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

I. S. B. N.: 84-7474-203-X

Depósito Legal: M - 21.268 - 1983

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

MEMORIA DEL

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

ESTRATIGRAFIA, SEDIMENTOLOGIA Y TECTONICA DE LA ISLA DE MENORCA Y DEL NORESTE DE MALLORCA (BALEARES)

LA TERMINACION NORORIENTAL DE LAS CORDILLERAS BETICAS EN EL MEDITERRANEO OCCIDENTAL

por

ROBERT BOURROUILH

I

TEXTO

TOMO 99 — MADRID 1983

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

A Francoise

A mis padres

INDICE

	Páginas
Introducción	7
Planteamiento del problema	10
Presentación y resumen de los principales resultados obtenidos por este trabajo	17
El marco geográfico, histórico y humano.—Breve resumen de las investigaciones geológicas anteriores	28

Primera Parte: Menorca
Estratigrafía y Sedimentología

El paleozoico	45
Capítulo 1.—El Devónico	48
Capítulo 2.—El Carbonífero	114
El Secundario	167
Capítulo 1.—El Pérmico y el Triásico	170
Capítulo 2.—El Jurásico	207
Capítulo 3.—El Cretácico	242
Capítulo 4.—Conclusiones generales sobre el Secundario	265
El Terciario	269
Capítulo 1.—El Oligo-Mioceno Inferior	272
Capítulo 2.—Vindoboniense y Mioceno terminal («Mesiniense»).	282
Capítulo 3.—Conclusiones generales sobre el Terciario	327
Plioceno y Cuaternario	331
Capítulo 1.—El Plio (?)—Cuaternario antiguo	338
Capítulo 2.—El Cuaternario más reciente	349
Capítulo 3.—Evolución morfológica de Menorca desde el Plio-Cuaternario antiguo	354
Capítulo 4.—Conclusiones generales sobre el Plio-Cuaternario.	363

Segunda Parte: Noreste de Mallorca
Estratigrafía y Sedimentología

	Páginas
El Secundario	371
Capítulo 1.—El Triásico	375
Capítulo 2.—El Jurásico	381
Capítulo 3.—El Cretácico	417
Capítulo 4.—Conclusiones generales sobre el Secundario	436
El Terciario	441
Capítulo 1.—El Eoceno	444
Capítulo 2.—Aquitaniense y Burdigaliense	450
Capítulo 3.—El Vindoboniense y el Mioceno terminal	468
Capítulo 4.—Conclusiones generales sobre el Terciario	473

Tercera Parte: Menorca
Tectónica

Capítulo 1.—Microestructuras, pliegues y disarmonías	479
Capítulo 2.—Tectónica varíscica	491
Capítulo 3.—Tectónica terciaria	500
Capítulo 4.—Neotectónica	521
Capítulo 5.—Conclusiones generales sobre la Tectónica	525

Cuarta Parte: Noreste de Mallorca
Tectónica

Capítulo 1.—Tectónica terciaria	533
Capítulo 2.—Conclusiones	552

Quinta Parte:
Conclusiones

Conclusiones	555
Anexo de petrografía sedimentaria	595
Anexo de sedimentología	599
Bibliografía	601
Indice de figuras	663

INTRODUCCION

Este trabajo se inserta en el conjunto de las investigaciones sobre la estructura y la evolución de las cuencas sedimentarias del Oeste del Mediterráneo occidental. Está incluido entre los trabajos del departamento de geología estructural de la Universidad Pierre y Marie Curie (París VI) y del laboratorio núm. 145 (Geología Mediterránea) asociado al C.N.R.S., dirigido por Mr. Durand Delga.

Ha sido objeto de una tesis de Estado (1), el 20 de diciembre de 1973, ante un jurado constituido por M. M. J. Aubouin, A. Caire, M. Durand Delga, Mme. Y. Gubler, MM. L. Solé Sabarís y H. Termier.

En relación con la Memoria de la tesis, el texto se ha resumido en cuanto al Paleozoico; el resto no se ha cambiado.

Por parte de Mr. Durand Delga he recibido un apoyo constante en estas investigaciones. Es con gratitud que le doy las gracias por haberme ayudado y formado.

Estas largas investigaciones en España sólo han podido ser realizadas con la ayuda y el apoyo del Instituto Geológico y Minero de España a través de sus directores y de Mr. J. M. López de Azcona, Mr. L. Aparicio, Mr. R. Rey Jorissen y Mr. B. García Rodrigo; y con la ayuda y amistad de los profesores L. Solé Sabarís y J. M. Fontboté.

La publicación de esta tesis se debe principalmente a Mr. J. M. Ríos, Presidente de la Comisión Nacional de Geología de España, al que quedo especialmente agradecido, así como a Mr. J. A. Comba y a R. Rey Jorissen, que hizo una excelente traducción al castellano.

Siendo una tesis de geología estructural, es también un trabajo de sedimentología. Jacques Bourcart me inició en estas investigaciones a

(1) Stratigraphie, sédimentologie et tectonique de l'Ile de Minorque et du NE de Majorque (Baleares). La terminaison Nord-orientale des Cordillères Bétiques en Méditerranée occidentale. *These d'Etat*, 1973. Trav. Lab. Géol. Méd. as. CNRS et Dep. Géol. struct. Univ. Paris VI, 882 p., 196 figs., 95 pl., 6. h-t; 2 cart. géol. 1/50.000, 2 pl. coupes géol.

Número de registro en el C. N. R. S.: A. O. 9711.

bordo del «Calypso» en 1962, mientras que el abate A. F. de Lapparent me orientó hacia la geología de España por un primer contacto con la Sierra de la Demanda.

En 1964, M. Lanteaume me dio un segundo contacto con la sedimentología de las series detríticas, en un breve estudio de las areniscas de Peira Cava.

Finalmente, es bajo el impulso de P. Pruvost y de H. Termier, que me honraron eligiéndome como ayudante, que me interesé muy particularmente por el Paleozoico.

De la Universidad de París quisiera dar las gracias a MM. J. Aubouin, A. Caire, G. Guitard, J. Lameyre, G. Lucas, P. Mechler, Ch. Pomerol y J. Ravier, así como a mis compañeros de Departamento y del Laboratorio asociado 145.

Para realizar algunos estudios ha sido necesaria una estrecha colaboración científica. Debo dar las gracias a B. Azambre, P. Bezborodov, J. Bisson, G. y J. J. Bizon, A. Blondeau, Bernard Bourrouilh, Mme. F. Bourrouilh-Le Jan, J. C. Bousquet, P. F. Burollet, G. Calas, J. P. Chevalier, G. Colom, J. Cravatte, J. Delance, A. Devries, G. Dubar, M. Durand Delga, J. F. Elliot, E. Fourcade, S. M. Gassiorowsky, Mme. J. R. Geyssant, L. Grambast, C. Grandjacquet, J. Helms, J. P. Jacquin, H. Jaeger, J. Kornprobst, J. Lafuste, Mme. P. Lemoine, C. Lepvrier, C. Lorenz, M. Lys, K. Maedler, J. Magne, D. Massa, Mme. D. Mongin-Petitbois, M. Moullade, J. Nouet, B. Pallard, C. Pareyn, R. Schroeder, P. Semenoff, Tian-Chansky, J. Servajean, Mlle. E. Soler, J. Sornay, Mme. J. Taugourdeau, M. Tintant, Mme. G. Termier, J. Vassoevitch, Mme. D. Velde, J. C. Vilminot y Miss P. Worstell.

La sociedad ELF RE ha puesto a mi disposición el banco de filtraje óptico mediante Laser de su laboratorio de Chambourcy; la C.F.P. me proporcionó muestras del Paleozoico de los sondeos del Golfo de León; y en 1972, con D. Massa pudimos organizar una misión de estudios del Terciario de Baleares, cuyos resultados micropaleontológicos, aportados por G. y J. J. Bizon fueron muy útiles. La sociedad Peñarroya me dio informes mineros sobre las Baleares. Gracias a la «National Science Foundation» he tenido acceso a ciertas muestras de sondeos DSDP del Mediterráneo occidental (Leg. XIII, lugares 124 y 134 D).

En Baleares me ha ayudado la acogida del Ayuntamiento de Palma de Mallorca y del Ayuntamiento de Mahón; en Mallorca la amistad y ayuda de B. Barceló, G. Colom, J. Cuerda, M. Durán, L. García y su hijo, B. Massanet Morey y su familia, G. Mateu Mateu, A. Muntaner Darder y J. Sacares y su familia.

En Menorca agradezco especialmente la ayuda de Ann y William Russell, el almirante John y Bettina Ashley-Waller, María Isabel y Carlos de Salort y su familia, María Antonia de Olives e Ignacio Simonet y su familia, el teniente Cl. M. Zaforteza, así como Antonio Caules, Juan Castell, Jaime, Pedro Menorca y Juan Triay, llamado «Tío Juan», que, en su barco, me guió en las costas de Menorca donde ya había guiado hace treinta años a J. S. Hollister.

Con ocasión de la edición de este trabajo, quisiera agradecer nuevamente la colaboración de todas las personas que me han ayudado en la realización de la tesis, y especialmente a Marie France Denis y a todos aquellos que han contribuido a la realización del presente estudio.

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

En la España meridional, las cordilleras Béticas forman una cadena de montañas continua que se extiende desde el estrecho de Gibraltar hasta el sur de la ciudad de Valencia, donde desaparecen en el mar Mediterráneo a la altura del cabo La Nao (fig. 1).

Se admite de siempre que las cordilleras béticas se prolongan en el Mediterráneo occidental por el archipiélago de las Baleares. En efecto, alineadas del SO al NE en prolongación con las cordilleras béticas, las islas de Ibiza, Formentera, Cabrera, Mallorca y Menorca son los puntos en que emerge un alto fondo submarino que se enlaza con el cabo de La Nao por profundidades de menos de 800 m. Sin embargo, este *promontorio balear* se termina bruscamente al NE de la isla de Menorca, donde los fondos marinos alcanzan y rebasan rápidamente los 2.000 m.

La cuenca argelo-provenzal se extiende entonces ampliamente para formar, a más de 2.500 m. de profundidad, el fondo del Mediterráneo occidental, interrumpiendo así toda conexión aparente entre los edificios terciarios peri-mediterráneos, y especialmente entre el promontorio balear, prolongación de las cordilleras béticas y el promontorio corso-sardo, prolongación de los Alpes occidentales.

El problema de la conexión de las cordilleras béticas con el edificio alpino de Córcega-Cerdeña reside, por tanto, en la interpretación de la estructura geológica y la evolución de la parte norte del Mediterráneo occidental, llamado por J. BOURCART en 1959 «Mar de las Hespérides».

La interpretación de esta estructura y su evolución depende de la resolución de dos enigmas principales:

1.° La terminación nor-oriental de las cordilleras béticas.
2.° El origen del mar Liguro-Hespérico.

1.° LA TERMINACION NOR-ORIENTAL DE LAS CORDILLERAS BETICAS

En el sur de España las cordilleras béticas están formadas por zonas externas, con vergencia hacia la meseta Ibérica, zonas medias y zonas internas (P. FALLOT, 1945-1948, M. DURAND-DELGA, 1966-1972) (fig. 2).

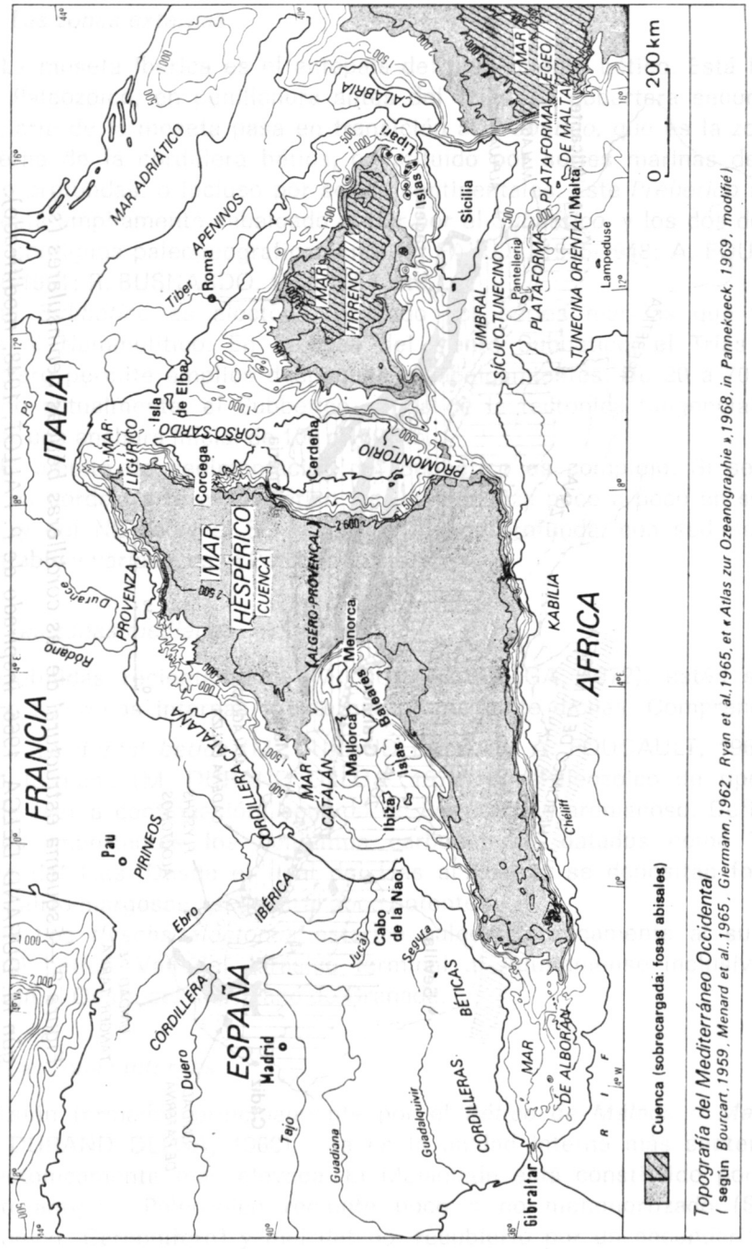


Figura 1.—Topografía del Mediterráneo occidental (M. DURAND DELGA, 1971, modificado).

Topografía del Mediterráneo Occidental
(según Bourcart, 1959, Menard et al., 1965, Giermann, 1962, Ryan et al., 1965, et « Atlas zur Ozeanographie », 1968, in Pannekoeck, 1969, modifié)

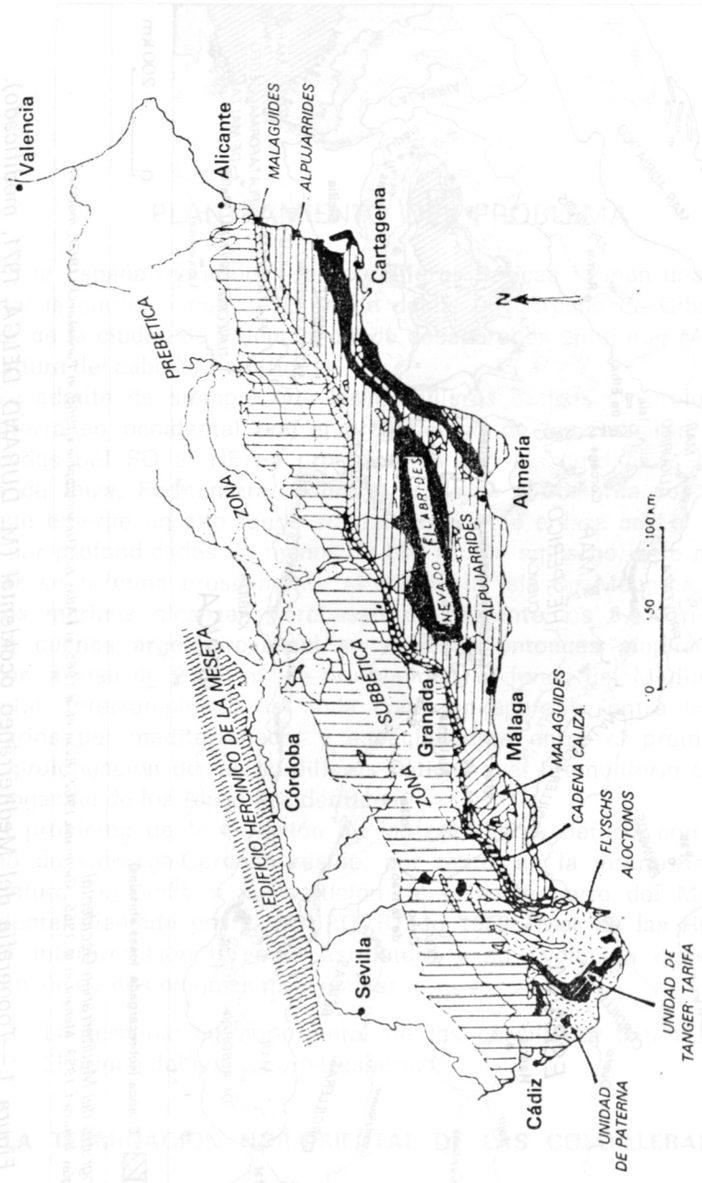


Figura 2.—Esquema estructural de las cordilleras béticas peninsulares (según M. DURAND DELGA, 1966, inspirado de P. FALLOT, 1948; modificado).

1) *Las zonas externas*

La meseta Ibérica es el antepaís del plegamiento bético. Está formada por Paleozoico, en penillanura antes del Trías. La cobertera secundaria y terciaria de la meseta pasa en transición al *Prebético,* que es la zona más externa de la cordillera bética, constituido por series marinas de facies poco profundas, o incluso por series continentales. Este *Prebético* autóctono está ampliamente cabalgado al Sur por el *Subbético,* y los dos dominios son contiguos paleogeográficamente (P. FALLOT, 1945-1948; A. FOUCAULT, 1960-1961; R. BUSNARDO, 1960-1964, etc.).

El *Subbético* es alóctono, formado por series marinas que van del Lías al Nummulítico. En la base del manto Subbético, el Trías margo-yesífero permite amplios despegues y cabalgamientos. De 20 a 70 km. de ancho actualmente, el Subbético, antes de la tectónica tangencial, debía tener una anchura inicial de 100 a 150 km.

El ámbito de sedimentación del Subbético es complejo. Si se enlaza por su borde Norte al Prebético, se individualiza poco a poco en su borde Sur, y del NE hacia el SO una zona menos profunda, con sedimentación inestable y variada, es el Penibético s.s.

2) *Las zonas medianas*

Definidas recientemente (M. DURAND DELGA, 1972), están situadas entre las zonas internas y externas propiamente dichas. Comprenden:

— La *dorsal bética* (M. DURAND DELGA y A. FOUCAULT, 1968), que está formada (M. DURAND DELGA, 1972) por Paleozoico de tipo maláguide (ver a continuación) seguido de Permo-Trías areniscoso. Definen relieves importantes los conjuntos carbonatados datados como Trías y parte del Lías. Desde el final del Lías al Eoceno se depositan formaciones calizo-margosas, en general poco potentes.

— Los *flyschs alóctonos* estarían paleogeográficamente al sur de la dorsal bética. Van del Jurásico terminal al Aquitaniense inclusive. Sólo afloran al Oeste del meridiano de Granada.

3) *Las zonas internas*

Están formadas principalmente por el *Bético de Málaga* o *Maláguide* (M. DURAND DELGA, 1968), que es la unidad interna más septentrional y tectónicamente más elevada. El Maláguide está constituido por Paleozoico antiguo, Paleozoico reciente poco o no metamorfizado (Silúrico, Devónico, Carbonífero) y mal datado, recubierto por un secundario y terciario poco potentes, con un Trías germánico.

El complejo *Alpujárride* se sitúa tectónicamente debajo del *Maláguide*. Es un conjunto cristalofílico en varios mantos superpuestos e incluyendo Trías epimetamórfico. Cabalga la unidad más profunda del edificio de las Cordilleras béticas, el *Nevado-Filábride* (1), también cristalofílica. No se conoce la cobertera sedimentaria de este cristalofílico, si es que ha existido. El Trías epimetamórfico se considera como alpino.

Evolución de las cordilleras béticas hacia el SO: el arco de Gibraltar

Las diferentes zonas estructurales de las cordilleras béticas pasan el estrecho de Gibraltar y vuelven a aparecer al norte de Marruecos, donde constituyen el Rif. Sin embargo, es de señalar que el Subbético no se conoce aflorante en Marruecos. Hacia el Este, más allá del Rif, el orogen alpino peri-mediterráneo se continúa por las cordilleras litorales de Argelia y Túnez y se enlaza con Sicilia y el arco siculo-calabrés.

A la altura del estrecho de Gibraltar la interpretación de las relaciones entre las zonas externas e internas es todavía muy discutida. Para unos (M. MATTAUER, 1963; J. ANDRIEUX, 1970), las zonas internas (incluidas las zonas medias) cabalgan a las zonas externas fundamentalmente. Las zonas externas se enlazan a la placa Europa mediante las zonas externas de las cordilleras béticas, y a la placa Africa mediante el Rif. Las zonas internas constituyen un dominio homogéneo que es la placa o, a la vista de su tamaño, la subplaca de Alborán (J. ANDRIEUX, J. M. FONTBOTE, M. MATTAUER, 1971).

Para otros (M. DURAND DELGA, 1966, 1972; J. DIDON, 1969) las zonas internas estarían «sub-corridas» hacia el exterior en una primera fase. Las zonas externas se habrían sepultado bajo las zonas internas en una segunda fase (J. KORNPROBST, 1971).

En todo caso, el problema del arco de Gibraltar necesita todavía investigaciones detalladas por los geólogos de campo. Las zonas estructurales de las cordilleras béticas pasan el estrecho de Gibraltar.

Evolución de las cordilleras béticas hacia el NE: archipiélago balear

Al lado opuesto del estrecho de Gibraltar, ¿qué sucede hacia el NE, en el archipiélago balear, con las zonas estructurales béticas y los contactos anormales mayores que separan Prebético y Subbético, Subbético y zonas internas (s.l.)?

El archipiélago balear comprende, de SO a NE, las islas de Formentera, Ibiza, Cabrera, Mallorca y Menorca.

(1) Para algunos geólogos (F. FERNEX, 1968) habría dos dominios Alpujárrides distintos a una y otra parte del Nevado-Filábride.

Formentera, Ibiza, Cabrera y Mallorca están sólo constituidas por Mesozoico y terrenos más recientes. El Trías es germánico y las facies más recientes son a veces neríticas y a veces finas, pero sin caracterizar una fosa geosinclinal.

Estas islas se enlazan así a las zonas externas béticas. La más próxima del cabo La Nao, Ibiza, es, según Y. RANGHEARD (1969, p. 431), «la prolongación NE del Prebético interno», lo que significa que el frente de cabalgamiento subbético debe pasar, si al menos se prolonga, por alta mar al SE de Ibiza.

Hacia el NE, Mallorca está constituida por dos sierras orientadas SO-NE que forman las costas de la Gran Isla. Según Y. RANGHEARD (1970), las facies del prebético interno de Ibiza se prolongarían por la Sierra Norte (1) de Mallorca.

El problema de la terminación nororiental de las cordilleras béticas

Hay entonces dos regiones más al Este, es decir, más internas de este Prebético interno, las *Sierras de Levante* de la isla de Mallorca y la *vecina isla de Menorca,* que hay que situar en el edificio bético, es decir, colocarla en relación con el dominio externo de la Sierra Norte.

Es lo que P. FALLOT llamó desde 1922 *el problema de Menorca,* es decir, el de la terminación nororiental de las cordilleras béticas.

A este problema tectónico se añade un problema estratigráfico. En efecto, si las Sierras de Levante están todavía formadas por Mesozoico y terrenos más recientes, Menorca está constituida además por amplios afloramientos de Paleozoico que se encuentra así aislado en el extremo del promontorio balear y en medio del Mediterráneo occidental.

¿Qué significa este Paleozoico de Menorca?

¿Qué lugar ocupan las Sierras de Levante de Mallorca y la vecina isla de Menorca en las cordilleras béticas?

¿Cómo terminan las cordilleras béticas en el Mediterráneo occidental?

2.° ORIGEN DEL MAR LIGURO-HESPERICO

El profundo mar liguro-hespérico (fig. 1) separa el conjunto continental del SE de Francia (Alpes del S., Provenza, Pirineos) del Promontorio continental de las Baleares por un lado, y del Promontorio continental de Córcega y Cerdeña por otro.

(1) En Mallorca la orientación se toma a partir de Palma. La Sierra Norte está, por tanto, al norte de Palma, pero forma de hecho la costa Oeste; las Sierras de Levante, más adecuadamente denominadas, forman el Este de la isla.

El origen de este mar puede ser consecuencia de:

— El hundimiento «in situ» de un conjunto continental, contaminado después de su hundimiento por «un proceso de oceanización». Las diferentes zonas del Mediterráneo occidental no habrían sufrido entonces deriva y los orogenes terciarios habrían venido a chocar contra un conjunto continental, o bien formarían parte de este conjunto prolongándolo.
— Una abertura de la corteza continental provocada por la deriva hacia el SE del Promontorio corso-sardo anteriormente unido al conjunto europeo.

En este caso, las reconstituciones obligan a que el Promontorio corso-sardo haya girado hacia el SE teniendo por polo de rotación un punto situado en la proximidad del golfo de Génova. Cerdeña representa entonces la prolongación de las Baleares desplazada hacia el SE.

3.º TEMAS DE INVESTIGACION Y FINALIDAD DE ESTE TRABAJO

En función de estos dos problemas, nuestro trabajo se ha guiado por los temas de investigación siguientes, en los que sedimentología y estructuras se han considerado siempre como datos complementarios.

1) Estado del futuro dominio balear al final del ciclo varíscico, establecido mediante el estudio sedimentológico, estratigráfico y tectónico del Paleozoico de Menorca; estudio que nos ha permitido examinar las relaciones paleogeográficas y estructurales del Paleozoico menorquín en el Mediterráneo occidental.

2) Evolución del surco externo bético en las Baleares, establecido a partir del estudio sedimentológico y estratigráfico de las series secundarias de Menorca y del este de Mallorca.

3) Sucesión y naturaleza de las fases de deformación que han afectado al surco externo bético durante el Secundario y el Terciario dentro del «período bético».

4) Realización de las estructuras mediterráneas, por borradura o desaparición de las estructuras anteriores, del Mioceno terminal al Cuaternario.

PRESENTACION Y RESUMEN DE LOS PRINCIPALES RESULTADOS OBTENIDOS POR ESTE TRABAJO

Después de la exposición del problema de la terminación nororiental de las cordilleras béticas en el Mediterráneo occidental y de una introducción geográfica e histórica, esta Memoria de tesis tiene cinco partes

Primera parte: MENORCA: Estratigrafía y Sedimentología.
Segunda parte: NORESTE DE MALLORCA: Estratigrafía y Sedimentología.
Tercera parte: MENORCA: Tectónica.
Cuarta parte: NORESTE DE MALLORCA: Tectónica.
Quinta parte: CONCLUSIONES GENERALES.

MAPAS GEOLOGICOS: Se adjuntan fuera de texto dos mapas geológicos a escala de 1/50.000 de MENORCA y del NORESTE DE MALLORCA, acompañados de dos láminas de cortes geológicos seriados. Estos mapas representan el haber cartografiado más de 1.000 km^2 a escalas de base de 1/8.000, y más frecuentemente de 1/25.000.

1. PRIMERA PARTE: MENORCA: ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA

1. PALEOZOICO

La serie se conoce ahora desde el límite silúrico-devónico hasta el Pérmico Superior.

Silúrico-Devónico, Devónico

Después de un Lochkoviense con *Monograptus praehercynicus* Jaeger, se diferencia en el Lochkoviense una primera cuenca detrítica paleozoica que va a funcionar hasta el Devónico Superior. Esta área marina está controlada sobre todo por factores tectónicos, y la inestabilidad de las márgenes litorales más que su sobrecarga en sedimentos provoca una sedimentación por gravedad a la que se superpone la acción de corrientes de fondo permanentes que removilizan las capas ya depositadas.

Graptolites, Conodontos y Tentaculites permiten una cronología fina de estos depósitos.

Carbonífero

A partir del Frasniense basal un doble fenómeno, consistente en una migración de la flexura de borde de la cuenca devónica y su modificación por movimiento o reajuste tectónico de sus márgenes, hace que en el Carbonífero basal aparezca un área marina de sedimentación, tranquila, sin corrientes densas, primero en fase silícea, que luego evoluciona hacia un área calcárea en el Viseense Superior.

Goniatites, Trilobites, Lamelibranquios, Crinoides y Conodontos permiten datar estos sedimentos.

Después, de golpe, aparece la facies Culm. Es una facies muy detrítica, concorde con el Carbonífero basal y que se superpone a la sedimentación lenta, calcárea, que se hace así recesiva.

Las estructuras sedimentarias y las bioturbaciones permiten estudiar los ritmos de sedimentación. El depósito del Culm está controlado por una fuerte sobrecarga litoral y una granoclasificación bastante importante de los sedimentos.

Goniatites, restos de plantas y, en menor cantidad, restos fósiles, permiten definir el Viseense y el Namuriense.

Pérmico

En la base de la serie detrítica roja, discordante sobre el Devónico y el Carbonífero, esporas y granos de polen han permitido identificar al Pérmico Superior.

2. SECUNDARIO

Triásico

De tipo germánico. Nuevas recogidas de Cefalópodos y Conodontos han permitido precisar la estratigrafía del Muschelkalk.

Jurásico

Una fuerte dolomitización epigenética afecta a diferentes niveles. En el Lías las facies son litorales. En el Dogger oscilan entre facies de plataforma y litorales; la proximidad de una tierra emergida de la que

vienen cuarzos detríticos, fragmentos de plantas acompañados de esporas y polen, es perceptible. El Malm marca un confinamiento del área de sedimentación en la que hay «Protoglobigerinas», «filamentos» y Calpionellas.

Cretácico

En conjunto las facies son las de un mar abierto, epicontinental; en el Valanginiense se instaura un régimen inter-tidal que desaparece en el Barremiense, en el que se depositan calizas margosas con *Nannoconus* y Ammonites. El nivel más reciente conocido es el Albiense basal.

3. TERCIARIO

Oligo-Mioceno Inferior

Son conglomerados continentales potentes, que tienen, además de cantos del Secundario menorquín, cantos con Orbitolinas de un Cretácico Inferior hoy desconocido en Menorca.

Aquitano-Burdigaliense

Se han encontrado *Miogypsinas* resedimentadas en los conglomerados que definen la base de la transgresión Vindoboniense. Esto es testimonio de la extensión del mar Mioceno Inferior sobre Menorca.

Vindoboniense y Mioceno Terminal («Mesiniense»)

El mar post-orogénico viene en transgresión e invade un área continental allanada (primer período). Después del depósito de sedimentos carbonatados de plataforma al sur de Menorca, y de sedimentos paraarrecifales al norte (segundo período), un reajuste del zócalo balear provoca una subsidencia de la parte Sur de la isla (tercer período); finalmente, el mar vuelve en transgresión (cuarto período) depositando un Tortoniense Superior (zona N 16 de Blow) y, en el Mioceno terminal (zona N 17: Mesiniense), calcarenitas.

La «crisis de salinidad» no se manifiesta, pues el mar Tortoniense Superior-«Mesiniense» es un mar abierto en comunicación con el Atlántico de la época.

4. CUATERNARIO

Después de la «Revolución pliocena», un mar epicontinental invade el NE del Promontorio balear, removilizando localmente las formaciones continentales. La repartición de las especies endémicas insulares indica que Mallorca y Menorca están separadas de las Pitusas (Formentera e Ibiza) y de la península.

La división en pisos de los depósitos cuaternarios, las grietas litorales, de las que algunas se han vuelto oblicuas, y las deformaciones del Mioceno post-orogénico indican una neotectónica activa, responsable de alzamientos y hundimientos diferenciales.

2. SEGUNDA PARTE: NORESTE DE MALLORCA: ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA

1. SECUNDARIO

Triásico

El Keuper es el terreno más antiguo.

Jurásico

Todavía una fuerte dolomitización epigenética afecta a distintos niveles. El Lías es primero epicontinental; después, en el Lías Superior, comienza a individualizarse un surco de sedimentación más profundo. Allí se depositan calizas con «filamentos», «Protoglobigerinas», Radiolarios, después Saccocómidos y Radiolarios, a los que se suman Calpionellas, y finalmente se depositan facies con Radiolarios y Calpionellas. Desde el Dogger aparecen en estos sedimentos oolitos, cuarzos detríticos, Foraminíferos bentónicos; finalmente en el Malm se añaden restos de organismos que viven sobre la plataforma continental y cantos. Estos elementos están o dispersos en los sedimentos del NE de Mallorca, o en lentejones o capas de potencia y extensión superficial variable. Representan facies de la plataforma continental, distribuidas en el surco de sedimentación del NE de Mallorca gracias a la existencia de una pendiente submarina. La evolución de estas facies redistribuidas pone de manifiesto la evolución de la margen continental que bordea el surco de sedimentación, al NE y al Este.

Cretácico

La resedimentación de facies de la plataforma continental sigue y se acentúa en el Berriasiense Medio-Superior, donde aparecen turbiditas calcáreas y coladas submarinas de fangos calcáreos. Las facies se uniformizan del Valanginiense al Barremiense, último nivel datado. Son calizas margosas con *Calpionellas, Nannoconus, Aptychus, Ammonites,* y finalmente Radiolarios.

2. TERCIARIO

Eoceno

Desde el Luteciense terminal al Priaboniense es transgresivo de SE a NO, llegando hasta la región de Artá y la sierra que domina la bahía de Alcudia. Sus conglomerados resedimentan cantos del Jurásico y Cretácico, que afloran al NE de Mallorca, y cantos con Orbitolinas procedentes de un Cretácico hoy desconocido en Mallorca.

Aquitaniense y Burdigaliense

El mar Aquitaniense empieza siendo epicontinental, luego inicia una transgresión hacia el NO en el Aquitaniense Medio, época en la que un reajuste del zócalo balear provoca:

1) La aparición de un surco de sedimentación profunda que se instala en Mallorca.

2) El alzamiento de un zócalo continental situado al E y SE de las Sierras de Levante, o continente Hespérico.

Estos dos fenómenos están íntimamente unidos.

Durante el Burdigaliense Inferior, el «continente Hespérico» sufre una tectonización. Este continente está formado en parte por Paleozoico y comprende fundamentalmente Menorca y la «zona del Emile Baudot» (1). Coladas fangosas (2) con cantos redondeados del Paleozoico menorquín, formados en un litoral, llegan al surco de sedimentación mallorquín acompañando turbiditas. Olistostromas, olistolitos del Jurásico y del Mioceno Inferior se sedimentan también al este de Mallorca y en el macizo de Randa.

Vindoboniense y Mioceno Terminal

Las calcarenitas postorogénicas de Mallorca tienen facies análogas a las del Mioceno postorogénico de Menorca. El Tortoniense Superior (zona

(1) El Emile Baudet es un barco oceanográfico que hizo investigaciones en esta zona, a la que da nombre.

(2) *N. del T.:* Llamaremos colada fangosa al cuerpo deslizado y deslizamiento fangoso al fenómeno.

N 16) y el Mioceno terminal (N 17) han sido puestos también de manifiesto en su parte superior.

3. TERCERA PARTE: MENORCA: TECTONICA

1. MICROESTRUCTURAS, PLIEGUES Y DISARMONIAS

El Paleozoico, como los terrenos más recientes, no es metamórfico, ni está afectado por una esquistosidad de flujo o incluso por una esquistosidad de fractura reglada y sistemática. Sin embargo, hay microestructuras en zonas limitadas. Son dos sistemas de kinks. El primer sistema de kinks conjugados es N 140-185° y parece anterior a un segundo sistema N 40-80° y N 90-105°. Sólo localmente, según tipo de afloramiento y litología, el sistema de kinks puede pasar a un esbozo de esquistosidad de fractura. El conjunto son estructuras tardi-tectónicas unidas a disarmonías.

Generalmente los pliegues están ligados a la presencia de múltiples niveles de despegue, que favorecen las disarmonías.

2. TECTONICA VARISCICA

Primero es una tectónica de zócalo. Una red de accidentes N-S a N 30-50° recorta al Paleozoico en compartimientos, formando un horst central. En el entorno de estas fallas aparecen localmente pliegues y escamas que indican una fase de compresión E-O. Estos empujes ya se habían visto en la sedimentación del Culm (formación de coladas fangosas con cantos de granitos, de cristalofílico...).

Después viene una fase de distensión de los empujes. En ella se implantan rocas eruptivas (cuarzo-queratófiros), según las redes de fracturas N-S a N 30-50° y menos frecuente N 120-140°.

3. TECTONICA TERCIARIA

Interviene una primera serie de movimientos después del Albiense basal y antes del Oligo-Mioceno, luego viene una segunda serie de movimientos después de este Oligo-Mioceno y antes de un Vindoboniense impreciso. De la primera serie sólo se puede decir que zócalo y cobertera han sido deformados, despegándose esta última a nivel del Keuper plástico. Para la segunda serie, un primer campo de empujes N-S a N 30-50° produce la formación de pliegues, cabalgamientos limitados hacia el SO y el movimiento de desgarre de las fracturas N-S. El campo principal de

empujes es N120-140°: las estructuras precedentes se removilizan y son más o menos deformadas. Así, algunas fallas verticales N-S u horizontales se reactivan como fallas inversas frecuentemente cabalgantes.

Pero la característica esencial de esta tectónica es el haber provocado el movimiento deslizante de accidentes N 120-140°, algunos de más de 10 kilómetros, que cortan el oeste y el centro de Menorca en una serie de paneles deslizantes hacia el NO.

4. NEOTECTONICA

Intimamente ligada a la evolución morfológica de Menorca, el estudio de la Neotectónica se ha hecho con el estudio morfológico (cf. Primera parte, Cuaternario).

4. CUARTA PARTE: NORESTE DE MALLORCA: TECTONICA

TECTONICA TERCIARIA

Se produce una primera serie de movimientos después del Barremiense y antes del «Luteciense terminal a Priaboniense Inferior»; parece haber deformado el zócalo y la cobertera que se habría despegado aquí también al nivel del Keuper. Se produce una segunda serie de movimientos después de este Eoceno y antes del Aquitaniense, discordante sobre el Jurásico, Cretácico y, cartográficamente, Eoceno.

Durante el Mioceno Inferior las deformaciones son, sobre todo, perceptibles por manifestaciones tectono-sedimentarias (cf. Segunda parte, Terciario).

La génesis de las estructuras tangenciales se realiza después del Burdigaliense Superior-Langiense Inferior (zona N 8 de Blow) y antes de un cierto Vindoboniense, según un esquema análogo, en sus líneas maestras, al de Menorca: un primer campo de empujes N-S a N 30-50° reactiva los accidentes fracturantes verticales y provoca localmente cabalgamientos hacia el SO. El campo principal de empujes está orientado N 120-140° y provoca la reactivación de las estructuras precedentes, que quedan más o menos deformadas. De este modo algunas fallas N-S a N 30-50° de movimiento vertical u horizontal se reactivan como fallas inversas, cabalgantes. Pero, aquí también, la característica esencial de esta tectónica es el haber provocado el desgarre de accidentes N 120-140° de más de 10 km. de largo, que, como en Menorca, han cortado el NE de Mallorca en una serie de paneles deslizantes hacia el NO.

5. QUINTA PARTE: CONCLUSIONES GENERALES

El problema de la terminación nororiental de las Cordilleras Béticas en el Mediterráneo occidental requería que se respondiese a tres preguntas:

1. SITUACION DEL PALEOZOICO DE MENORCA EN EL MEDITERRANEO OCCIDENTAL

Zócalo rígido pre-Lochkoviense

Indicios estratigráficos, tectónicos y magmáticos obligan a pensar que el Paleozoico de Menorca está despegado al nivel del Lochkoviense pelítico sobre un zócalo rígido, en parte metamórfico.

Paleozoico Superior

En el Mediterráneo, el Devónico de Menorca tiene sus mayores afinidades con el Devónico del macizo Nor-africano de Chenoua (Gran Kabilia). El parecido llega hasta la identidad de las capas granoclasificadas (turbiditas) y las coladas fangosas, removilizando faunas comparables que se produjeron en el mismo momento. Para mí, esto significa que el Devónico de Chenoua y el de Menorca se depositaron en la misma cuenca detrítica, es decir, que la Gran Kabilia y Menorca estaban unidas en el Devónico. Por otra parte, el Devónico menorquín se relaciona faunísticamente con el Devónico catalán y, a partir del Carbonífero basal hay identidad de facies y faunas entre Menorca y la región de Barcelona (Priorato).

En el Paleozoico Superior se tiene así la imagen de una placa ibérica extendiéndose hacia el Este por Menorca y las Baleares, unidas por un lado al Este de la península ibérica (región de Barcelona) y prolongándose por la Gran Kabilia.

2. EL SURCO DE SEDIMENTACION EXTERNO BETICO EN LAS BALEARES

El surco de sedimentación mallorquín, que se ha individualizado desde el Lías Superior (G. COLOM, 1960, 1970), se enlaza hacia el SO al surco de sedimentación externo bético (P. FALLOT, 1922, 1945, 1948; Y. RANGHEARD, 1969; J. AZEMA y otros, 1973).

Hacia el NE este surco se termina en cuchara, estando limitado al este y al noreste de las Sierras de Levante por una plataforma continental de la que Menorca, con sus facies secundarias epicontinentales, representa un fragmento todavía emergido, pero desplazado horizontalmente. Las facies del NE de Mallorca y de Menorca reflejan claramente este levantamiento del eje del surco de sedimentación.

3. LA GENESIS DE LAS ESTRUCTURAS TANGENCIALES

Las fases de deformación anteriores al Oligoceno son, de momento, todavía muy poco conocidas, particularmente las fases eocenas.

La zona del Emile Baudot y, en menor dimensión Menorca, partes del continente hespérico, fueron tectonizadas entre la mitad superior del Aquitaniense y el Burdigaliense Inferior. Durante este período, de la zona del Emile Baudot que se levanta, llegan coladas fangosas, olistolitos y olistostromas al surco de sedimentación del Mioceno Inferior mallorquín, que aumenta hacia el Oeste y se hace cada vez más profundo.

Esta fase puede corresponder a las primeras derivas de bloques en el Mediterráneo.

Pero la fase tectogenética principal, orientada N 120-140°, tiene lugar después del Burdigaliense Superior-Langiense Inferior (zona N 8). Moviliza horizontalmente los accidentes N 120-140°, que cortan tanto a las partes sumergidas del Promontorio balear como a las islas.

El análisis espectral y el filtrado en abanico con laser de los mapas estructurales de Menorca y del noreste de Mallorca muestra la distribución de las fracturas y la importancia de la orientación N 120-140°, que aparece independientemente de la serie estratigráfica superficial de Menorca y del NE de Mallorca. Por tanto, es una fracturación ligada al zócalo rígido pre-lochkoviense de las Baleares.

4. LA TERMINACION NORORIENTAL DE LAS CORDILLERAS BETICAS

Terminación paleogeográfica

El surco de sedimentación bético externo se termina paleogeográficamente en cuchara hacia el NE, por levantamiento del eje.

Terminación estructural

1) Las líneas de facies y orientaciones estructurales están desplazadas horizontalmente entre la Península e Ibiza, entre Ibiza y Mallorca y entre Mallorca y Menorca. Así, el Promontorio balear aparece como constituido por tres paneles continentales (Ibiza-Formentera, Mallorca-Ca-

brera, Menorca) que han deslizado hacia el NO aparentemente entre accidentes orientados N 120-140°.

2) Tanto por sus facies como por su estilo estructural, Menorca no pertenece a las cordilleras béticas, en el sentido que lo entendía P. FALLOT (1945, 1948). El edificio estructural de las cordilleras béticas, al que pertenecen Ibiza y la Sierra Norte de Mallorca, se termina entre Mallorca y Menorca con un accidente de desgarre orientado N 120-140°.

3) Por tanto, los contactos anormales mayores que separan zonas externas e internas béticas en la Península no se siguen en el Mediterráneo. Las zonas internas béticas no deben existir al sur de Baleares.

4) Entre el este de las cordilleras béticas y el archipiélago balear se ve una evolución longitudinal de la tectónica, que pasa de deformaciones tangenciales independientes de la fracturación (Este de la Península) a deformaciones tangenciales guiadas y luego controladas por la fracturación, que sustituye poco a poco a este tipo de deformaciones.

El problema de Menorca

La isla de Menorca no es ni una zona interna ni una zona externa de las cordilleras béticas. Es un fragmento todavía emergido de un dominio medio-mediterráneo, llamado aquí continente hespérico. Menorca es un fragmento del borde interno del surco de sedimentación bético externo. Es una zona «externa-interna».

5. EL MEDITERRANEO

Después de la formación de las estructuras tangenciales se instaura un período de relativa calma con el depósito del Mioceno post-orogénico. El zócalo balear, durante el Mioceno Superior, pasa por una fase de reajuste que provoca hundimientos y alzamientos que se reflejan en la sedimentación. Estas deformaciones se producen según orientaciones ya solicitadas anteriormente.

Desde el Tortoniense Superior al Mioceno terminal, el NE del Promontorio balear es invadido, en sus partes bajas, por un mar abierto, en comunicación con el Atlántico de la época («Mesiniense»).

Las estructuras mediterráneas se forman después del Mioceno terminal y con ocasión de la «Revolución Pliocena», paneles enteros del Promontorio balear desaparecen en el Mediterráneo, cuyo aspecto actual se modela poco a poco.

6. HIPOTESIS Y PERSPECTIVAS

Esta Memoria de tesis termina por una breve revisión de los datos actuales relativos a la deriva del Promontorio Corso-sardo hacia el SE y la formación en el Mediterráneo occidental de un fondo oceánico y del aporte de datos geológicos de las Baleares a este problema.

EL MARCO GEOGRAFICO, HISTORICO Y HUMANO. BREVE RESUMEN DE LAS INVESTIGACIONES GEOLOGICAS ANTERIORES

1. MARCO GEOGRAFICO, HISTORICO Y HUMANO

De los largos meses pasados en Menorca y Mallorca no había día, en un paisaje a veces agreste, en que no encontrara hombres e historia. Esto me conduce a presentar primero el marco geográfico, histórico y humano de estas islas.

Después, un resumen histórico reconstruirá las investigaciones geológicas que precedieron a este trabajo.

1. MARCO GEOGRAFICO

En el Mediterráneo occidental, las Baleares están alineadas del SO al NE según un bajo fondo submarino que prolonga las cordilleras béticas (fig. 3). El archipiélago comprende dos grupos de islas: al SO, en alta mar del cabo La Nao están Formentera e Ibiza, formando el grupo de las islas Pitusas o islas de los Pinos; al NE, Cabrera y sus satélites, Mallorca y Menorca forman el grupo de Baleares o también Gimnasias o islas desnudas. Las acepciones de Pitusas y Baleares en su sentido estricto han tomado ahora un aspecto antiguo. Sin embargo, tanto desde el punto de vista geográfico como geológico, el antiguo sentido era más juicioso que la acepción actual que tiende a dar el nombre de «Baleares» al conjunto de islas del archipiélago.

El estudio geológico aquí presentado trata sobre la parte este de Mallorca y la vecina isla de Menorca (fig. 4).

1. Mallorca

La mayor isla del archipiélago (3.640 km²), es alargada según el eje del bajo fondo submarino y mide 90 km de largo por 65 de ancho. Dos cadenas de montañas constituyen: una, la costa de la parte oeste; la otra, la parte este de la isla.

Figura 3.—Las cordilleras béticas y el archipiélago balear.

Al Oeste, el magnífico edificio de la *Sierra principal* o *Sierra Norte*, es una cadena de montañas continua en toda la longitud de la isla y con 10 a 15 km. de ancho. Culmina en el Puig de Torellas o *Puig Mayor*, con 1.455 m. En su borde oeste la sierra cae a pico en el Mediterráneo, en acantilados a menudo impresionantes, de más de 400 m. en cabo Formentor. Los rasgos dominantes del paisaje se deben a las series dolomíticas y calcáreas del Jurásico, que son muy potentes y forman una serie de crestas orientadas SO-NE, separadas por depresiones formadas por terrenos más blandos: margas o calizas margosas. Los colores rojos del Trías (Valldemosa), amarillentos del Cretácico margoso (Capdella) contrastan con el gris más o menos oscuro del Jurásico.

En general, la montaña es desolada. Entonces, en kilómetros cuadrados, son roquedales o gigantescos lapiaz. A veces la vertiente oeste, más fresca y húmeda, está ocupada por bosques de robles verdes, a los que se mezclan, en proporciones crecientes a medida que la altitud decrece, los pinos. Las laderas de los valles abrigados están cultivadas en terrazas y se explotan y cuidan numerosos olivos (carretera de Valldemosa a Sóller).

En las depresiones crecen también muchos olivos, cuyo follaje plateado se destaca sobre los tonos claros del Cretácico y del Mioceno, al

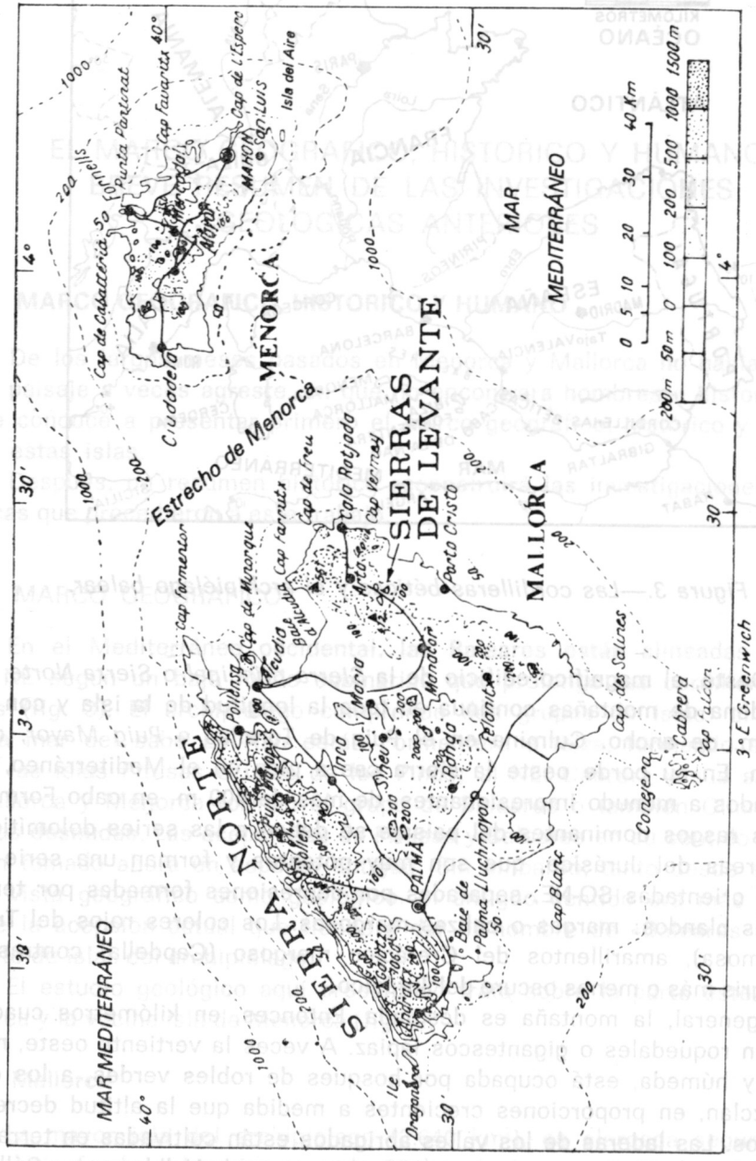


Figura 4.—La Sierra Norte, las Sierras de Levante de Mallorca y Menorca.

lado de innumerables almendros. Las ciudades importantes son Pollensa, Valldemosa (célebre por el retiro que allí hicieron George Sand y Chopin), Sóller y Andraitx.

Al este, una sucesión de macizos forma las Sierras de Levante, cuya altitud aumenta de SO a NE, donde culminan en el *Puig Morey* (561 m.), algunas centenas de metros antes de terminarse bruscamente en acantilados de 300 m. de altura. Aquí, también, el Jurásico dolomítico y calcáreo da las líneas de crestas, mientras que el Trías ocasionalmente, pero sobre todo Cretácico y Mioceno, forman las depresiones. La montaña está denudada o —cuando no han quemado— cubierta de bosques de pinos con escasos robles verdes. Las laderas están plantadas de olivos de tronco atormentado, a los que se mezclan los almendros. La planta más característica de las Sierras de Levante es la «palmera enana» *(Chamaerops humilis).* Es el huésped privilegiado de la montaña. Sus hojas se explotan y han dado lugar en Artá a una artesanía de cestería cuya producción y reputación rebasan Mallorca. Otras industrias o cultivos dan a las Sierras de Levante una gran originalidad: trabajo de madera de olivo, cultivo de la vid en Colonia y Felanitx, fabricación de perlas artificiales en Manacor.

Al NE, el puerto principal es Cala Ratjada, que ha nacido en diez años y abriga actualmente una flotilla de una docena de barcos de pesca.

Entre estas dos cadenas de montañas, el centro de Mallorca está formado al Sur por la *cuenca de Palma,* la capital; al Norte por la *cuenca de Alcudia,* separadas una de otra por el *macizo de Randa* y sus satélites. Ambas cuencas N y S están muy cultivadas y decenas de molinos de viento surgen del suelo y explotan abusivamente el manto freático para regar los campos que darán primicias y frutos destinados a la población estival o a la exportación.

El paisaje de Mallorca es ante todo mediterráneo, pero matizado por la presencia de dos cadenas de montañas elevadas que atemperan el clima y atenúan la influencia del mar.

En oposición, Menorca tiene esencialmente un clima mediterráneo cálido, con una higrometría siempre muy elevada y ningún punto de la isla está al abrigo del viento marino.

2. Menorca

A 34 km. al NE de las Sierras de Levante de Mallorca está Menorca, segunda isla del archipiélago por su importancia (701 km²). Situada casi en el centro del Mediterráneo occidental, es una isla tabular que emerge insensiblemente del mar por el SO, en cabo Artrutx, para terminar al N, en el Cap de Caballería, por un acantilado vertical de 90 metros que se zambulle en el mar en un lugar impresionante denominado por los pes-

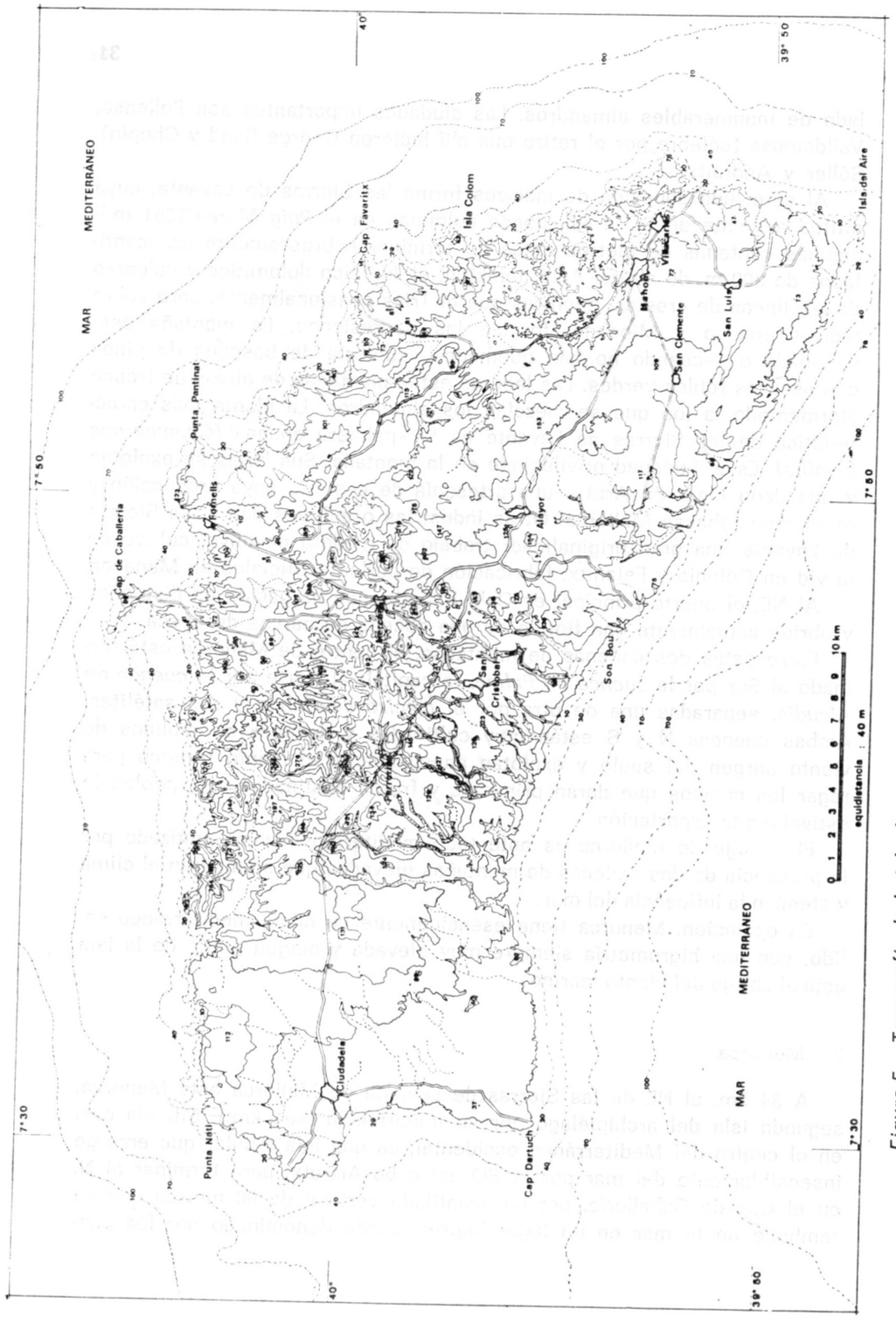


Figura 5.—Topografía de la isla de Menorca (según el 1/100.000, f. núm. 166-183, Madrid, 1954).

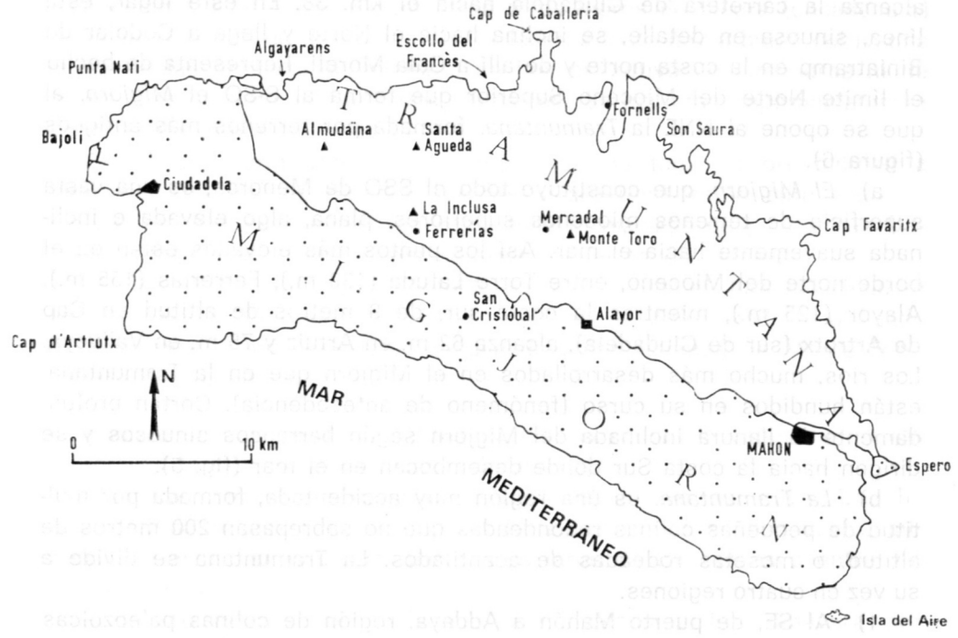


Figura 6.—Divisiones morfológicas de Menorca.

cadores «Es mar de Deu», es decir, «El mar de Dios». En ese punto, los días de tormenta vienen a romperse las formidables olas nacidas en el Golfo de León.

Menorca tiene la forma de un paralelogramo alargado de SE a NO, que mide algo más de 48 km. desde el Cap Bajolí a la Punta de Espero, al E de Mahón, y 22 km. en su mayor anchura al nivel del Cap de Caballería. La costa sur ofrece una ligera concavidad hacia el SO. Está formada de altos acantilados, tallados en el Mioceno, que sólo se interrumpen en las playas de Binigaus y Son Bou, aproximadamente a la mitad de esta costa. La costa norte presenta una convexidad orientada al NNE. Labrada en diferentes tramos geológicos, es accidentada por numerosas bahías (Algayarens, Tirant, Fornells), a veces cerradas (Puerto de Addaya, de Mahón), o incluso en comunicación intermitente con el mar libre (La Albufera). Por su aspecto y la rudeza de su paisaje, la costa norte merece con frecuencia su sobrenombre de «costa salvaje» (fig. 5).

La morfología de Menorca depende estrechamente de la litología y de la estructura geológica y la isla se divide naturalmente en dos mitades separadas por una línea media ESE-ONO, que une Mahón a Ferrerías, luego

alcanza la carretera de Ciudadela hacia el km. 38. En este lugar, esta línea, sinuosa en detalle, se inclina hacia el Norte y llega a Codolar de Biniatramp en la costa norte y de allí a Cala Morell. Representa de hecho el límite Norte del Mioceno Superior que forma al S-SO el *Migjorn,* al que se opone al NNE la *Tramuntana,* formada por terrenos más antiguos (figura 6).

a) *El Migjorn,* que constituye todo el SSO de Menorca, es una vasta superficie de terrenos miocenos superiores, plana, algo elevada e inclinada suavemente hacia el mar. Así los puntos más elevados están en el borde norte del Mioceno, entre Torre Lafuda (130 m.), Ferrerías (155 m.), Alayor (125 m.), mientras la costa sur, de 9 metros de altitud en Cap de Artrutx (sur de Ciudadela), alcanza 62 m. en Artuiz y 75 m. en Vallveya. Los ríos, mucho más desarrollados en el Migjorn que en la Tramuntana, están hundidos en su curso (fenómeno de antecedencia). Cortan profundamente la llanura inclinada del Migjorn según barrancos sinuosos y se dirigen hacia la costa Sur donde desembocan en el mar (fig. 5).

b) *La Tramuntana,* es una región muy accidentada, formada por multitud de pequeñas colinas redondeadas que no sobrepasan 200 metros de altitud, o mesetas rodeadas de acantilados. La Tramuntana se divide a su vez en cuatro regiones.

1) Al SE, de puerto Mahón a Addaya, región de colinas paleozoicas redondeadas, bordeada al O por afloramientos rojos del Permotrías, pelítico y areniscoso.

2) Una línea de acantilados escarpados aisla una gran extensión de calizas y dolomías, formando una especie de meseta, levantada por tanto hasta 184 m. (Albaida) y 235 m. (N de Sa Roca). Para facilitar las descripciones la llamaremos «meseta de Alayor». Alcanza la costa N, donde se extiende desde Na Macaret a la Atalaya de Fornells. En su parte central está rota por el Trías de S'Albaida.

3) Desde el este de Mercadal al oeste de Ferrerías se desarrolla una región más accidentada, donde se alzan las principales cumbres: Monte Toro (350 m.), formado por calizas y dolomías secundarias que reposan sobre un subyacente triásico y paleozoico, la Inclusa (275 m.), Santa Agueda (260 m.), constituidas por areniscas rojas permotriásicas. De todas maneras, es el Paleozoico con sus pequeñas colinas redondeadas, y en menor medida el Permotrías los que forman lo esencial de esta región.

4) Finalmente, al oeste, de nuevo las calizas dolomíticas y dolomías secundarias forman la meseta de Almudaina, rodeada por un acantilado más o menos desarrollado al este y al norte.

Así tenemos tres tipos fundamentales de paisaje en la Tramuntana:

1) El del Paleozoico, que se presenta en pequeñas colinas, muy numerosas, redondeadas, recorridas por numerosos muros que recortan este paisaje en tancas (campos), mientras otros muros de piedra (encadenats) reducen el efecto de la erosión en las laderas. Sólo hay árboles cultivados cerca de las granjas. Actualmente no hay ni cultivo de almendros ni de olivos y estos últimos son todos silvestres. Se explotan esporádicamente algunos algarrobos.

2) El del Permotrías Inferior rojo, que da toda su originalidad a Menorca. Los niveles blandos (pelitas y argilitas) están cultivados en tancas, los niveles areniscosos rojos forman macizos de pendientes frecuentemente escarpadas y casi siempre cubiertas de pinares.

3) El del Secundario calcáreo-dolomítico, donde el Jurásico tiene el principal papel, que está cubierto de pinares o deforestado y utilizado en este caso como pasto para el ganado ovino (laderas de Monte Toro, meseta de Alayor...).

Cuando se deja sentir la influencia marina litoral, la vegetación y los caracteres de este paisaje se borran rápidamente.

Menorca conoció en tiempos la vid y el cultivo del olivo. Una ha desaparecido totalmente, excepto en Talis, los olivos se han vuelto silvestres y nacen en cualquier parte, a lo largo de las tancas o entre los robles verdes.

El verano es muy seco y la isla parece desolada. En primavera, por el contrario, es un jardín de flores, una paleta de colores donde el rojo del Trías se mezcla al verde de los trigales.

Menorca es una isla rica; las principales ciudades están situadas bien en el límite de Migjorn-Tramuntana como Mahón, la capital, al fondo de la mejor rada del Mediterráneo, o Alayor, o bien en el Migjorn: San Cristóbal y Ciudadela, segunda ciudad de la isla y puerto Oeste, o bien aun en la costa Norte: Fornells.

Con sus paisajes inesperados, Menorca es una isla atrayente que debe mucho a su historia, más que Mallorca.

2. MARCO HISTORICO Y HUMANO

1. **Historia**

a) *Pretalayótica y Talayótica*

Los primeros testimonios de presencia humana en las Baleares se sitúan hacia 3.984 antes de J. C. ± 109 (W. WALDREN, 1970). Este período o *pretalayótico* precede a la construcción de megalitos o *talayótico.*

Las construcciones megalíticas, las más antiguas se estiman como del segundo milenio antes de J. C., conciernen de hecho a una población

que se ha mantenido constantemente en Mallorca y Menorca, al parecer sin colonizar Ibiza, y cuya actividad siguió hasta el primer siglo antes de J. C.

Los megalitos son, por tanto, de edad variable; pueden ser:

Talayotes (comparables a los nuraghues sardos): especie de torres tronco-cónicas de 6 a 10 m. de alto y de 20 a 25 m. de diámetro basal, muy frecuentemente huecas (Talati de Dalt).

Navetas: en forma de barco volcado, huecas, y que parecen haber sido tumbas (Naveta d'es Tudons).

Recintos: en el interior de un muro circular de varias centenas de metros, lleno de tumbas y atravesado por pocas puertas, comparables a la puerta de las Leonas de Micenas, hay con los talayotes construcciones que recuerdan viviendas, salas hipostilas, y en el centro de un muro de piedras levantadas en forma de U las *Taulas.* Una Taula está formada por dos enormes piedras colocadas una sobre otra en forma de T de 2 a 3 m. de altura.

Se han hecho numerosas hipótesis para explicar estas construcciones, sin que ninguna sea muy satisfactoria. Las numerosas representaciones de barcas muestran que estos pueblos estaban sobre todo formados por marinos y de otra parte que ha habido permanencia de la población cerca de las construcciones megalíticas, especialmente cerca de los talayotes, alrededor de los cuales se encuentra una mezcla de cerámicas neolíticas, griegas, romanas, árabes, cristianas y... contemporáneas. Así parece que estos pueblos se han amalgamado poco a poco a los sucesivos conquistadores de las Baleares.

b) *Fenicios*

No han dejado huellas importantes, pero se les atribuyen tumbas en las que se han recogido joyas, vidrios, objetos de bronce...

c) *Griegos y Cartagineses*

Los navegantes intrépidos que fueron los Griegos y los Cartagineses entraron en competencia para dominar el oeste del Mediterráneo.

Los Griegos llaman a las Baleares (Mallorca y Menorca) las islas desnudas (Gymnesias) por oposición a Ibiza y Formentera, cubiertas de pinos (Pithyusas). Algunos restos, en especial una estatua de Minerva, se atribuyen al siglo sexto antes de J. C.

Los Cartagineses toman la ruta del paralelo 40 a partir de Cerdeña. Tienen albergues en Menorca, el archipiélago de Cabrera (donde habría nacido Aníbal en la isla de Conejera) y en Ibiza. Evitan Mallorca.

El nombre de Baleares parece haber prevalecido a partir de esta época, y procedería del griego βαλειυ = lanzar, arrojar, bien porque estas islas parecen haber sido lanzadas o arrojadas en el mar (PLINIO), o bien porque, más verosímilmente, Griegos y Cartagineses hubieran sufrido de los indígenas, que Aníbal empleara con éxito en sus ejércitos como honderos.

Con ocasión de la caída de Cartago, uno de los hermanos de Aníbal, Magón, reside en Menorca en el año 205 antes de J. C. Se le debería el desarrollo de Portus Magonis = Mahón.

d) *Romanos*

No es hasta 122 antes de J. C. cuando los romanos inician la conquista de las islas. Quintus Cecilius Metelus, cónsul, conquista Mallorca, luego las otras islas. Sus victorias hacen que se le llame «Baleárico». Mallorca es llamada *Balearis Mayor,* Menorca *Balearis Minor.* Portus Magonis se instaura en municipio.

e) *Historia post-romana*

Los Vándalos ocupan las Baleares del 427 al 534, después son expulsados por los Bizantinos. Un período bastante difuso precede la llegada de los árabes hacia el final del siglo IX. Estos permanecerán en Mallorca hasta 1229, en Menorca hasta 1287, fechas en las que los reyes de Aragón conquistan a su vez las islas.

Las granjas blancas de Menorca recuerdan mucho a las de algunas regiones del norte de Marruecos. Asimismo, muchos de los nombres de las granjas menorquinas tienen un sello árabe: Mustafá, Binidalí, Matxani, etcétera. Estos nombres, sin embargo, no deben engañar. Si algunos datan efectivamente de la época árabe, otros muchos han sido imitados del árabe por los menorquines. En Mallorca, los nombres de granjas imitados del árabe son más raros, nombres como Alcudia, Raixa, parecen heredados del período musulmán. Subsisten todavía algunas construcciones de este período: en particular, en Palma (palacio árabe, murallas, baños), en Raixa (decoraciones) y en Menorca (castillo árabe de Santa Agueda, con torres cuadradas y puertas en arco de herradura, de las que sólo quedan vestigios).

En 1708, cuatro años después que Gibraltar, la isla de Menorca es tomada por los ingleses. El tratado de Utrecht ratifica esta conquista. El siglo XVIII va a ver cómo ingleses, franceses y españoles se disputan esta plaza estratégica. Son primero los franceses, a las órdenes del Mariscal Duque de Richelieu, quienes la conquistan en 1756, después de tomar el fuerte San Felipe. Las murallas de este fuerte, que protegían el puerto de Mahón, muestran todavía, en la orilla sur del puerto, la señal

de las balas que se tiraron. La pérdida de la isla se consumó con el combate naval que opuso La Galissoniere al Almirante Byng. Este, aun disponiendo de una flota mejor armada y numerosa fue derrotado en alta mar de la Isla del Aire, al sur de Menorca. Ante este desastre el Almirante Byng fue juzgado en Londres y, hecho sin precedente y único en Inglaterra, fue condenado y fusilado.

En 1763, el tratado de París da la isla a los ingleses, que la pierden de nuevo en 1782 ante un ataque franco-español. Incorporada a la corona española, la isla es tomada sin combate en 1789 por los ingleses, que la restituyen definitivamente a España en 1802 con la paz de Amiens.

Menorca permanecerá como plaza fuerte hasta fecha muy reciente.

2. Población, clima, vegetación, flora y fauna

La historia agitada de las Baleares, y sobre todo de Menorca, ha originalizado mallorquines y menorquines. Todos hablan un catalán antiguo y los menorquines lo han enriquecido con palabras francesas e inglesas. Algunas costumbres, juegos escoceses, galeses, llevados por las guarniciones del siglo XVIII, se conservan, y los niños menorquines utilizan incluso palabras escocesas en sus juegos.

Naturalmente el clima de Baleares es mediterráneo, pero Mallorca se beneficia de un clima más equilibrado, más sano que el de sus vecinas. En efecto, la Sierra Norte atempera los veranos muy cálidos y los inviernos muy ventosos y fríos que sufre Menorca que, por su pequeña dimensión y poca altitud, está siempre bajo la influencia marina. El grado higrométrico es elevado en todas partes, pero tal vez más todavía en Menorca, donde los veranos muy cálidos están acompañados por una gran humedad del aire. Esta atmósfera la hay en Palma y Alcudia, es decir, en las zonas bajas, sometidas a una fuerte influencia marina.

Las temperaturas medias de las islas son:

	Ibiza	Mallorca	Menorca
Julio	25,1°	24,5°	23,7°
Enero	9,9°	10,0°	10,5°
Media anual	17,3°	16,9°	16,7°

La pluviosidad es fuerte en Mallorca: de 1.000 a 1.300 mm. de precipitaciones en la Sierra principal, pudiendo incluso rebasar 1.400 mm. (Lluch), de 600 a 700 mm. en las Sierras de Levante (Artá), mucho menos elevada en Menorca e Ibiza (de 300 a 500 mm.). En verano hay pocos

ríos cuyo curso inferior tenga agua, más estancada que corriente (río de Cala Galdana, en Menorca; río de Canyamel, en Mallorca).

Actualmente la vegetación se compone de bosques de robles *(Quercus ilex)* o de pinos *(P. halepensis)* relativamente abundantes. El monte, que ocupa grandes superficies, es rico en lentiscos *(Pistacia lentiscus)* y en enebros *(Juniperinus oxicedrus).* Los paisajes florales de las islas son a veces característicos. Mallorca se caracteriza por una gran abundancia de *Chamaerops humilis,* mientras en Menorca abunda la *Ephedra fragilis,* sobre todo en la costa Norte. Cerca del mar abundan las *Urginea maritima* (Asfodelos).

La fauna, sobre la que volveremos en el capítulo del Cuaternario, presenta una diversificación en sub-especies insulares (sub-especies de lagartos) localizadas en ciertas islas o islotes: *Lacerta lilfordi* o *L. pityusensis;* algunos geckos: *Hemidactylus torcicus.* Hay pocos ofidios, y no se ha señalado jamás la presencia de víboras; las culebras son bastante abundantes, siempre en las zonas más húmedas. Uno de los huéspedes más comunes es el geco mediterráneo *(Platydactylus mauritanicus)* que habita en las casas frecuentemente. En Mallorca hay una sub-especie de gineta *(Genetta genetta)* que está tanto en la Sierra Norte como en la región de Artá.

Las Baleares son un «apeadero» importante para las aves migratorias, particularmente los pájaros acuáticos, en relación con los cuales hay que deplorar una vez más las matanzas estacionales de que son objeto. Sería acertado el crear una reserva de fauna y flora para proteger la vida insular y las aves migratorias que todavía son abundantes (águilas, garzas, somorgujos, etc...).

3. Geografía humana y económica

Se hacen estudios detallados de geografía humana y económica, tanto en Mallorca como en Menorca, por JEAN BISSON de la Universidad de TOURS y por BARTOLOME BARCELO PONS de PALMA (ver bibliografía).

2. ANTECEDENTES HISTORICOS DE LAS INVESTIGACIONES

1. Antes de 1879.
2. La tesis de Henri Hermite.
3. La tesis de Paul Fallot.
4. Los trabajos de B. Darder.
5. La tesis de J. S. Hollister.
6. Los trabajos de G. Colom.

1. ANTES DE 1879.

La ocupación inglesa de Menorca y la guerra franco-inglesa que llevó a la toma de la isla por los franceses atrajeron la atención de los naturalistas por las Baleares.

Las primeras notas sobre la historia natural están diseminadas en relaciones de viajes, que se multiplican poco a poco, mezclando observaciones reales a rumores, a veces pintorescos.

2. HENRI HERMITE.

El período de los precursores se termina con la publicación de la tesis de H. HERMITE (1879) que marca así el comienzo de los estudios geológicos detallados sobre las Baleares. Junto a un análisis bibliográfico muy objetivo de las publicaciones que precedieron su trabajo, al que me remito, H. HERMITE consagra importantes capítulos a la orografía, estratigrafía, petrografía y paleontología.

El texto está ilustrado con numerosos perfiles geológicos, resultado de serias observaciones. Un mapa geológico 1/200.000 de Menorca y uno 1/400.000 de Mallorca proporcionan un primer bosquejo de la distribución de las formaciones geológicas de las Baleares. La aportación de H. HERMITE a la geología de las Baleares fue considerable: en Menorca descubrió el Devónico fosilífero, el Trías Inferior y Medio, el Lías fosilífero, el Cretácico con Ammonites y adjudicó al Terciario los terrenos del Migjorn.

Describe más rápidamente Mallorca, pero por la cantidad de observaciones y los yacimientos folisíferos que descubre, prepara el trabajo de P. FALLOT.

JEAN-FERDINAND HENRI HERMITE, profesor de geología de la Universidad católica de Angers, murió en esta villa a la edad de 32 años, el 8 de marzo de 1880.

3. P. FALLOT.

Consagra a Mallorca el comienzo de su carrera de geólogo y, en 1922, publica su tesis sobre la geología de la Sierra principal. Obra fundamental no sólo para la geología de Baleares, sino también para las correlaciones entre las diferentes islas del archipiélago y las cadenas perimediterráneas.

Ante todo, su estudio es el análisis estratigráfico y tectónico, ampliamente apoyado por numerosas faunas, de la Sierra Norte de Mallorca. Sus observaciones se concretan con la realización de un mapa a escala de 1/50.000 de esta cadena de montañas. Desde esta época quedan establecidos los datos estratigráficos fundamentales. Se describen y recogen en abundancia las principales faunas, especialmente los Ammonoideos.

Partiendo de este estudio regional, P. FALLOT extiende sus resultados al conjunto de las Baleares y establece, en particular, comparaciones muy avanzadas que le permiten proponer esquemas paleogeográficos que hace extensivos al Mediterráneo occidental. Investigaciones algo rápidas en Menorca (a partir de 1914) y en Ibiza le llevan a generalizar, lo que conducirá a correcciones ulteriores.

En 1922 publica una nota sobre Menorca que resume toda la inquietud que le producía el Paleozoico de esta isla, por ello repetirá este título en 1945 y 1948: es la muy conocida nota sobre «El problema de la isla de Menorca».

Luego, muy acaparado por el estudio de la parte peninsular de las cordilleras béticas y los grandes problemas que planteaban, después por el estudio de otras regiones alpinas, no dispone más que de muy raros momentos para volver a estas islas, donde se había formado.

4. B. DARDER PERICAS.

Desde 1913 muestra sólidas cualidades de observación y se le deben numerosos descubrimientos en Mallorca.

Especialmente se le deben los primeros estudios sobre el este de Mallorca, particularmente un mapa a escala de 1/50.000 de las Sierras de Levante, cuyos mapas recientemente publicados (1963) en Madrid no son sino el eco.

Los mapas de B. DARDER nos fueron muy útiles.

5. J. S. HOLLISTER (1934).

Alumno de H. STILLE, tiene por tarea el demostrar que las Baleares se enlazan estructuralmente a los Pirineos.

Reanuda el estudio de Menorca y demuestra, en especial, la existencia del Carbonífero Inferior y del Keuper. Para él la serie se inicia con el Devónico Superior «coralígeno» y el Paleozoico acaba con el Carbonífero Superior-Pérmico Inferior, según los Goniatites clasificados por SCHINDEWOLF como pertenecientes a géneros de estos períodos, que se revelarán de hecho como Namurienses (1958).

Tectónicamente las concepciones de HOLLISTER son originales: propone una interpretación estructural en que el Paleozoico y el Secundario

de Menorca se imbrican «a modo de tejas de un tejado». Para Mallorca adopta los puntos de vista y las principales conclusiones de P. FALLOT y B. DARDER.

Con HOLLISTER se termina una segunda fase de los estudios generales de terreno sobre Mallorca y Menorca.

6. G. COLOM.

A partir de 1933, el infatigable investigador mallorquín que es G. COLOM publica una serie de notas que tratan tanto sobre la Micropaleontología de las Baleares como sobre la Paleogeografía o la Estratigrafía. Se le deben numerosos descubrimientos y precisiones sobre Secundario y Terciario y se sabe la parte fundamental que ha tenido en el conocimiento de estos períodos en la cuenca mediterránea.

La aportación de G. COLOM y otros geólogos mallorquines como J. CUERDA, A. MUNTANER DARDER, J. SACARES, es a la vez abundante y especializada, tanto que daremos un breve resumen de sus trabajos al principio de los capítulos correspondientes.

Primera parte

MENORCA

Estratigrafía y Sedimentología

EL PALEOZOICO

No es metamórfico, comprende Devónico, Carbonífero y Pérmico.

ANTECEDENTES

1879.—H. HERMITE atribuye todo el Paleozoico de Menorca al Devónico. Distingue capas con flora, un nivel fosilífero del Devónico Medio, al que van asociadas «capas silíceas». Malos restos de Goniatites le hacen, sin embargo, sospechar la presencia del Carbonífero.

1934.—J. S. HOLLISTER considera que el Paleozoico empieza por el horizonte fosilífero de HERMITE: Son margas coralígenas que atribuye al Devónico Superior. HOLLISTER pone de manifiesto el Viseense con Crinoides, Lamelibranquios y Trilobites; atribuye las capas con flora de HERMITE al Culm y encuentra restos de Goniatites que son clasificados en una primera aproximación por C. H. SCHINDEWOLF (1934) como de edad Namuriense antiguo para los Goniatites procedentes de un primer yacimiento, y como Estefaniense e incluso más probablemente Pérmico Inferior para los del yacimiento de Cala Caldere.

1951.—SCHINDEWOLF se deja engañar por el aspecto de las margas coralígenas del escollo del Francés y las da como tilitas, testimonio para él de una fase de glaciación en el Devónico Superior.

1958.—M. SCHWARZBACH demuestra que esta fase de glaciación del Devónico Superior no existe en Menorca. Las «tilitas» del escollo del Francés representan realmente una masa derrubiada submarina. En este

mismo año, SCHINDEWOLF rectifica sus determinaciones de 1934: La fauna de Goniatites de Binifallet es de edad Namuriense antiguo, mientras que los Goniatites de Cala Caldere no son Pérmicos, sino de edad Namuriense Superior (zona R2). Entre tanto (1956), K. A. CLAUSS había publicado una breve nota sobre los políperos en las «margas coralígenas» del Devónico Superior.

El hallazgo de Graptolites «silúricos» —de hecho Lochkovienses— en turbiditas (R. BOURROUILH, 1963) demostraba que la serie paleozoica era mucho más antigua de lo que se pensaba. El Devónico en facies flysch se estudió en detalle (R. BOURROUILH, 1967) así como el Carbonífero (R. BOURROUILH, 1970 a, b).

DISTRIBUCION

El Paleozoico forma en Menorca tres grandes regiones (fig. 7):

1.ª Al Este, el Culm carbonífero se extiende desde la Mola de Mahón hasta la bahía de Addaya. En la orilla Este de esta bahía aflora el Devónico. Su insólita localización en este lugar no puede explicarse más que por la presencia de un accidente tectónico de fractura NE-SO que pasa bajo la meseta de Alayor.

2.ª En el centro, desde Fornells hasta el sur de Mercadal, el Devónico está recubierto por el secundario de la meseta de Alayor, a menudo despegado tectónicamente. Este Devónico cabalga hacia el Oeste al Culm carbonífero.

Este Culm carbonífero está surcado por una faja de *Devónico* y *Carbonífero basal*. Esta faja, formada en general por un pliegue acostado hacia el Oeste y que evoluciona en escamas, ha sido troceada por la tectónica terciaria. Por ello se extiende de forma discontinua desde el macizo de Binimalla hasta el sur de Mercadal.

3.ª Al Oeste, finalmente, el Culm carbonífero es el único presente y forma sobre la costa Norte el macizo de Cala Caldere-Punta Teula y, rodeado de Permotrías, el macizo de Alfuri.

El Pérmico rojo y detrítico está individualizado al sur de Monte Toro. Estructuralmente y sedimentológicamente se une al Buntsandstein, con el cual se estudiará.

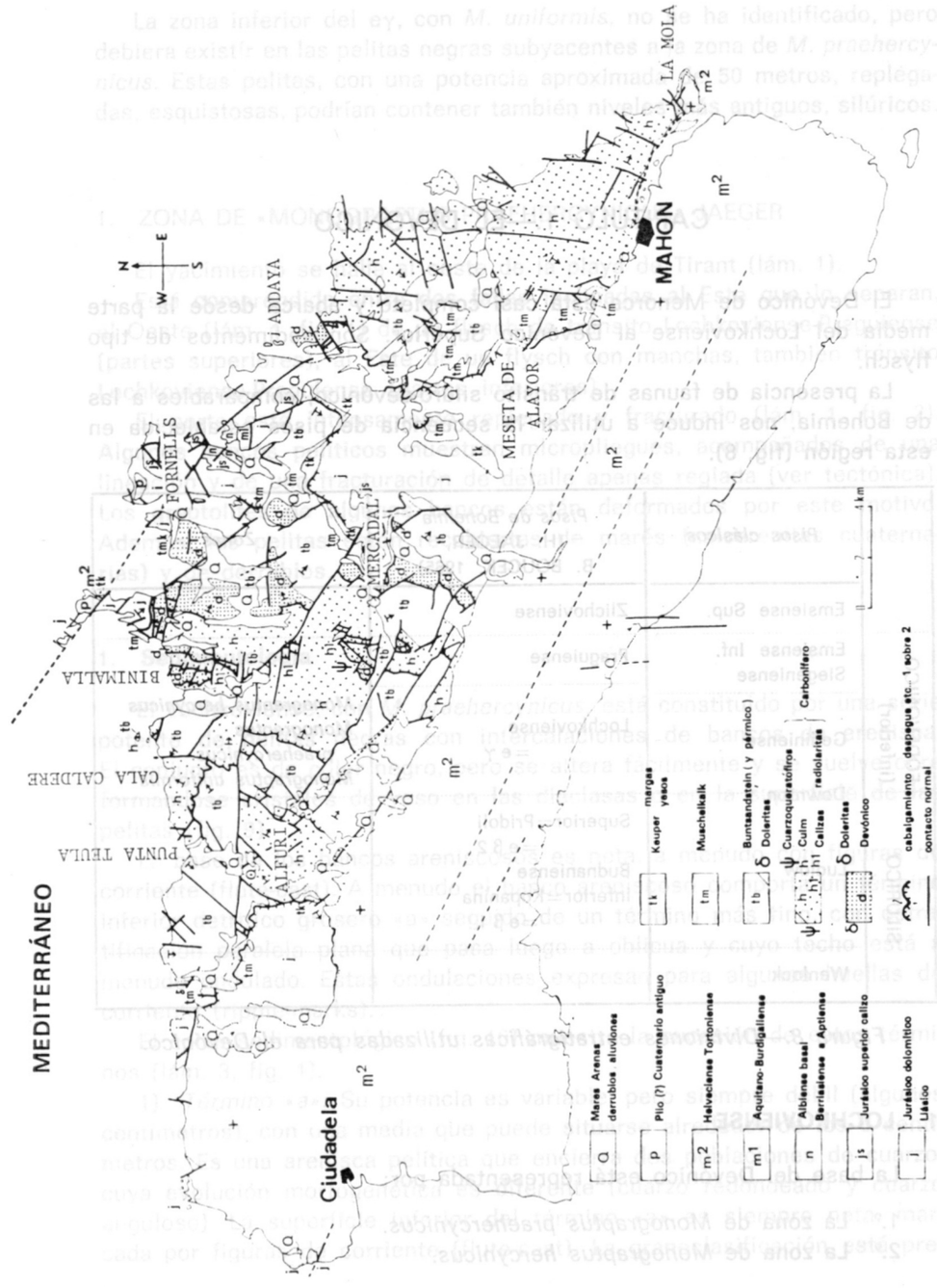


Figura 7.—Distribución de los afloramientos del Devónico y del Carbonífero de Menorca.

CAPITULO 1.—EL DEVONICO

El Devónico de Menorca está casi completo y abarca desde la parte media del Lochkoviense al Devónico Superior. Son sedimentos de tipo flysch.

La presencia de faunas de tránsito siluro-devónico, comparables a las de Bohemia, nos induce a utilizar la secuencia de pisos establecida en esta región (fig. 8).

	Pisos clásicos	*Pisos de Bohemia* (H. JAEGER, B. BOUCEK, 1965)	*Zonas*
EODEVONICO (inferior)	Emsiense Sup.	Zlichoviense	
	Emsiense Inf. Siegeniense	Praguiense	
	Gediniense	Lochkoviense =e γ	*Monograptus hercynicus* *Monograptus praehercynicus* *Monograptus uniformis*
	Downton		
SILURICO	Ludlow	Superior=Pridoli =e β 2 Budnaniense Inferior=Kopanina =e β 1	
	Wenlock		

Figura 8.—Divisiones estratigráficas utilizadas para el Devónico.

1. LOCHKOVIENSE

La base del Devónico está representada por:

1.° La zona de *Monograptus praehercynicus.*
2.° La zona de *Monograptus hercynicus.*

La zona inferior del eγ, con *M. uniformis,* no se ha identificado, pero debiera existir en las pelitas negras subyacentes a la zona de *M. praehercynicus.* Estas pelitas, con una potencia aproximada de 50 metros, replegadas, esquistosas, podrían contener también niveles más antiguos, silúricos.

1. ZONA DE «MONOGRAPTUS PRAEHERCYNICUS» JAEGER

El yacimiento se halla al oeste de la playa de Tirant (lám. 1).

Está comprendido entre dos fallas inclinadas al Este que lo separan, al Oeste (lám. 1, fig. 1) de un flysch de tránsito Lochkoviense-Praguiense (partes superiores), al Este de un flysch con manchas, también tránsito Lochkoviense-Praguiense (partes inferiores).

El corte está intensamente replegado y fracturado (lám. 1, fig. 2). Algunos bancos pelíticos muestran micropliegues, acompañados de una lineación y de una fracturación de detalle apenas reglada (ver tectónica). Los graptolites de algunos bancos están deformados por este motivo. Además, las pelitas están recubiertas de marés (calcarenitas cuaternarias) y de derrubios.

1. Sedimentología

El Lochkoviense, con *M. praehercynicus,* está constituido por una serie potente de pelitas negras con intercalaciones de bancos de arenisca. El conjunto es de color negro, pero se altera fácilmente y se vuelve ocre formándose cristales de yeso en las diaclasas o en la superficie de las pelitas (fig. 9).

La base de los bancos areniscosos es neta, a menudo con figuras de corriente (flute-cast). A menudo el banco areniscoso comporta un término inferior detrítico grosero «a» seguido de un término más fino, con estratificación paralela plana que pasa luego a oblicua y cuyo techo está a menudo ondulado. Estas ondulaciones expresan para algunos huellas de corriente (ripple-marks).

El corte sedimentológico (fig. 10) muestra la sucesión de estos términos (lám. 3, fig. 1).

1) *Término «a»:* Su potencia es variable, pero siempre débil (algunos centímetros), con una media que puede situarse alrededor de los 6 centímetros. Es una arenisca pelítica que encierra dos poblaciones de cuarzo, cuya evolución morfogenética es diferente (cuarzo redondeado y cuarzo anguloso). La superficie inferior del término «a» es siempre neta, marcada por figuras de corriente (flute-cast). La granoclasificación está pre-

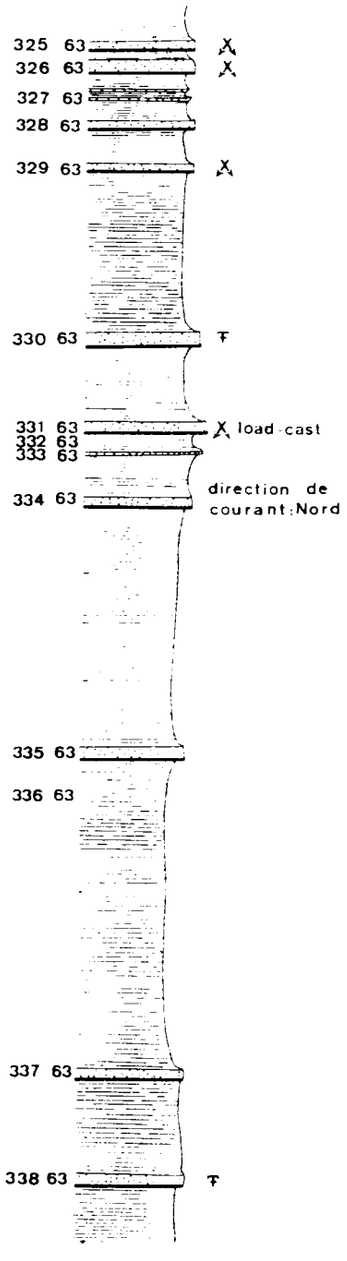


Figura 9.—Columna de la zona con Monograptus praehercynicus.

⅄ : Términos bastos granoclasificados (cf. Lámina I, fig. 3).

≡ : Términos pelíticos.

sente, pero es débil. El término «a» no presenta jamás estratificación y es una arenita. Contiene micas. Los restos fósiles, de diferentes biotopos, algunos probablemente sedimentados y luego resedimentados Briozoarios, son abundantes. La induración es variable (lám. 1, figura 3; lám. 3, fig. 2).

2) *Término «b»:* Su potencia es siempre muy débil. Puede ser milimétrico o centimétrico. Es una arenisca fina que está formada aproximadamente de los mismos elementos que el término «a». Su superficie inferior no está cortada —si no es como consecuencia de fracturas ulteriores— y deriva del término «a». La granoclasificación es insensible. El término «b» presenta una estratificación de corriente: primero paralela plana, después cruzada (ripple lamination).

3) *Término «c»:* Al contrario de los precedentes, el término «c» es siempre potente. Estadísticamente está siempre en mayor proporción.

Algunos términos «c» parecen suceder gradualmente al término «b», pero frecuentemente el techo de «b» tiene huellas de corriente; además, las pelitas muestran frecuentemente en su seno superficies de discontinuidad, paralelas a la estratificación, y marcadas por arrugas. Son estructuras de improntas interlaminares que reflejan la existencia de corrientes y discontinuidades durante la sedimentación de un banco pelítico. Finalmente, muchos de los bancos pelíticos contienen una rica fauna de Graptolites, especialmente formas delicadamente ramificadas como Linograptus, Abiesgraptus, que ni siquiera se han deformado, ni plegado con ocasión de un eventual transporte en corriente densa.

4) *Término «a'»:* Es un término «a», pero no granoclasificado y que contiene además elementos de otros términos «a», «b», «c» en forma de cantos (ex-cantos blandos endurecidos por diagénesis).

2. Interpretación

Tres formas de deposición interfieren en la zona de *Monograptus praehercynicus.*

1.ª Corrientes cargadas, que han depositado términos granoclasificados «a» y «b». Estas corrientes pueden interpretarse como corrientes de turbidez.

2.ª Corrientes de removilización, responsables del depósito de términos «b» centimétricos o milimétricos. Se puede pensar que estos términos «b», de débil espesor, provienen de términos «b» de las turbiditas, y que las huellas de corrientes del techo de estos últimos se deben a corrientes de removilización. Podrían ser corrientes de fondo y ciertos términos «b» serían «contouritas».

3.ª El depósito de pelitas sería mixto, procediendo de corrientes de turbidez, de corrientes de fondo y de una sedimentación partícula a partícula, con fosilización de graptolites.

3. Paleontología

Los graptolites recogidos han sido clasificados por el Dr. H. JAEGER y son:

Monograptus praehercynicus JAEGER 1959, frecuente.
Monograptus microdon RICHTER 1875, muy escaso.
Linograptus posthumus posthumus RICHTER 1875, frecuente (lámina 2).

Las distintas especies se encuentran juntas tanto en el yacimiento 323 (lám. 1) como en las pelitas de la columna 325 a 339-63 (fig. 9), donde se encuentran a diferentes niveles (entre ellos el núm. 337-63).

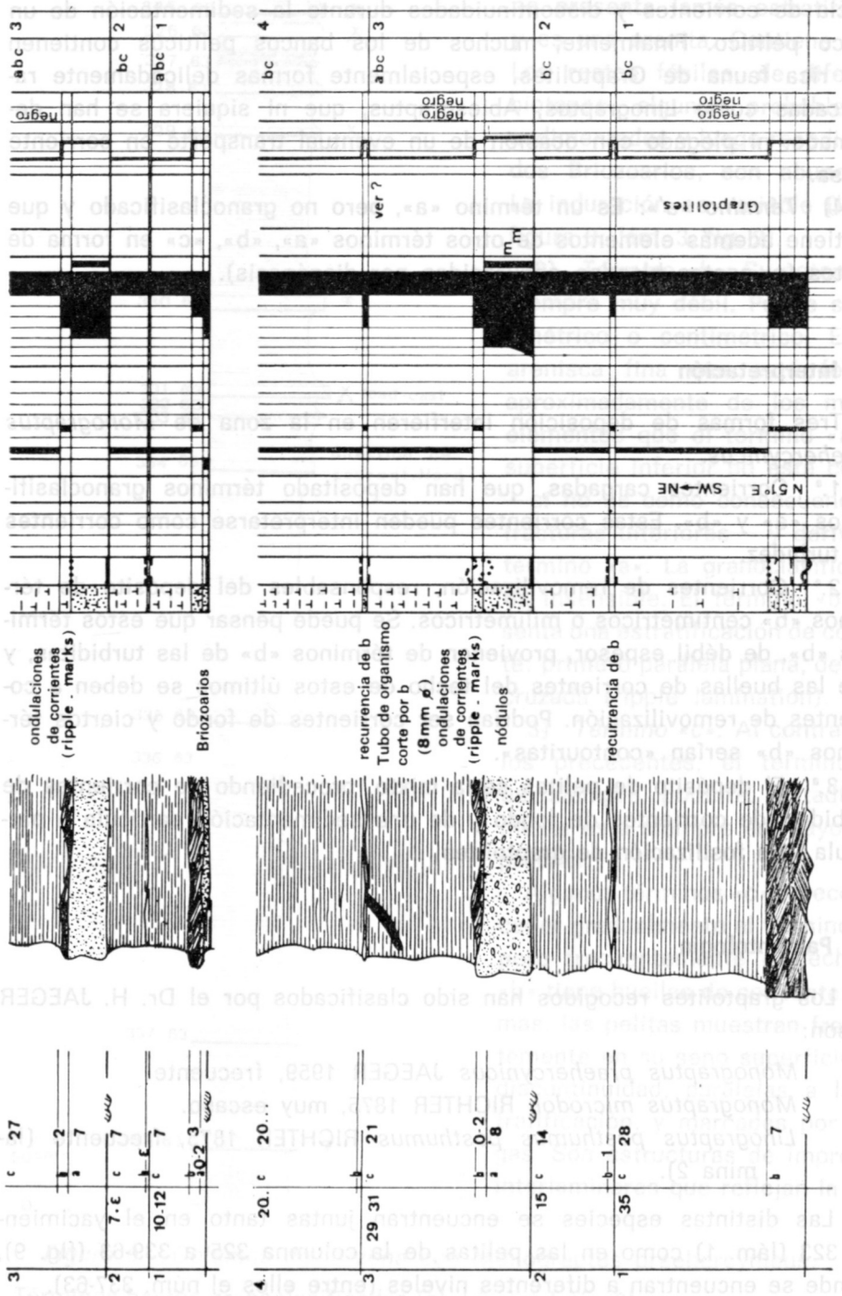


Figura 10.—Columna sedimentológica de la zona de Monograptus praehercynicus.

4. Petrografía

Los términos bastos son en general areniscas calcáreas granoclasificadas (lám. 1, fig. 3, 338-63), de grano basto, formadas por restos orgánicos (briozoarios, br, crinoides, braquiópodos «b», políperos), minerales detríticos (cuarzo, calcita) y cantos blandos de pelitas negras (gm) con numerosas acumulaciones de pirita (p).

En lámina delgada se ven dos familias de cuarzo detrítico: una *pequeña* (ls=50 μ), angulosa (Ar=0,5, Sp=0,7) y dominante (30 a 40 por 100), a veces con extinción giratoria, y una *grande* (de 400μ a más de 1 mm.), muy redondeada (Ar=Sp=0,9), poco abundante (2 por 100) sin extinción rotatoria. Acompañan a este cuarzo: muscovita frecuente, biotita rara y alterada y calcita.

Los minerales autígenos son la pirita, frecuente y automorfa o epigenizando caparazones, y más raramente dolomías en cristales automorfos, calcedonia y cuarzo.

Estos constituyentes no están nunca yuxtapuestos. La matriz original está completamente recristalizada, reemplazada a veces por calcita clara.

5. Conclusiones

El Lochkoviense Medio sigue a las series pelíticas. Los aportes detríticos han aumentado y se depositan en una zona marina reductora.

Estos aportes detríticos se deben bien a la descarga directa de las corrientes densas, o bien a la resedimentación de términos bastos ya depositados. Cada banco grosero no parece ligado ipso-facto a las pelitas que están encima.

Sin embargo, estas pelitas se han depositado también en un medio inestable y ha podido haber períodos de vacuidad durante su propia sedimentación. Un banco pelítico puede estar así constituido por varios bancos pelíticos elementales.

El conjunto de sedimentos del Lochkoviense Medio denota un débil aporte litoral, que ha sufrido una alteración muy fuerte, puesta de manifiesto especialmente por la ausencia de feldespatos y la presencia de cuarzo y micas detríticos.

Desde el punto de vista tectónico, la abundancia de niveles pelíticos hace del Lochkoviense Medio y su yacente más antiguo un buen nivel de despegue.

2. ZONA CON «MONOGRAPTUS HERCYNICUS» (PERNER)

Geométricamente sobre la zona precedente, pero sin contacto visible, empiezan alternancias arenoso-pelíticas rítmicas que hemos estudiado al este de la playa de Tirant y en Punta Negra.

A) Este de Tirant

Sobre la orilla este de la playa de Tirant (fig. 11), el corte no está plegado, pero lo hace rápidamente hacia el Norte. En el contacto de las capas con graptolites y el mar se ve una serie de anticlinales y sinclinales provocados por una falla que limita el corte al N y al NE.

1. Sedimentología

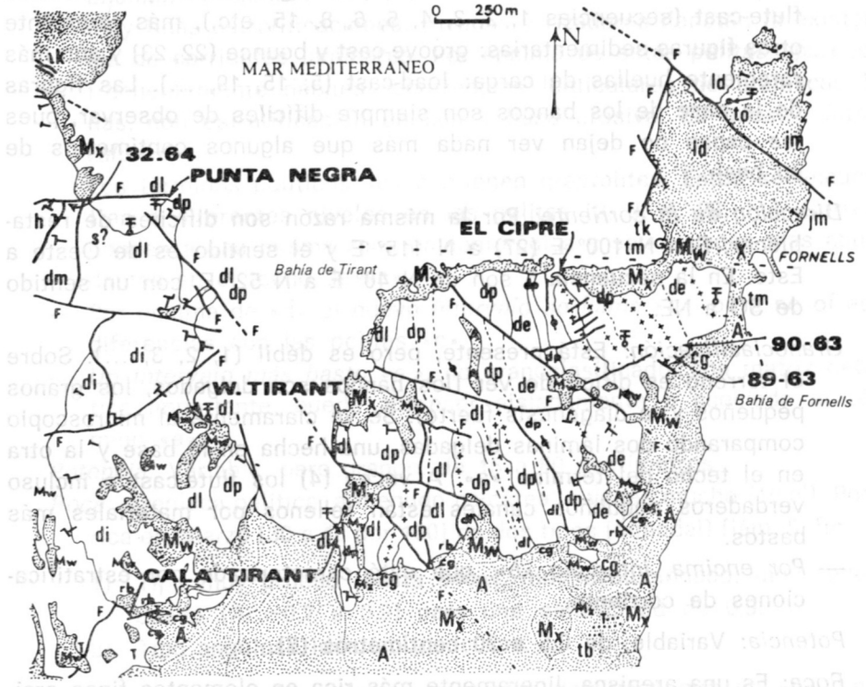
El Lochkoviense está formado por 14 metros de alternancia de areniscas y pelitas, recubiertas por un complejo arenoso de 9 metros de potencia (lám. 4 y fig. 12, lámina plegada al final del tomo II).

En 14 metros las alternancias arenoso-pelíticas están compuestas de 47 secuencias aparentes sucesivas (fig. 12). Cada secuencia aparente está comprendida entre dos discontinuidades sedimentológicas mayores, marcadas generalmente por figuras de corriente o de carga. Una secuencia aparente comporta intervalos, que son (lám. 4):

— *En la base, intervalo «a»,* comienza con una superficie erosiva, en general con figuras sedimentarias: flute y grove casts.

Potencia: Variable (el término «a» puede faltar), oscila de 1 a 50 centímetros como máximo (secuencia 44). El término «a» de la secuencia 48 es una sucesión de términos «a» de varias secuencias sucesivas.

Roca: Es una arenisca que pasa a veces a arenisca cuarcítica. Es muy rica en cuarzo (60 a 70 por 100). Los granos están recrecidos secundariamente. El cuarzo detrítico primitivo es pequeño (150 a 200 μ) y sensiblemente equidimensional (unimodal). Los granos angulosos constituyen la mayor parte de la roca (Ar=0,3, Sp=0,3 a 0,5). Los granos de cuarzo redondeados son muy raros. Hay muscovita detrítica, más raramente biotita muy alterada, y más raramente aún calcita y feldespatos detríticos.



Permo-triásico a Cuaternario (rb: rubefacción; cg: conglomerado del Permo-Triásico; tb: Permo-triásico; tm: Triásico medio; tk: Triásico superior; ld: Liásico; jm: Dogger; M: marés cuaternario; A: suelos.)

h: Culm carbonífero.
de: Zlichoviense alto, Eifeliense (probable Givetiense en 90-63).
dp: Praguiense y Zlichoviense bajo.
dl: Lochkoviense.
dm: Devónico medio.
di: Devónico inferior.
s?: Ante-Lochkoviense?
F: Falla.
T: Buzamiento.

Figura 11.—Situación de las columnas del Devónico Inferior y Medio del Este de la península de Caballería y del macizo de Fornells.

Los granos están excepcionalmente yuxtapuestos, lo que significa que se han depositado con una matriz arcillo-pelítica que está reemplazada actualmente por un cemento secundario constituido por calcedonia y cuarzo.

Superficie inferior: Siempre extremadamente neta, erosiva. Puede ser plana (secuencias 4, 5, 8, 15, etc.), ligeramente ondulada (pero no es posible encontrar señales de ripple-marks).

Restos y marcas: No he encontrado restos orgánicos. Hay sobre todo flute-cast (secuencias 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 15, etc.), más raramente otras figuras sedimentarias: groove-cast y bounce (22, 23) y aun más raramente huellas de carga: load-cast (5, 15, 19, ...). Las figuras de la base de los bancos son siempre difíciles de observar, pues las capas no dejan ver nada más que algunos centímetros de su base.

Dirección de la corriente: Por la misma razón son difíciles de restablecer. Son N 100° E (27) a N 115° E y el sentido es de Oeste a Este. En la secuencia 5 son de N 40° E a N 52° E, con un sentido de SO a NE.

Granoclasificación: Está presente, pero es débil (1, 2, 3, ...). Sobre el terreno es difícil de ver (los bancos son delgados, los granos pequeños y la diagénesis fuerte). Se ve claramente al microscopio comparando dos láminas delgadas, una hecha en la base y la otra en el techo del término «a». A veces (4) los flute-cast o incluso verdaderos pequeños canales están rellenos por materiales más bastos.

— *Por encima, intervalo «b»*, que está caracterizado por estratificaciones de corriente.

Potencia: Variable, de 0,5 a 20 centímetros (7).

Roca: Es una arenisca, ligeramente más rica en elementos finos arcillo-pelíticos que el término «a».

Contiene los mismos constituyentes que el término «a». En efecto, el cuarzo mide de 60 a 120μ y los granos están recrecidos secundariamente. La diagénesis es idéntica.

Superficie inferior: El término «b» deriva gradualmente del término «a», hay tránsito progresivo (secuencias 1, 2, 4, ...) *pero,* como consecuencia de la diagénesis, sucede que el término «b», mucho más fino que el término «a» subyacente y además estratificado, se despega de aquél a lo largo de una superficie de estratificación elemental. Sucede lo mismo con el término «c», que también se despega del término «b». Estadísticamente el tránsito de los términos «a» a los términos «b» es gradual.

Estratificación: Contrariamente al término «a», «b» presenta siempre estratificaciones paralelas planas (2, 5, ..., 27, ...), después, paralelas oblicuas.

En la orilla oeste de la bahía de Tirant, la superficie superior de los términos «b», bien expuesta, muestra huellas de corriente (ripple-marks).

— *Encima, las pelitas constituyen el intervalo «c»*, en el que se ven muy finas estratificaciones. Arrugas y rizaduras denotan la existencia de corrientes laminares. Por encima de estas pelitas aparecen frecuentemente débiles recurrencias lenticulares de areniscas finas, con estratificación oblicua y base erosiva. Es nuestro *intervalo «d»*.

Los términos pelíticos «c» contienen graptolites. Estos se encuentran a diferentes niveles en las pelitas (2, 3, 4, 28, ...). Corresponden a una misma zona paleontológica y son a veces más abundantes en el techo de «c».

— Por encima de «d» el nuevo *intervalo se llama «e»*, pero no ofrece diferencias con las pelitas «c».

— *Un intervalo más basto «a'»*, no granoclasificado, con matriz detrítica importante, puede aparecer aisladamente o asociado al término «a».

Potencia: Variable, pero grande, de 15 a 80 centímetros.

Roca: Arenisca pelítica, a menudo calcárea, a veces mucho (10 a'). Poco rica en cuarzo (30 a 40 por 100) de dos tipos (bimodal) (lám. 5, fig. 1).

1) Tipo muy grueso (hasta 840μ), muy evolucionado, muy redondeado (Ar=0,7 a 0,9) para una esfericidad de 0,9.
2) Tipo anguloso idéntico al de «a».

Se encuentran los mismos minerales detríticos que en «a», pero sobre todo una gran abundancia en calcita detrítica. Los granos no están nunca yuxtapuestos y, además, están dispersos, sin granoclasificación, lo que significa que estaban primitivamente rodeados por una matriz arcillo-pelítica o calcárea mucho más importante que en los términos «a».

Superficie inferior: Del mismo tipo que «a», es a veces menos neta (26, 32, ...).

Huellas: Exceptuando las huellas orgánicas, las mecánicas son más abundantes y marcadas, poniendo de manifiesto una mayor violencia de la corriente (10 a'), con numerosas huellas de objetos arrastrados.

Dirección de la corriente: N 97° E de Oeste a Este.

Granoclasificación: Nunca o a penas esbozada.

Estratificación: Nunca estratificado *pero* los términos «a» muestran a menudo fragmentos de términos «b» o «c» que están plegados (pliegues sinsedimentarios que expresan un slump).

Granulometría: Basta, a menudo con inclusiones (cantos blandos de «b» o «c»).

Carbonatos: Porcentaje elevado a veces.
Micas: Bien visibles.
Endurecimiento: Medio (10 a') a débil (26).

La base de estos términos parece a veces diferente y tiende a parecerse a «a» (25, 26) pero el microscopio muestra caracteres diferentes (ver párrafos anteriores). Los términos «a» son seguidos de términos «b», pero raramente. Más corrientemente están superpuestos por un término «a» o «b» de una nueva secuencia (26, 30, 32).

2. Interpretación

Secuencias genéticas

Los 14 metros de alternancias de areniscas y pelitas del Lochkoviense con *Monograptus hercynicus* están constituidos por cuatro secuencias genéticas, que se suceden o se repiten.

1) *Una secuencia granoclasificada,* formada por términos «a» y «b» y una parte del término «c», correspondería a un sedimento por corriente de turbidez. Las estructuras sedimentarias de esta secuencia la hacen asimilable a una secuencia completa del tipo Ta-e de BOUMA, pero que presenta ciertas variaciones con respecto a la secuencia de BOUMA. En efecto, pueden faltar uno o varios intervalos de la secuencia tipo de BOUMA.

2) Una secuencia no granoclasificada, formada por un término «a», al que el término «a'» puede estar asociado. Por su composición y sus estructuras sedimentarias, el término «a'» corresponde a una colada fangosa más o menos densa. Según los modelos hidrodinámicos, una segregación del término «a'» provoca la individualización del término «a». La secuencia granoclasificada «a+b»+(c?) procede así inicialmente de una colada fangosa.

3) *Una secuencia arenítica* (término «d»), en la que el término «b» es milimétrico, lo que correspondería a una removilización de las secuencias granoclasificadas ya depositadas. Este término correspondería a un depósito de corriente de fondo.

4) *Una secuencia pelítica,* que muestra una cierta autonomía y sería mixta, resultante de una descarga de corriente densa, de una removilización de limos ya depositadas y de una sedimentación partícula a partícula.

Ritmos menores y ritmos mayores

El análisis del reparto de las secuencias precedentes hace resaltar que existe una fase sedimentaria continua, permanente, representada por las pelitas, y una fase sedimentaria discontinua, variable, representada por los depósitos bastos.

La fase pelítica constituye así un fondo de sedimentación sobre el que vienen a interferir los depósitos groseros.

Estos se suceden según ritmos menores, de orden 1 y ritmos mayores de orden 2, 3...

El ritmo menor, está a menudo perturbado, pero hace alternar secuencias granoclasificadas más o menos completas según un modelo, que es: secuencia granoclasificada, pelitas negras (fig. 13).

Este ritmo menor se interrumpe por un ritmo mayor que hace aparecer una colada fangosa A' (fig. 13).

Tenemos así la sucesión: *n* secuencias granoclasificadas — secuencia fangosa — *n* secuencias granoclasificadas — secuencia fangosa, etc. (figura 13).

Los ritmos mayores de colada fangosa corresponden así a una pulsación de orden 2, función directa de una sobrecarga de sedimentos.

Direcciones de corriente

Las direcciones de corriente medidas en la base de las secuencias granoclasificadas indican una dirección N 40 a N 110°, y del cuadrante SO-NO hacia el NE-SE.

Forma de emplazamiento

La presencia de coladas fangosas implica la existencia de una pendiente submarina. Los sedimentos del Lochkoviense sólo pueden depositarse, por tanto, por debajo de una zona de alimentación.

Origen del material detrítico

Las coladas fangosas (términos «a'») contienen cuarzo erosionado y muy pocos feldespatos. El material original ha podido sufrir una fuerte alteración que ha destruido los feldespatos, no dejando subsistir en cantidades importantes nada más que el cuarzo y las micas, a los que se ha sumado calcita detrítica procedente de una sedimentación penecontemporánea y organismos.

El material de la zona de acumulación ha sufrido en efecto un estrío, resultante de diferentes factores, que es imposible determinar actualmente.

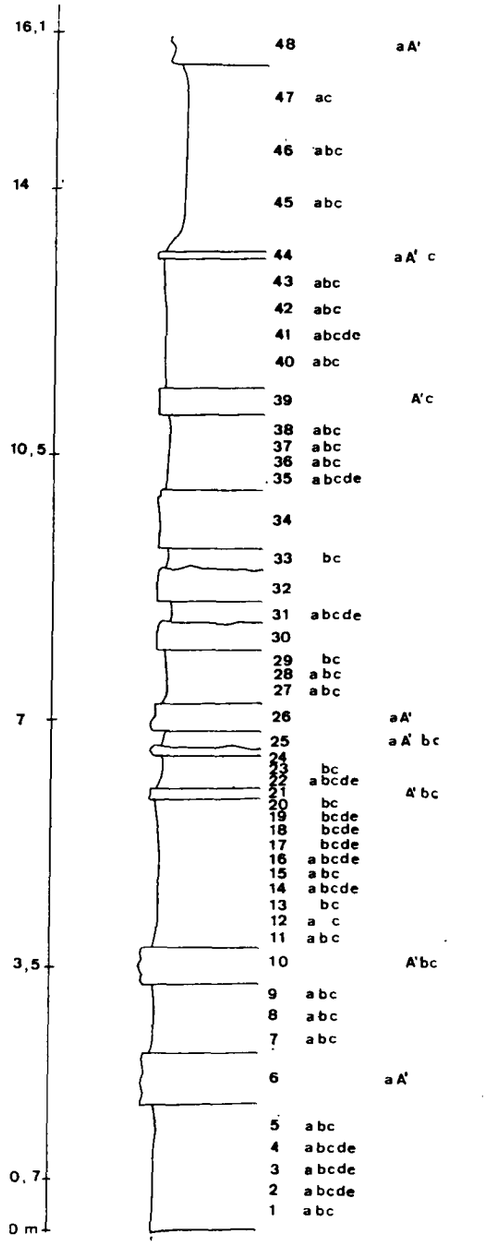


Figura 13.—Ritmos en el Lochkoviense Superior.

3. Diagénesis

La diagénesis de los sedimentos del Lochkoviense con *M. hercynicus* ha conllevado una recristalización de la matriz en un cemento de calcedonia y cuarzo secundario. Los granos de cuarzo están recrecidos secundariamente en los términos «a». El estado filomórfico sólo se alcanza muy excepcionalmente y la aparición de filitas de neogénesis es poco visible. Con la calcedonia son visibles, con muchos aumentos, algunos cristales de neogénesis (lám. 5).

Por el contrario, la dolomía encapuchonada de neogénesis es siempre muy abundante en los diferentes términos de este corte rodeada de agregados de hematites. La pirita es muy escasa (lám. 5).

El yeso aparece en alteraciones (lám. 6).

Fenómenos de compactación, visibles sobre el terreno (load-cast), son discernibles también en lámina delgada, especialmente en los términos «a'»: los granos gruesos detríticos de cuarzo están rodeados de muscovitas plegadas (fenómeno «de impresión»).

4. Paleontología

Los graptolites siguientes, determinados por H. JAEGER, se han encontrado en diferentes niveles, localizados sobre el corte sedimentológico de Tirant (ver Sedimentología, fig. 12) (ver lámina plegada al final del tomo II).

Monograptus aequabilis aequabilis (Pribyl) 1941, frecuente.

Monograptus cf. hercynicus (Perner) 1899, raro (lám. 7).

El indicador de zona no ha podido determinarse categóricamente, pero se han separado Conodontos del Lochkoviense Superior. Por otra parte, aunque *M. aequabilis* se conozca sobre todo en la zona de *M. uniformis*, se encuentra en las tres zonas del Lochkoviense (Alpes Cárnicos).

Los *Conodontos* han sido clasificados por J. HELMS. El banco más fosilífero es una arenisca calcárea: A 39 a'=309-63, que ha dado (láms. 8 y 9):

Acodina sp.
Belodella devónica (Stauffer)
Icriodus sp.
Neoprioniodus excavatus (Br. y Me.)
Oneotodus? beckmanni Bi. y San.
Ozarkodina media Walliser
Spathognathodus inclinatus (Rhodes)
Sp. steinhornensis Ziegler.
Trichonodella inconstans Walliser

Con un grupo de especies permanentes, que reencontraremos en el Praguiense:

Belodella resima (Philip).
Hindeodella priscilla (Stauffer)
Neoprioniodus bicurvatus Br. y Me.
Plectospathodus extensus Rhodes
Trichonodella excavatus (Br. y Me.)

Estos Conodontos dan una edad Lochkoviense Superior a Praguiense. La presencia de formas tales como *Icriodus* sp. comparables a las de BISCHOFF y SANNEMAN (1958, cuadro 12/8), *Oneotodus? beckmanni* y *Spathognatodus wurmi,* que estos autores han encontrado en el banco condensado del «tentaculitenkalk» (Schübelebene, Franconia) hacen pensar que esta fauna es Lochkoviense Superior mejor que Praguiense (1).

Hay *Tentaculites* en la misma muestra, entre ellos *Nowakia acuaria* (Richter).

B) Oeste de la Playa de Tirant: Punta Negra

El cabo de Punta Negra (fig. 11) muestra un corte análogo al de Cala Tirant, pero las características de los intervalos «a'» son allí más netas. El corte se divide en dos partes:

1) 14 metros de alternancias arenoso-pelíticas.
2) Encima hay 9 metros de areniscas y luego las alternancias se reanudan.

1. Sedimentología

1) *Los 14 metros de alternancias* arenisco-pelíticas de la base del corte están constituidos por 40 secuencias sucesivas, del mismo tipo que en Cala Tirant (fig. 14, lámina plegada al final del tomo II, y láms. 10 a 15).

Sin embargo, las coladas fangosas o términos «a'» son mucho más frecuentes en Punta Negra. Contienen (fig. 14, secuencias 26, 30) paquetes deslizados, frecuentemente plegados sinsedimentariamente y procedentes de la erosión submarina de otros términos depositados antes. Estos paquetes deslizados, acompañados de «cantos blandos», se distribuyen groseramente en capas dentro de la colada fangosa.

(1) J. HELMS, correspondencia.

Frecuentemente, los términos «a'» comportan en su base un término «a», a menudo lenticular, nunca muy potente (secuencias 33, 35, 36). Los términos «a'» pueden alcanzar hasta 2 metros de potencia (secuencia 39). En esta secuencia un término «b», con estratificación oblicua, de un centímetro de potencia sucede al término «a'». No hay ninguna medida entre las potencias de estos dos términos (ver la secuencia 30).

Los términos «a'» contienen a menudo fósiles, especialmente políperos, que, curiosamente, están en general invertidos en la capa.

Los otros términos son semejantes a los de Cala Tirant.

2) *Las areniscas* que están sobre estas alternancias tienen una potencia de 9 metros. Tienen mala estratificación paralela plana, a veces oblicua, cruzada de gran magnitud. En esta arenisca son claramente visibles, en distintos niveles, convolutas de 0 a 20 centímetros de potencia (lámina 15). Algunas de estas convolutas están granoclasificadas y son probablemente de origen tixotrópico. Estas areniscas, de 9 metros de potencia, son de hecho la asociación de varias capas areniscosas independientes, como permite pensarlo la repetición de niveles de convolutas, algunas seguidas por areniscas más finas con estratificación cruzada.

2. Interpretación

Secuencias genéticas en el Lochkoviense de Punta Negra

Interfieren cuatro formas de sedimentación en estas alternancias:

1) *Términos granoclasificados,* términos «a» y «b», resultado de la descarga de las corrientes densas (corrientes de turbidez), que pueden depositar igualmente encima una fracción pelítica. Esta secuencia se parece a la secuencia Ta-e de BOUMA.

2) *Coladas más o menos fangosas* provocan la sedimentación de términos «a'». Estas coladas incorporan, con ocasión de su desplazamiento, cantos blandos y trozos de secuencias granoclasificadas ya depositadas. Estos últimos fragmentos, todavía no litificados, pueden plegarse en el deslizamiento de fango. Estando asociados los términos «a'» a términos de tipo «a», hay que admitir que según su carga y su viscosidad, es decir su contenido en cuarzo detrítico y agua, los términos «a'» pueden dejar que se individualicen nubes turbidíticas que darán estos términos «a». En la coronación de los términos «a'», el agotamiento del deslizamiento de fango puede traducirse en la sedimentación de un término «b», poco potente, con estratificaciones de corrientes.

3) *Corrientes de fondo* removilizan los términos «b» ya depositados,

provocan la formación de ripple-marks y la sedimentación de términos «b» de poca potencia.

4) Finalmente, las pelitas negras proceden de *una sedimentación mixta.*

Forma de emplazamiento

Las coladas fangosas que se ven en el corte de Cala Tirant se ven mejor aun en Punta Negra. La presencia de una pendiente submarina se hace necesaria para explicar la formación y sedimentación de estos sedimentos.

Origen del material detrítico

Los términos «a'» contienen abundantes Políperos. Por ello el material detrítico proviene de una zona litoral.

3. **Paleontología**

El banco 5 PN Cd 65 contiene: *Belodella* sp., *Hindeodella* sp., *Spathognathodus inclinatus* Rhodes que determinan Silúrico Superior-Praguiense. Están mezclados a Políperos: *Calliapora* sp. nov. (39 a' 2/3 PN), *Heliolites* gr. *decipiens* (413-63), *Squameofavosites* sp. (con microestructura laminar) de edad semejante, determinadas por J. LAFUSTE.

3. CONCLUSIONES SOBRE EL LOCHKOVIENSE

Las alternancias del Lochkoviense Superior de Cala Tirant y Punta Negra muestran los mismos tipos de sedimentos. Las coladas fangosas son más frecuentes en Punta Negra, lo que indicaría una zona de sedimentación situada en la cuenca sedimentaria, aguas arriba de los sedimentos de Cala Tirant.

Los potentes bancos de areniscas de la cumbre de estos dos cortes están, en realidad, incluidos también en las alternancias. Sus estructuras sedimentarias indican una forma particular de implantación, acaso del tipo de los deslizamientos arenosos. La inestabilidad de las condiciones de sedimentación está demostrada por la presencia de convolutas, a veces granoclasificadas, interpretadas como manifestaciones tixotrópicas.

La diagénesis de los sedimentos de Punta Negra ha sido la misma que la de los sedimentos de Tirant. Algunas modalidades de detalle han

sido diferentes, puesto que los términos «a» están allí más desarrollados. Este corte es, además, más rico en calcita detrítica y anuncia así el Praguiense del macizo de Fornells. El corte de Punta Negra puede considerarse como un cambio lateral del corte de Tirant o como la continuación inmediata.

Los sedimentos Lochkovienses significan la llegada, a una cuenca marina reductora donde se depositan pelitas con Graptolites, de sedimentos detríticos procedentes de un margen continental oxigenado. Son transportados por coladas más o menos fangosas.

El ritmo de los aportes detríticos muestra un aumento de estos aportes hacia la parte alta de la serie.

2. **PRAGUIENSE INFERIOR**

Por encima de los sedimentos precedentes del Lochkoviense Superior y antes de llegar a los primeros bancos fosilíferos del Praguiense Superior, hay una serie de 25 a cerca de 50 metros de potencia de sedimentos, constituidos por alternancias rápidas de bancos pelíticos y areníticos delgados, a veces de algunos centímetros de potencia. En su base esta serie tiene bancos más detríticos (lado Norte del macizo de Fornells, en el Cipré, fig. 11, y al oeste de la playa de Tirant, fig. 15).

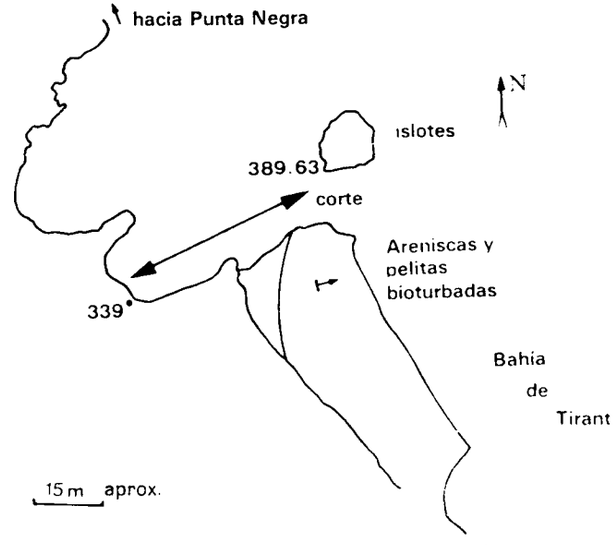


Figura 15.—Praguiense Inferior al oeste de Tirant.

1. Sedimentología

Esta serie se caracteriza por alternancias rápidas de bancos areníticos finos y a menudo delgados, y bancos pelíticos.

Las pelitas son a veces negras, pero más frecuentemente de colores claros: grises, blancos, verdes, amarillos. Estas pelitas tienen en su superficie numerosas manchas de contornos poco netos, que dibujan en profundidad a modo de huellas que corresponden a bioturbaciones.

Los bancos areníticos están asociados a las pelitas a todo lo largo de esta serie. Son ligeramente calcáreos o puramente silíceos. Son bancos delgados, a veces *granoclasificados*, con una base no estratificada, seguida de un término más fino con estratificaciones paralelas y luego oblicuas, que corresponderían a turbiditas. Pero a menudo es este término fino, con estratificaciones paralelas y luego oblicuas, el único presente con espesor centimétrico o milimétrico. Puede entonces corresponder bien a una turbidita reducida o únicamente a su fracción fina (Tb-c, Tb-d... de BOUMA) o bien a un término que representa la removilización de términos ya depositados pero todavía no litificados, o bien incluso un depósito directo de una corriente de fondo. Sería entonces una «contourita» (C. D. HOLLISTER, 1967).

Sin embargo, esta serie tiene en su base bancos más potentes (30 a 40 cm.), más calcáreos, detríticos, muy ricos en Tentaculites. Muchos de estos bancos presentan estructuras sedimentarias de turbiditas. Coladas de fango que alcanzan hasta 1,5 m. de potencia acompañan a estos bancos. Estas coladas de fango contienen elementos líticos procedentes de otras capas de esta serie, y presentan estructuras netas de deslizamiento.

Hacia arriba, esta serie, mucho más silícea, con bancos areníticos generalmente delgados, está recubierta por bancos calizos conteniendo Conodontos del Praguiense reciente (fig. 16). Los bancos areníticos tienen frecuentemente al techo huellas de corrientes (ripple-marks, ver Sedimentología).

2. Petrografía

Un banco arenítico granoclasificado, algo calcáreo, está formado por ejemplo de 50 a 60 por 100 de cuarzo, de hasta 200μ, bastante redondeado: Ar=0,7; Sp=0,9, acompañado de muscovita en bastoncillos alargados (100μ), biotita alterada y calcita. Estos minerales rara vez están yuxtapuestos. Cuando los granos de cuarzo se tocan, sus contactos son planos,

los cuarzos están recrecidos secundariamente. El cemento de la roca es calcita con zonas de calcedonia y recristalizaciones de feldespato (360-63). Los minerales autígenos son sobre todo plagioclasas, menos frecuentemente dolomía en cristales zonados. Los minerales detríticos están granoclasificados y orientados paralelamente a la superficie inferior del banco.

Una muestra (351-63), más calcítica, muestra una grieta con dos movimientos sucesivos:

1) Poco después de su apertura se rellenó de calcita perpendicular a las paredes.

2) Después la grieta se ha abierto de nuevo en el mismo sentido y se formaron en el centro cristales de feldespato (hasta de 1-2 mm. de largo), perpendicularmente a las paredes con calcita.

— Los bancos silíceos están formados por granos yuxtapuestos de cuarzo, de 60 a 100μ, con contactos generalmente planos acompañados de muscovita y biotita.

— Los bancos detríticos, francamente calcáreos, contienen cuarzo en débil proporción y, según los lugares, una mayor o menor proporción de Tentaculites, que pueden formar a veces la casi totalidad de la roca. Estos Tentaculites están orientados paralelamente a la superficie inferior del banco.

— Los bancos pelíticos son comparables a las pelitas del Lochkoviense. Presentan muy frecuentemente orientación de las micas detríticas.

3. Paleontología

Diferentes niveles son ricos en Tentaculites, que desgraciadamente son difícilmente clasificables. Se han aislado Conodontos, bastante escasos y también poco característicos.

346-63: *Ozarkodina denckmanni Ziegler* (fragmento)
Spathognathodus steinhornensis Ziegler (fragmento)
349-63: *Belodus triangularis* Stauffer
179-65: *Prionodina prona*
Hindeodella sp.

Spathognathodus steinhornensis Ziegler, tiene una distribución que va del Ludlow al Emsiense Superior. Los demás Conodontos no son significativos.

4. Conclusiones

Un flysch constituido por una alternancia de bancos de areniscas delgados y pelitas con manchas (bioturbaciones) descansa sobre el Lochkoviense Superior de Graptolites, Conodontos y Tentaculites. La base de este flysch tiene además coladas de fango y turbiditas calcáreas con pocos Conodontos y abundantes Tentaculites. Hacia arriba, este flysch es muy silíceo y el techo de los bancos de arenisca tiene frecuentemente huellas de corriente (ripple-marks).

Este flysch está recubierto en El Cipré por alternancias de areniscas, pelitas con manchas y calizas detríticas que contienen Conodontos de las zonas altas del Praguiense.

Este flysch, es por tanto, en gran parte, si no en su totalidad, Praguiense Inferior, pero su límite inferior con el Lochkoviense no se puede situar exactamente.

3. PRAGUIENSE SUPERIOR Y ZLICHOVIENSE

1. EL CIPRE: CORTE 59-63 A 84-63

El Praguiense reciente y el Zlichoviense (pro-parte) se han separado en la costa, al este de la bahía de Tirant, en la cala de El Cipré (fig. 11).

Las alternancias de areniscas delgadas y pelitas con manchas del Praguiense Inferior forman el lado Oeste de la cala de El Cipré. Están tectonizadas. Por encima vienen (lám. 16 y fig. 16):

1) 4 m. aproximadamente de bancos arenosos gruesos y pelitas delgadas, que forman el fondo de la cala de El Cipré.

2) 9 m. de alternancias de areniscas y pelitas, primero más pelíticas y luego más arenosas.

3) 17 m. de alternancias más arenosas, separadas en dos tramos de 8 metros por un banco de arenisca de 1 metro.

4) Bancos calcáreos detríticos (45 y 46-67, fig. 16), encima 4 m. de pelitas con manchas, después 25 m. de alternancias de calizas detríticas más o menos ricas en cuarzo y pelitas a veces con manchas, con algunos bancos de arenisca. Estas alternancias están cubiertas por un banco de arenisca violácea.

En detalle, este nivel 4) fosilífero, está constituido de abajo a arriba por (fig. 17):

4a) Banco de caliza arenosa (45-67 y 84-63) seguido de pelitas claras.

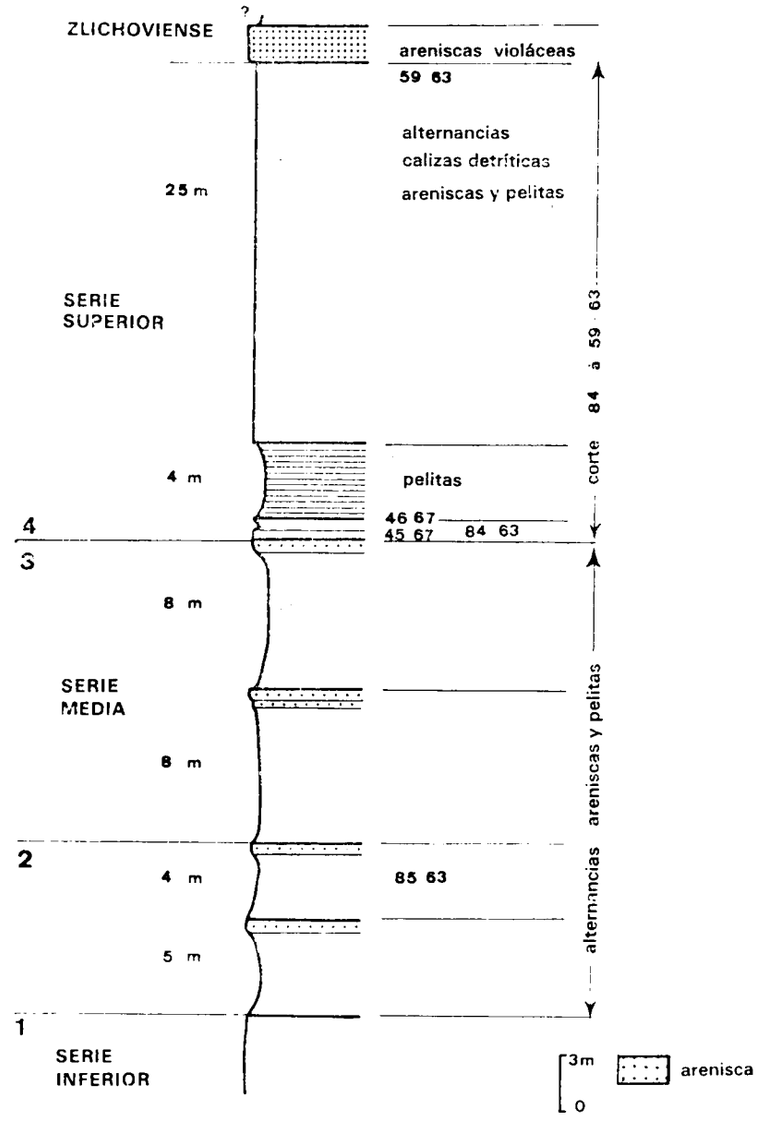


Figura 16.—Corte del Praguiense y del Zlichoviense de El Cipré.

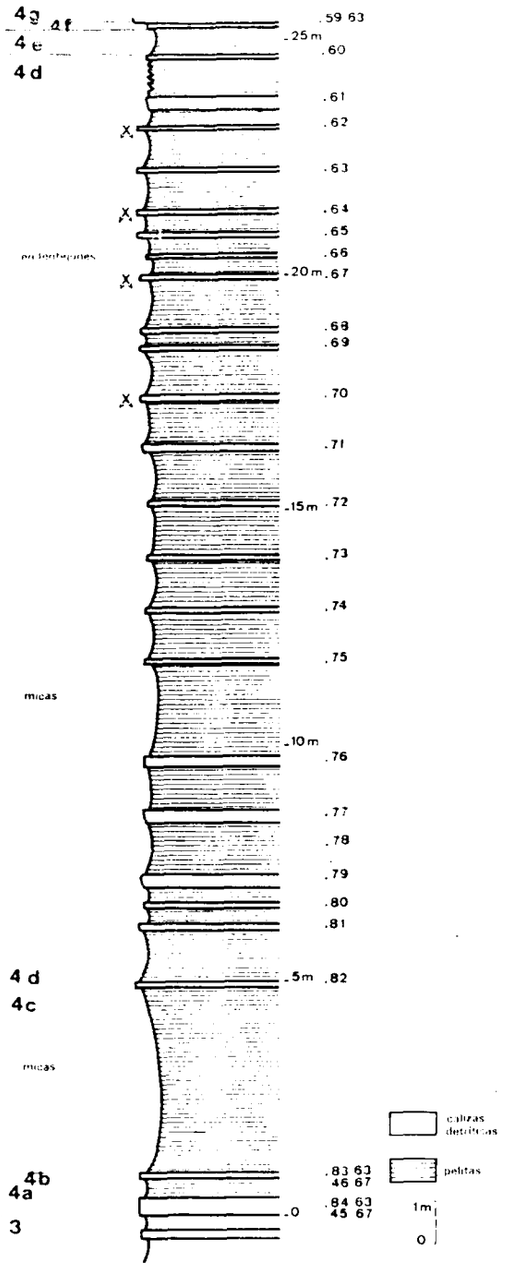


Figura 17.—Corte del Praguiense y del Zlichoviense de El Cipré (detalle).

4b) Banco delgado de caliza arenosa (46-67 y 83-63).

4c) 4 m. de pelitas algo micáceas, con bancos de arenisca delgados, cuya base, con figuras de corriente, indica que la serie está en posición normal.

4d) 25 m. aproximadamente de alternancias de pelitas y calizas detríticas arenosas. La superficie inferior de algunos bancos muestra frecuentemente figuras de corriente, huellas indicando que la serie está en posición normal (60-63).

Los bancos detríticos están a menudo granoclasificados, pero mal. Su estratificación es paralela plana, luego oblicua, a veces muy marcada (70-63) (lám. 16, fig. 2). Estas calizas detríticas pueden contener macroorganismos más o menos rodados como braquiópodos, crinoides (77-63) pero en muy mal estado o muy rotos para ser clasificados.

La potencia de los bancos calizos es variable. Oscila en promedio alrededor de 10 cm., pero puede alcanzar 25 cm. El banco 73-63 sirve de referencia: Es el más grueso a partir de la cumbre del corte.

A veces un nivel predominantemente calizo está constituido de bancos elementales de 2 a 5 cm., calizos, que alternan con bancos pelíticos del mismo espesor.

Las pelitas son rara vez negras y a menudo ocre-violáceas amarillentas a verduzcas, ricas en cuarzo y bastante micáceas.

Los niveles fosilíferos se rematan por:

4e) 60 cm. de pelitas.

4f) 8 cm. de caliza detrítica arenosa marrón-rojiza, de fractura azulada, con venas de calcita perpendiculares a la estratificación (59-63).

4g) 2 m. de banco de arenisca violácea.

Después, hacia Fornells, el marés cuaternario recubre la serie Devónica.

1. Sedimentología

En estas alternancias de pelitas bioturbadas y calizas detríticas, no se ve nunca término «a», pero las secuencias empiezan inmediatamente por un término «b», con estratificaciones oblicuas (fig. 18).

Estas estratificaciones, a menudo en aumento, reflejan el desarrollo de un régimen de dunas hidráulico, debido a corrientes fuertes y entrecruzadas, que removilizan los sedimentos. Las pelitas tienen caracteres análogos a las del Praguiense. Son poco micáceas y de color siempre más claro, en general verde, y a menudo con manchas (bioturbaciones). El tránsito del término «b» al «c» es gradual o neto.

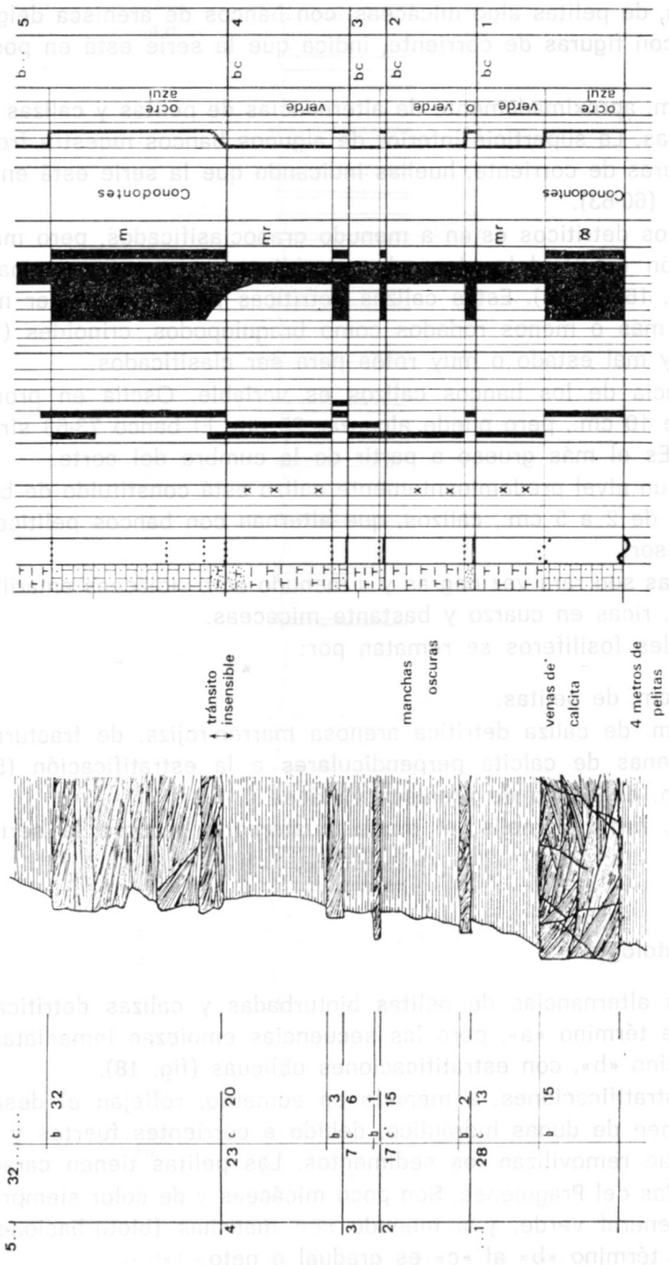


Figura 18.—Corte sedimentológico del Praguiense Superior-Zlichoviense en El Cipré.

2. Interpretación

Los sedimentos del Praguiense y Zlichoviense muestran en primer lugar la coexistencia de corrientes densas, corrientes de removilización y coladas fangosas. Estas últimas, todavía frecuentes en la base del Praguiense, desaparecen en el transcurso del Praguiense Inferior.

La alimentación de la cuenca sedimentaria praguiense no está, por tanto, en este momento, directamente controlada por una pendiente submarina. La desaparición de esta pendiente, que se ha hecho no funcional o ha quedado suprimida tectónicamente, por ejemplo, implica una profunda modificación de la cuenca sedimentaria del Devónico Inferior. Esta modificación se refleja todavía por la monotonía de los sedimentos, fundamentalmente cuarzo-micáceos.

Las corrientes de removilización sustituyen así a las corrientes de turbidez y, en el Praguiense-Zlichoviense muchos términos muestran removilizaciones internas, con estratificaciones en auge de nivelitos granoclasificados (lám. 17, fig. 1).

Estas removilizaciones pueden también producirse durante las fases de vacuidad de la cuenca, que se reflejan en huellas de corrientes al techo de ciertos bancos y/o por un aumento de la vida animal en el fondo submarino. Los organismos penetran en los sedimentos pelíticos (bioturbaciones) o se mueven sobre el fondo. Así, en el Zlichoviense hay numerosas pistas planas, entrecruzándose, que son visibles al techo de los términos «b». Pueden atribuirse a Gasterópodos o Anélidos, reptantes sobre el fondo *(Nereites* sp., lám. 17, figs. 2, 3, 4). Estas pistas se repiten en cerca de 80 metros de potencia de sedimentos y materializan otros tantos fondos submarinos sucesivos.

3. Petrografía

Esta serie de caliza detrítica se estudia en detalle más adelante. He aquí los caracteres micropetrográficos generales de los bancos detríticos:

59-63: Roca finamente cristalina, compuesta por una parte de calcita detrítica recristalizada y de 5 por 100 de cuarzo muy anguloso; por otra parte, de organismos o restos de ellos donde son dominantes los Tentaculites, además de escasos Ostrácodos y Conodontos.

El conjunto está recristalizado. Los Tentaculites, a menudo yuxtapuestos, orientados paralelamente, están hoy constituidos por calcita recristalizada, lo que borra los contornos del microfósil y da «fantasmas» de Tentaculites. El interior de los Tentaculites está relleno de cristales espá-

ticos que alcanzan hasta 20μ, mientras que la concha cónica del Tentaculite está constituida por calcita fibrosa (cruz negra). Localmente son visibles algunos cristales de pirita y acumulaciones de hematites.

61-63, 71-63: Iguales características, pero el cuarzo llega al 10 por 100. Los granos miden hasta 125μ y son muy angulosos: Ar=0,1, Sp=0,3.

72-63: La calcita ha recristalizado más bastamente (Ls=70μ). La roca es una caliza mesocristalina muy fina que contiene 10 por 100 de cuarzo. Además de los minerales autígenos citados antes, aparecen plagioclasas de neogénesis: son cristales romboédricos bastante frecuentes (3 a 4 por 100). Algunos de estos cristales penetran en los Tentaculites. También hay cuarzo automorfo.

73-63: Los Tentaculites están a menudo llenos de hematites.

83-63: Los granos de calcita detrítica alcanzan 200μ y hasta 400μ. Están cristalizados en cristales espáticos. Además del cuarzo detrítico hay cuarzo secundario autígeno, automorfo o xenomorfo y presente en el seno de la roca o en las fisuras donde se asocia a cristales automorfos de calcita que, a veces, le penetran. El cuarzo epigeniza a veces Tentaculites.

Son visibles feldespatos autígenos en cristales romboédricos (pseudomórfosis). Acaso hayan nacido de feldespatos detríticos que se ven en muchos sitios, con algo de dolomía y pirita. También se ven restos de Crinoides.

84-63: Cristales romboédricos envueltos por feldespatos autígenos.

4. **Paleontología**

a) *Conodontos:* Láminas 19 y 20. Junto a los restos de Crinoides, Braquiópodos, Briozoarios y Ostrácodos he podido separar Tentaculites y Conodontos por medios de laboratorio.

Se han tratado todos los niveles calcáreos del corte 13, a veces con muestras de 5 kg. tomadas en 1963 y 1967.

He aquí los Conodontos obtenidos, que el Dr. J. HELMS ha clasificado, además de las especies permanentes:

Belodella resima (Philip).
Hindeodella priscilla Stauffer
Neoprioniodus bicurvatus Br y Me
Plectospathodus extensus Rhodes
Trichonodella excavatus (Br y Me)

83-63: *Acodina* sp.
Belodella devónica (Stauffer)
B. triangularis (Stauffer)

Icriodus hudlei celtibericus Carls y Gandl (muy probable, pero algo roto)
Polygnathus lenzi Klapper

81-63: *Icriodus hudlei celtibericus* Carls y Gandl (muy probables, pero jóvenes)
Ozarkodina typica denckmanni Ziegler
Spathognathodus steinhornensis steinhornensis Ziegler
Trichonodella inconstans Walliser

77-63: *Acodina* sp.
Icriodus sigmoidalis Carls y Gandl
Ozarkodina media Walliser
O. typica denckmanni Ziegler
Paltodus sp.
Polygnatus lenzi Klapper
Spathognathodus inclinatus (Rhodes)
Sp. steinhornensis steinhornensis Ziegler

72-63: *Belodella triangularis* (Stauffer)
Icriodus sigmoidalis Carls y Gandl
Ozarkodina typica denckmanni Ziegler
Spathognathodus steinhornensis Ziegler

67-63: *Polygnathus linguiformis foveolatus* Philip (juvenil)
Spathognathodus steinhornensis steinhornensis Ziegler

Estos Conodontos pueden correlacionarse con los encontrados en las capas de Mariposa del oeste de las cordilleras ibéricas (CARLS y GANDL, 1969). Su edad es: parte superior del Emiense Inferior a parte inferior del Emsiense Superior, es decir, partes superiores del Praguiense y Zlichoviense pro-parte.

b) *Tentaculites:* Además de Dacryoconarides (61-63) H. LARDEUX ha clasificado los siguientes géneros:

Viriatellina sp. (59, 72, 84-63) Praguiense-Givetiense
Styliolina sp. (59, 73, 83-63) Praguiense-Fameniense
Nowakia sp. (83-63)

2. OTROS CORTES EN EL MACIZO DE FORNELLS

He muestreado sistemáticamente todos los niveles calizos que afloran en el macizo de Fornells. Muchas muestras han resultado estériles.

Corte a: pendiente 40° E (fig. 19)

1) Formando la cumbre, 10 a 12 m. de arenisca, luego bancos detríticos calizos, después algo más arenosos, que alternan con pelitas negras

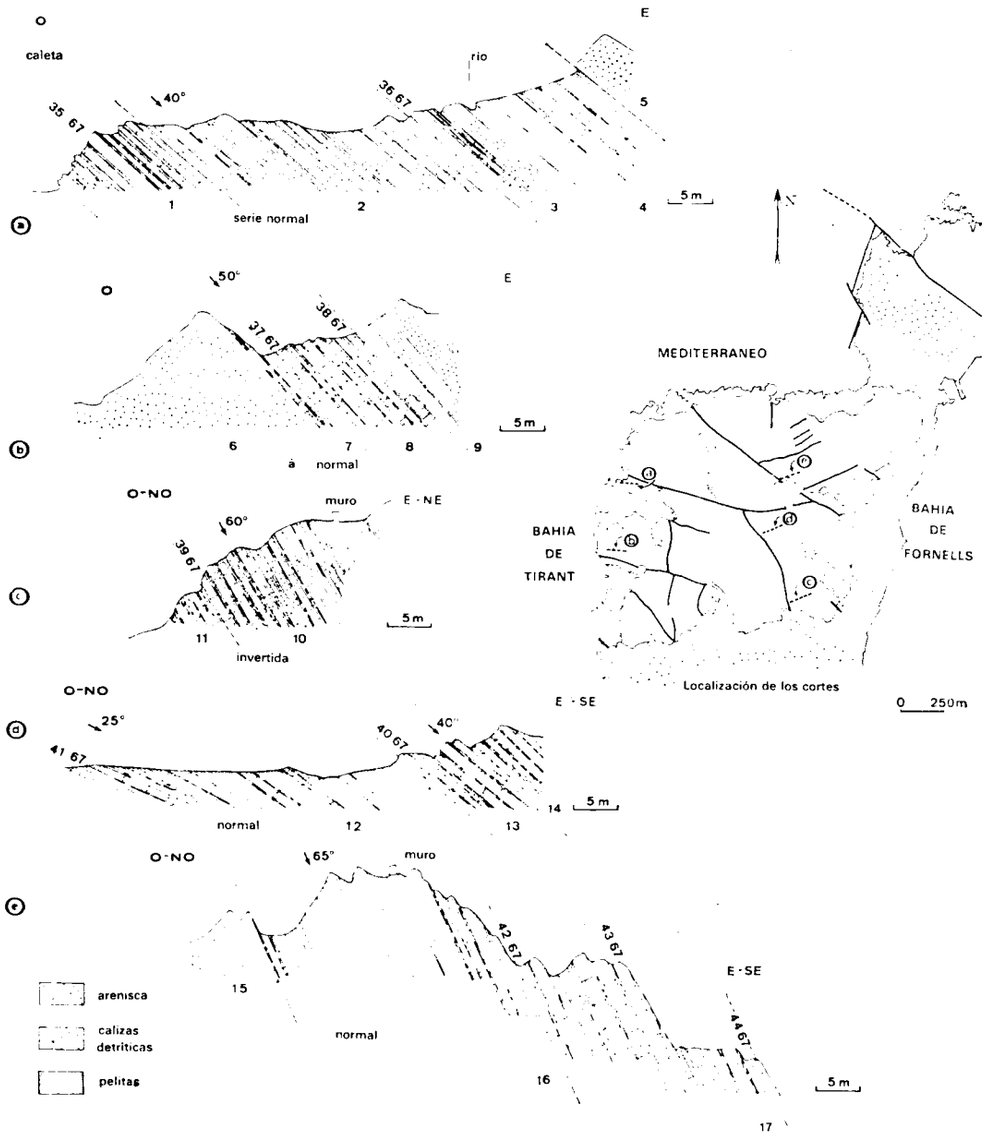


Figura 19.—Otros cortes del Devónico Inferior del macizo de Fornells. a, b, c, d, e: Cortes. Situación de estos cortes a la derecha.

o verdes. 35-67: *Icriodus sigmoidalis* Carls y Gandl, *Spathognathodus steinhornensis* Ziegler, *Ozarkodina typica denckmanni* Ziegler, *Oneotodus? beckmanni* Bischoff y Ziegler.

2) 20 m. de alternancias de areniscas y pelitas, en bancos delgados, cuya base tiene numerosas figuras de corriente.

3) 6 m. de alternancias de calizas detríticas y areniscas pelíticas. 36-67: estéril.

4) 10 m. de alternancia de areniscas y pelitas.

5) 10 m. de areniscas que parecen equivalentes laterales del banco de areniscas de Tirant.

Este corte parece pertenecer al Lochkoviense Superior. Los diferentes terrenos están extremadamente replegados y fallados, lo que hace muy difíciles las comparaciones con otros cortes.

Corte b: pendiente de 50° E

6) Una veintena de metros de areniscas y pelitas negras (Lochkoviense Superior, probablemente).

7) 2 m. de alternancias de areniscas y pelitas verdes.

8) 7 m. de alternancias de areniscas, pelitas verdes y bancos de calizas detríticas. En la base 37-67: algunos restos no identificables. En la cumbre 38-67: no hay microfauna después del tratamiento de laboratorio. Trama silícea.

9) Encima areniscas y pelitas en alternancia. Probablemente se trata del tránsito del Lochkoviense al Praguiense.

Corte c

Al norte de la granja de Tirant Nou, la ladera E de un valle muestra un buen corte de alternancias de calizas detríticas y pelitas (20 metros aproximadamente). La serie está invertida. 39-67: final del Praguiense? El tratamiento de los Conodontos no dio nada. Por su facies, estos niveles parecen ser un equivalente lateral del corte del Praguiense reciente-Zlichoviense de El Cipré (84 a 59-63).

Corte d

A 350 m. al NE de este corte, las calizas detríticas, muy parecidas a las del Praguiense, afloran de nuevo.

12) Pendiente 25° E-SE, alternancias de areniscas, pelitas y calizas detríticas. 41-67: estéril.

13) Bancos de calizas detríticas, más frecuentes, alternando con pelitas. 40-67: estéril.

14) Alternancias de areniscas y pelitas.

Corte e

15) Areniscas comparables a las de la base del Praguiense, finas, ocres, cuarcíticas y muy potentes (más de 10 m.), en bancos elementales de 0,3 a 1 m.

16) Aproximadamente 25 m. de alternancias de areniscas más blandas, pelíticas, y pelitas negras.

17) Aproximadamente 20 m. de alternancias de areniscas, calizas detríticas y pelitas. 42-67: estéril, 43-67: estéril, 44-67: muy poco cuarzo y algunas pajuelas de muscovita. *Polygnathus foveolatus* Philip y Jackson? mostraría la presencia de un probable Emsiense Superior y, en todo caso, un nivel más reciente que 35-67.

3. CONCLUSIONES

El Praguiense reciente y el Zlichoviense pro-parte yacen sobre un flysch Praguiense Inferior esencialmente arenoso-pelítico y están constituidos por alternancias de areniscas, pelitas con manchas y calizas detríticas que contienen Conodontos que van de las partes altas del Emsiense Inferior a las bajas del Emsiense Superior.

Estos niveles, muy característicos, acentúan las variaciones de las condiciones de sedimentación que se iniciaban en el Praguiense Inferior.

Los sedimentos del Zlichoviense siguen a los sedimentos del Praguiense reciente en continuidad sedimentológica. Durante el Zlichoviense la facies de calizas detríticas con Conodontos parece pasar a un flysch con pelitas negras y turbiditas más bastas, que siguen en el Devónico Medio.

4. EIFELIENSE Y GIVETIENSE: DEVONICO MEDIO

1. EIFELIENSE

Sobre el Praguiense y Zlichoviense fosilíferos los sedimentos reanudan una facies de alternancias de pelitas negras y bancos de areniscas, a veces muy bastas y ricas en restos orgánicos (fig. 20).

La base de esta serie es todavía Zlichoviense, que pasa insensiblemente al Eifeliense. Entre todas las muestras recogidas y tratadas en laboratorio para identificar el Devónico Medio, sólo una ha dado fauna y microfauna característica, en la que una parte está resedimentada.

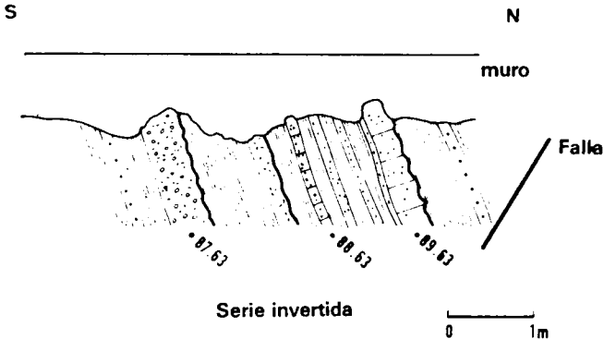


Figura 20.—Eifeliense del macizo de Fornells.

a) *Localización*

La muestra procede de la base del Cabo de Caballería, lado Este, precisamente en el frente de un cabalgamiento del Devónico sobre el Carbonífero.

b) *Aspectos del terreno*

Numerosos bancos detríticos de 1 a 30-40 cm. de espesor alternan con pelitas negras. La base de las turbiditas (términos «a») contiene frecuentemente restos de organismos. Uno de los bancos es especialmente rico (32-64).

c) *Corte*

Son visibles el intenso replegamiento y el reducido afloramiento (lámina 21, fig. 1).

d) *Micropetrografía*

La roca se presenta como un microconglomerado. El cemento es de calcita espática de recristalización, que engloba los diferentes elementos. Estos son restos de rocas o cantos blandos y restos orgánicos, con una granoclasificación perfectamente visible (lám. 9).

Los elementos de rocas son fragmentos de caliza con Tentaculites y cantos blandos de pelitas negras.

Los elementos orgánicos son restos de Crinoides, Briozoarios, Braquiópodos, Políperos, Tentaculites.

Esta turbidita perfectamente granoclasificada termina por un término «b» mucho más fino y con estratificación cruzada, muy visible en las

figuras de la lámina 9. Los elementos están removilizados, pero su grado de removilización parece, sin embargo, moderado.

e) *Micropaleontología*

El Dr. J. HELMS ha clasificado:

1) *Conodontos:*

Icriodus cf. corniger Wittekindt, poco escaso
Polygnathus webbi Stauffer, frecuente
P. linguiformis Hinde, escaso

2) *Tentaculites:*

T. scalariformis Hall
T. bellulus Hall
Heteroctenus cf. mosolovicus G. Ljaschenko
Uniconus sp.
Scyphaella?
Nowakia cancellata (Richter 1854)
N. cf. sulcata (Roemer 1843)

3) *Ostrácodos:*

Ponderodictya punctulifera Hall
Polyzygia n. sp. aff. P. n. sp. A. Becker
P. insculpta cf. beckeri Zagora
Poloniella spriestersbachi Zagora
Ctenoloculina cicatricosa Warthin
Bufina sp.
Healdia sp.
Xystinatus sp.
Evlanella sp.
Silenocypris bispinosa Jordan
Aberroconcha plicata Adamcak

4) *Briozoarios:*

Hay diferentes tipos no reconocibles genéricamente.

5) *Discusión de la edad:*

El conjunto de esta fauna es Eifeliense. Pero hay ahí una asociación de representantes de diferentes grupos, biotopos, y donde algunos son más bien de edad Eifeliense Inferior y otros Eifeliense Superior. Esta turbidita podría ser, según esto, de edad Eifeliense Superior y contener faunas algo más antiguas. En efecto (correspondencia de J. HELM):

Son Eifeliense Inferior: *N. cancellata, Silenocypris bispinosa, Polyzygia insculpta cf. beckeri, Poloniella cf. spriestersbachi, Scyphaella (?).*

Son Eifeliense Inferior en Turingia, pero Eifeliense Superior-Givetiense en América: *Ponderodictya punctulifera, Ctenoloculina cicatricosa, Tentaculites bellulus.*

Son Eifeliense Superior (y en parte del Givetiense bajo): *Polyzygia n. sp. aff. P. n. sp. Becker, Tentaculites scalariformis, Nowakia cf. sulcata, Heteroctenus* cf. *mosolovicus.*

A nuestro parecer, la removilización de una fauna del Eifeliense por una corriente de turbidez que se produjo en el Eifeliense Superior (tal vez incluso en el Givetiense), permite explicar estas anomalías de distribución, las más flagrantes observables en los sedimentos del flysch devónico de Menorca. La turbidez es muy basta (lám. 21).

Los niveles eifelienses identificados en la costa este del Cabo de Caballería afloran evidentemente en otros puntos de Menorca, pero siempre ha sido difícil datar las diferentes facies, que eran parecidas.

Así, al este del macizo de Fornells existen, en el flanco invertido de un anticlinal, bancos muy detríticos (fig. 20) que recuerdan punto por punto el Eifeliense estudiado antes.

Por encima de los bancos detríticos calizos, azules en fractura, con Crinoides (89-63, 88-63), desgraciadamente estériles en Conodontos, una turbidita muy basta (87-63) muestra una removilización evidente de estas mismas calizas. No ha dado ninguna microfauna. Podría ser la equivalente del banco 32-64, estudiado antes.

2. GIVETIENSE

En efecto, en la misma estructura anticlinal, pero esta vez en el flanco normal (fig. 11), una muestra (90-63) ha dado una fauna de Ostrácodos y Tentaculites de *un Givetiense muy probable.*

Nowakia cancellata (molde) - Eifeliense Inferior
Leptoprimitia sp. - Devónico Medio
Welleria sp. - Silúrico-Devónico Medio
Amphissites sp. aff. *remesi* Pokorny - Givetiense (Bohemia)
Ampulloides? sp. - Eifeliense en Turingia, Givetiense en URSS

Aunque se trata de formas aproximadas a las descritas, esta fauna es seguro Devónico Medio, según J. HELMS, e incluso probablemente Givetiense. *Nowakia* estaría también removilizado como en la muestra 32-64.

Este primer resultado, aun incierto, ha podido confirmarse por el tra-

tamiento de muestras que se han mostrado fértiles, y que proceden de la parte Oeste de la playa de Ferragut. Allí, el Devónico está muy replegado, tectonizado, hasta incluido en escamas en el Carbonífero (fig. 21).

El nivel 406-70 ha dado (fig. 17):

Polygnathus linguiformis Hinde
P. linguiformis ssp. Wirth
P. rhenanus Klapper, Philip y Jackson
P. decorosus Stauffer
Icriodus symmetricus Branson y Mehl

es decir, una fauna de edad Givetiense Superior, de la zona de *Polygnathus varcus* (1).

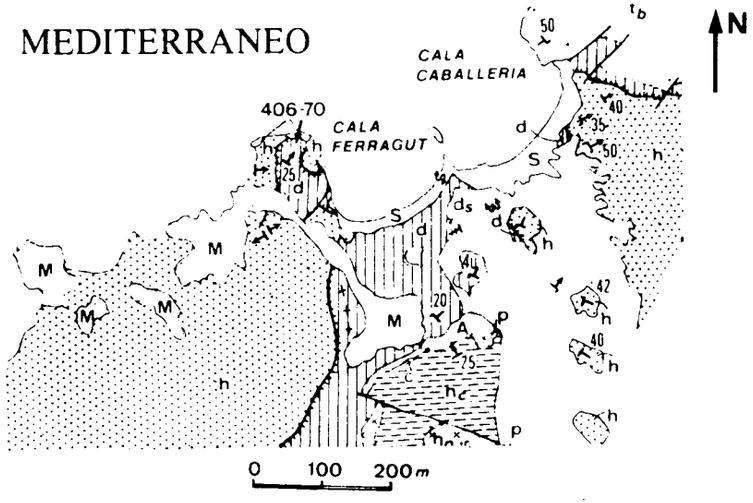


Figura 21.—Situación del yacimiento Givetiense (d: Devónico; h: Carbonífero; hp, p: radiolaritas; hc, c: calizas; h: Culm.; M: marés; S: arenas; A: suelos, etc.).

(1) J. HELMS indica (correspondencia) que *P. rhenanus* es parecido a *P. varcus* y que, por ejemplo, KIRCHGASSER ha dado formas de *P. rhenanus* con el nombre de *P. varcus* (1970, Paleontology, 13, 3, formas procedentes de las series de Trevose, en Cornualles del Norte). Los creadores de *P. rhenanus* mencionan especies de Kellerwald y Nueva Gales del Sur. *P. linguiformis* ssp. fue descrito por *WIRTH* (1967, N. Jb. Paläont. Abh., p. 127) fuera de la zona de *P. varcus*, y esto en España, en el macizo de Quinto Real (oeste de los Pirineos).

Conclusiones

Al final del Devónico Inferior, durante el Zlichoviense, las condiciones de sedimentación cambian y se deposita un flysch constituido por turbiditas más o menos bastas y pelitas negras.

El Eifeliense y el Givetiense se han podido identificar en este flysch que marca una convergencia de facies con la base del Devónico.

5. FRASNIENSE, FAMENIENSE, PROBLEMA DEL DEVONICO SUPERIOR

Las microfaunas separadas por encima del Givetiense corresponden a zonas paleontológicas del Frasniense (fig. 22).

GONIATITES		BRAQUIOPODOS Y LAMELIBRANQUIOS
Frasniense		*Frasniense*
Capas de *Manticoceras*		Zona de tránsito:
Zona con *Pharciceras lunulicosta* y *Ponticeras*	to I α	*Cyrtospirifer tenticulum (=verneuili)* y *Stringocefalus burtini*
Zona con *Manticoceras nodulosum*	to I β	Sub-zona con *Myophoria transrhenana*
Zona con *Manticoceras cordatum* y *Manticoceras carinatum*	to I γ	Zona con *Hypothyridina cuboides* *Spirifer bouchardi* *Spirifer archiari*
Zona con *Manticoceras holzapfeli* *Manticoceras intumescens* (Ardenne)	to I δ	Sub-zona con *Cyrtospirifer orbelianus*
		Sub-zona con *Leiorhynchus formosus*
		Sub-zona con *Cyrtiopsis bisinus*
		Sub-zona con *Reticularia pachyrhyncha*
		Zona con *Rhynchonella ferquensis* *Chonetes armata*
Fameniense		*Fameniense*

Figura 22.—Zonas paleontológicas del Neodevónico de Europa (según H. y G. TERMIER, 1960).

El Devónico Superior de Menorca se compone de:

1.º) Un flysch continuación del flysch precedente. Tiene turbiditas calcáreas que han dado, entre otros, Conodontos de to Iα a to I (β) γ.

2.º) Una colada fangosa que tan pronto yace ampliamente sobre las turbiditas anteriores como lateralmente, y que contiene cantos de calizas que han dado Conodontos de la misma edad (to 1α), (to I (β) γ), o de edad

más reciente (to Iγ) que las turbiditas calizas. Pero estas calizas en cantos son micritas, o incluso calizas pararrecifales cuya génesis sedimentológica ha sido, por tanto, muy diferente de la de las turbiditas calizas que proceden de un medio costero.

La figura 23 resume las informaciones proporcionadas por los Conodontos y el tipo sedimentológico de la muestra que los contiene.

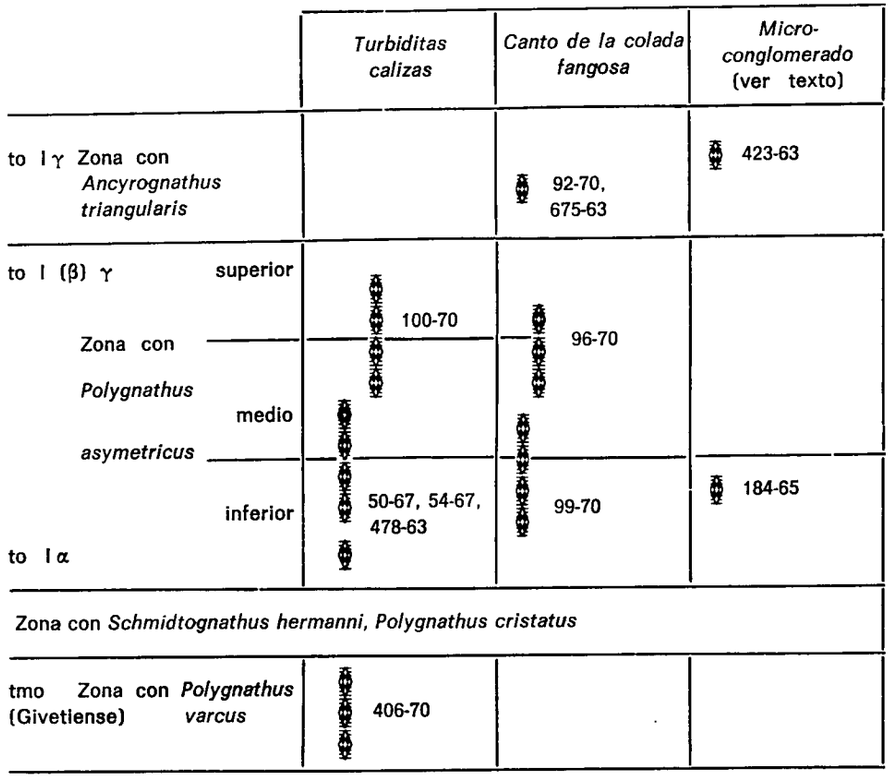


Figura 23.—Distribución y facies de los niveles con Conodontos del Neodevónico.

1. EL FLYSCH CON TURBIDITAS CALIZAS DEL DEVONICO SUPERIOR

A) **Santa Margálida**

En la región de Binifaillet, al sur de Mercadal, a 300 m. al NO de la granja de Santa Margálida, el corte en un anticlinal volcado muestra (figura 24):

1) Carbonífero: Grauvacas y pelitas con *Asterocalamites* del Culm. ca: contacto anormal.

2) Turbiditas calcáreas de 3 a 4 m., azulada en fractura y poco detrítica (478-63) que contiene Conodontos (láms. 24 y 25):

Bryantodus sp.
Icriodus nodosus (Huddle)
Ligonodina sp. *panderi* (Hinde), *Ligonodina* sp.
Palmatolepsis? disparaelvea Orr y Klapper
Polygnathus asymmetricus asymmetricus Bi. y Zi.
P. cristatus Hinde
P. dengleri Bi. y Zi.
P. decorosus sl. y *P. decorosus* sensu Klapper, Philip y Jakson
P. linguiformis Hinde
Prioniodina armata (Hinde)
Spathognathodus sp.
Schmidtognathus peracutus (Bryant)
Polygnathellus multidens Ulrich y Bassler

es decir, una fauna de la base de la parte inferior de la zona con *P. asymmetricus* to Iα (fig. 23).

3) Flysch (alternancias de areniscas y pelitas) en gran parte enmascarado por los cultivos. Las huellas de carga indican que los bancos están primero invertidos y luego normales, por tanto, al ser el nivel 3) más antiguo, Devónico Medio o Inferior, corresponde al núcleo del anticlinal.

4) Colada fangosa que contiene Políperos del Givetiense-Frasniense, cantos de espilitas, cantos de calizas con Conodontos del Frasniense basal (ver abajo). ca: contacto anormal.

5) Carbonífero: grauwacas y pelitas con *Asterocalamites.*

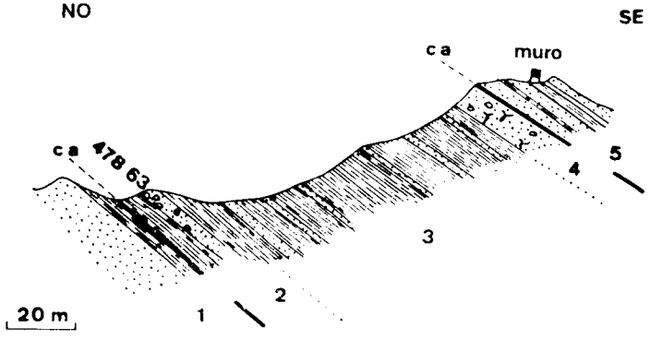


Figura 24.—Corte de Santa Margálida (situación fig. 27).

Conclusiones

La facies flysch continúa en el Devónico Superior. El Frasniense basal está representado aquí por la base de la parte inferior de la zona con *Polygnathus asymmetricus* (to Iα).

B) **Binimalla**

En la costa Norte del macizo de Binimalla, las turbiditas calcáreas tectonizadas (fig. 26) han proporcionado una fauna de Conodontos del tránsito de to Iα a to I (β) γ.

100.70 *Icriodus expansus* Branson y Mehl
Palmatolepis punctata (Hinde)
Polygnathus ancyrognathoidus Ziegler
P. normalis Miller y Youngquist

Esta muestra se encuentra en una serie flysch, sin que la colada fangosa aparezca.

Las turbiditas calcáreas del flysch Devónico Superior contienen así faunas de Conodontos de diferentes horizontes del to Iα.

2. LA COLADA FANGOSA

Por encima del flysch del Frasniense basal con bancos de areniscas, pelitas negras y turbiditas calcáreas fosilíferas, viene una colada fangosa.

Parece arrasar este flysch. Su edad no está definida exactamente. Esta colada fangosa se produjo durante o después del Frasniense.

A) **Escollo del Francés**

En la costa Norte del macizo de Binimalla (fig. 26) la orilla está formada por una colada fangosa. Se puede ver su base y los sedimentos sobre los que descansa. Tiene cerca de 15 m. de potencia visible, es un sedimento muy basto que evoca imperiosamente una tillita glaciar (1), pero corresponde de hecho a una colada fangosa submarina.

En efecto, esta colada está aquí recubierta por un flysch areniscopelítico, en otros sitios yace sobre un flysch también arenoso-pelítico. Incluida en un flysch contiene además fósiles, cantos de rocas eruptivas

(1) M. SCHWARZBACH (1958) demostró que no se podía tratar de una tillita, como lo afirmaba O. SCHINDEWOLF (1951), sino más bien de una especie de avalancha submarina.

o sedimentarias y paquetes de sedimentos que ha arrastrado con ocasión de su deslizamiento.

La colada fangosa (ds y lám. 22, fig. 1) está constituida por:

1) *Una matriz,* que es un fango consolidado (láms. 22 y 23), de granulometría variable, con mucho cuarzo y calcita, en una masa pelito-arcillosa. En lámina delgada muestra, por ejemplo:

a) *Minerales detríticos:*

— Cuarzo, 15 a 20 por 100, anguloso Ar=0,3, Sp=0,5, o redondeado Ar=0,7-0,9, Sp=0,9. El tamaño de los granos llega hasta 160μ, en el promedio de las muestras, pero puede ser mucho más grande. En este caso los granos deben ser considerados como elementos removilizados.
— Muscovita, en cristales desgarrados, alargados.
— Plagioclasas.

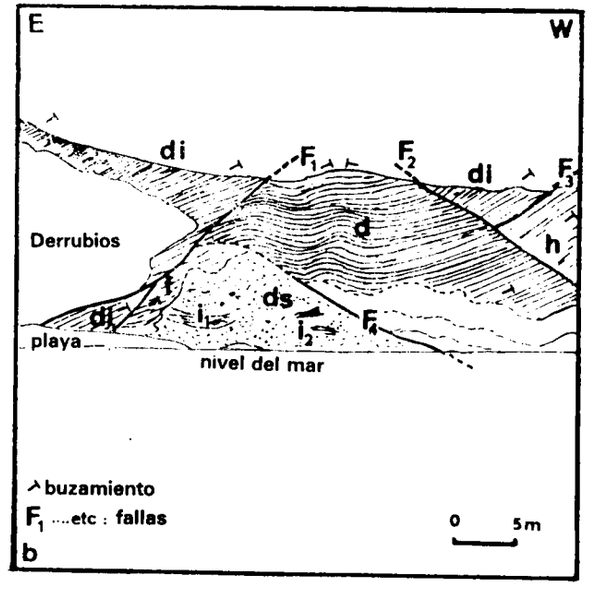


Figura 25.—Corte del acantilado del Escollo del Francés: la colada fangosa (ds), no estratificada, contiene inclusiones estratificadas (i1, i2) de la misma naturaleza que las capas estratificadas que están sobre la colada. Las fallas (F1, F2, ...) perturban las relaciones entre Devónico Inferior (di), Superior (ds) y Carbonífero (h) (R. BOURROUILH, 1967).

— Calcita, de la que una gran proporción es de origen orgánico (restos de Crinoides, Briozoarios...).

b) *Contactos entre los granos,* están dispersos en una matriz muy abundante.

c) *Matriz, cemento,* la matriz, constituida por una mezcla arcillo-pelítica y calcítica, constituye la parte esencial de la roca.

d) *Observaciones:* Los minerales están orientados paralelamente y muestran figuras de flujo, lo que atestigua de una cierta fluidez con ocasión de su emplazamiento («mise en place»). La matriz contiene Tentaculites removilizados.

2) *Elementos* de dos tipos:

a) *Detríticos:* Están removilizados en la colada fangosa y muestran huellas de desgaste y una historia anterior. Son:

— *Fósiles* rodados, de biotopos y edad diferentes, Braquiópodos, Trilobites y sobre todo Políperos.
— *Cantos de rocas sedimentarias,* micritas con Tentaculites, Conodontos de to Iα, to I (β), to Iγ.
— *Cantos de rocas eruptivas,* básicas y especialmente espilitas (lámina 23, fig. 2).

b) *Fragmentos de flysch* de todos los tamaños. Estos fragmentos fueron arrancados por el deslizamiento fangoso a las capas que acababan de depositarse.

Son o paquetes de flysch de varios metros de largo, con alternancias de areniscas y pelitas (lám. 22, fig. 2), algunos completamente volcados, incluso plegados, o bien paquetes resbalados más pequeños, o cantos blandos (lám. 22, figs. 3, 4).

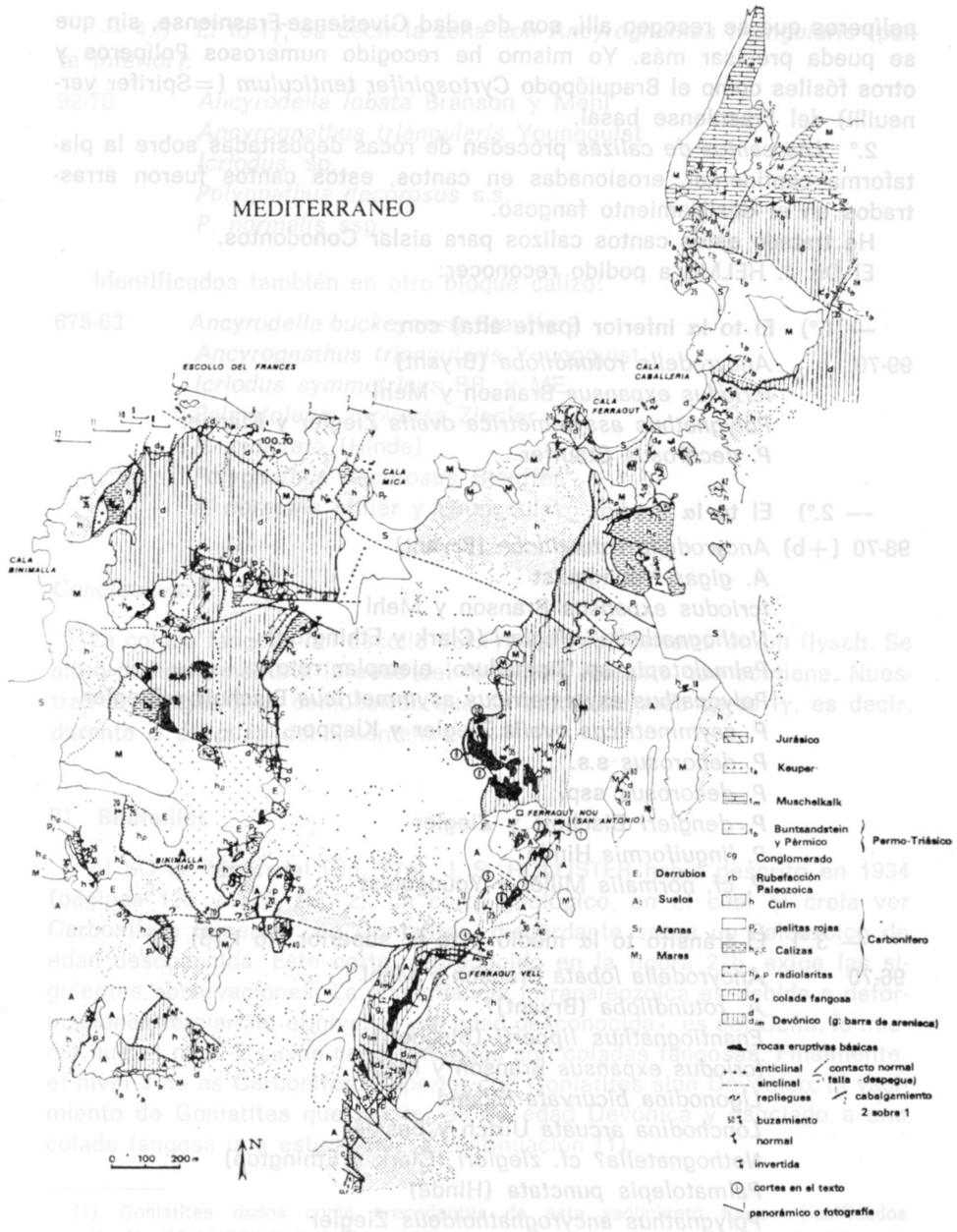
Los paquetes de flysch, pero todavía más, los fragmentos de secuencias o los cantos blandos, han tenido una dinámica propia ligada a los contenidos en agua, diferentes entre la matriz de la colada fangosa y el fragmento de capa transportado.

El conjunto da a la colada fangosa, donde todos los elementos están mezclados desordenadamente, un carácter caótico (lám. 23).

Estudiaremos con más detalle:

1.° Los fósiles que contiene.
2.° Los cantos de las rocas carbonatadas.

1.° *Los fósiles* contenidos en esta colada fueron encontrados por H. HERMITE, después por P. FALLOT, que citan listas de Trilobites, Braquiópodos, etc..., a los que me remito. Estos fósiles, como los numerosos



Fiigura 26.—Mapa geológico del macizo de Binimalla y de las granjas de Ferragut.

políperos que se recogen allí, son de edad Givetiense-Frasniense, sin que se pueda precisar más. Yo mismo he recogido numerosos Políperos y otros fósiles como el Braquiópodo *Cyrtospirifer tenticulum* (=Spirifer verneuilli) del Frasniense basal.

2.° *Los cantos de calizas* proceden de rocas depositadas sobre la plataforma continental, erosionadas en cantos, estos cantos fueron arrastrados en el deslizamiento fangoso.

He tratado estos cantos calizos para aislar Conodontos.

El