas quizá precursoras de un progresivo retroceso del mar.

El Portlandiense indica un cambio brusco, con aparición de elementos detríticos marcadores de proximidad de áreas emergidas situadas con gran probabilidad hacia el N. Este cambio indica una pulsación en el proceso distensivo del zócalo, con un levantamiento de bloques hacia la región va-

lenciana. Una fase semejante es conocida en todo el ámbito mediterráneo, al final del Jurásico.

El Neocomiense muestra en su principio una acentuación de las características litorales. Se produce una sedimentación arenosa y biodetrítica, con aportes detríticos groseros e importante población litoral de aguas agitadas (benthos bien desarrollados). La enegía del medio viene radicada por la existencia de niveles bioesporíticos. La sedimentación detrítica se termina en un verdadero nivel de «hard-ground».

A partir del Valanginense Superior la sedimentación se hace margosa, cambiando de nuevo el ambiente sedimentario hacia facies más profundas, con profusión de Ammonites. La sedimentación de arcillas margosas se continúa hasta el Barremiense Superior. En este último período comienza una sedimentación de calizas y dolomías que se continúa hasta el techo del Albiense.

Durante el período Aptiense-Albiense se continúa la sedimentación calcárea, con tramos dolomíticos, indicando ligeros cambios de profundidad y de influencia litoral. Se puede precisar un período semiestable con sedimentación continua. Este período es únicamente interrumpido por una sedimentación margosa muy reducida en el techo del Albiense.

El Cretácico Superior marca un período mucho más estable, con sedimentación continua de grandes masas dolomitizadas desde el Cenomaniense hasta el Senoniense. Los procesos de dolomitización indican una contaminación próxima al litoral y fondos altos que subsiden con lentitud. El Senoniense Superior se compone de niveles margosos y biomicríticos, con un aumento de la energía del medio de sedimentación.

La inexistencia de depósitos más modernos hasta la transgresión miocena se puede explicar por el comienzo al fin del Cretácico de una etapa de deformación. Comienza una fase de compresión con los primeros pliegues (¿de gran radio?) de la cobertera. Comienza el acortamiento de la corteza entre los bloques de la Meseta y de Africa. Este acortamiento crea un relieve que puede emerger en algunos sitios, faltando el depósito del Paleógeno y alcanzando la erosión del techo del Cretácico.

El Mioceno transgrede una topografía de pliegues amplios erosionados. En el área estudiada la sedimentación miocena comienza con un conglomerado de elementos procedentes del Senoniense. Este conglomerado se extiende hacia el N., apoyándose sobre los tramos calizos «urgonianos» de edad albo-aptiense. La sedimentación se hace claramente marina con el depósito del «Tap» durante el Langhiense.

Tras este depósito marino el área es sometida a una fuerte compresión post-Langhiense y ante-Vindoboniense con el apretamiento de las estructuras y emersión en la fase principal de deformación común a todo el cinturón alpino bético.

Durante el Cuaternario comienza la destrucción del relieve y los depósitos costeros en un área semiestabilizada.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

No existen explotaciones mineras en el territorio de la Hoja. En cuanto a canteras, son intensamente explotados los niveles arcillosos neocomienses de las proximidades de Oliva para la fabricación de cerámica en una industria tradicionalmente importante. Por este motivo la depresión de arcillitas y margas situada al SO. de Oliva recibe el nombre de «Relojar de Oliva».

Para aprovechamiento como graveras y material de construcción se explotan también niveles de dolomías «cenomanienses-turonienses» muy fracturadas en la base de Sierra Mustalla. Las canteras alcanzan cierta importancia.

5.2 AGUAS SUBTERRANEAS

La fuerte demanda para regadíos de la plana costera y para consumo urbano causa una prospección continuada de aguas subterráneas. En principio parecen guías importantes de prospección los bordes de los relieves calcáreos próximos a la costa y las estructuras sinclinales bajo las margas del Tap, alcanzando las calizas mesozoicas.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALASTRUE, E. (1949).—«Las unidades estructurales de las Cordilleras Béticas según los estudios del señor Blumenthal». *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, 72, pp. 205-271.
- ALONSO PASCUAL, J. 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 Reun. Sediment., C. S. I. C. Inst. Edaf.*, pp. 167-177.
- BRINKMANN, R. (1931).—«Las Cadenas Béticas y Celtibérica del SE. de España (trad. esp.). *Publ. Extr. Geol. Esp. C. S. I. C.*, t. 4, 1948, pp. 307-434.
- CHAMPETIER, Y. (1965).—«Coupe du Jurassique et Supérieur de l'anticlinal d'Oliva (Province de Valence, Espagne)». *C. Rend. Acad. Sc. Paris*, 261, pp. 1.354-1.357.
- (1967).—«Estudio del Jurásico y del Cretácico de la Sierra de Fontanells

- (provincia de Valencia)». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, 99-100, pp. 151-154.
- (1972).—«Le Prébetique et l'Ibérique côtiers dans le Sud de la Province de Valence et le Nord de la Province d'Alicante (Espagne)». *Sciences de la Terre*, 24, 170 p.
- DARDER PERICAS, B. (1945).—«Estudio geológico del sur de la provincia de Valencia y norte de la de Alicante». *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, 57, 2, 837 p.
- DEFALQUE, G. (1964).—«Corte geológico de la Sierra Gallinera». *S. E. P. E.*, Inédito.
- DUMAS, H. B. (1966).—«Les glacis formes de convergence». *Bull. Ass. Géogr. Franc.*, núm. 344-345, pp. 34-47.
- DUMAS, B. (1969).—«Glacis et croûtes calcaires dans le Levant espagnol». *Bull. Ass. Géogr. Franc.*, núm. 375-376, pp. 553-561.
- (1971).—«Alternance de niveaux continentaux climatiques et de hauts niveaux marins sur la côte du Levant espagnol». *Quaternaria*, t. 15, pp. 161-166, Roma.
- FALLOT, P. (1948).—«Les Cordillères Betiques». *Est. Geol.*, 4, pp. 83-172.
- GEISTER, J., y GEYER, O. (1968).—«Beitrag zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Ostspanien. IV. Der Jura der Sierra de Corbera (prov. Valencia)». *N. Jb. Geol. Paläont.*, 131, 3, pp. 310-336.
- GIGOUT, M. (1959).—«A propos du Quaternaire sur le littoral des provinces du Levant espagnol. Quaternaire continental». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 249, pp. 1.774-1.776.
- (1959).—«A propos du Quaternaire sur le littoral des provinces du Levant espagnol. Quaternaire marin». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 249, pp. 1.914-1.916.
- LOPEZ BERMUDEZ, F. (1973).—«Estudio de la Vega alta del Segura (clima, hidrogeología y geomorfología)». *Tesis Doctoral Univ. Murcia*.
- MENENDEZ AMOR, J., y FLORSCHUTZ, F. (1961).—«La concordancia entre la composición de la vegetación durante la segunda mitad del Holoceno en la costa de Levante (Castellón de la Plana) y en la costa Oeste de Mallorca». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 59, pp. 97-100, Madrid.
- MOSLEY, F. (1973).—«Diapiric and gravity tectonics in the Pre-Betic (Sierra Bernia) of south-east Spain». *Bol. Geol. y Min. de España*, 84, 3, pp. 114-126.
- REY PASTOR, A. (1948).—«Las costas mediterráneas de la Península Hispánica. Estudio Sísmico-Geográfico». *Rev. Geofís.*, núm. 26 pp. 125-155.
- RIOS, J. M.; NAVARRO, A.; TRIGUEROS, E., y VILLALON, C. (1961).—«Mapa geológico de España (1:50.000). Explicación de la Hoja núm. 822, Benisa». *Inst. Geol. y Min. de España*.
- RIOS, J. M.; VILLALON, C.; TRIGUEROS, E., y NAVARRO, A. (1958).—«Mapa geológico de España (1:50.000). Explicación de la Hoja núm. 848, Altea». *Inst. Geol. y Min. de España*.

- ROSELLO VERGER, V. M. (1970).—«Clima y morfología pleistocena en el litoral mediterráneo español». *Papeles dpto. geogr. Univ. Murcia*, t. 2, pp. 79-108.
- ROSELLO VERGER, V. M. (1972).—«Los ríos Júcar y Turia en la génesis de la Albufera de Valencia». *Saitabi*, XXII, pp. 129-147, Valencia.
- SOLE SABARIS, L. (1961).—«Oscilaciones del Mediterráneo español durante el Cuaternario». *Gráficas Marinas*, pp. 7-57, Barcelona.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA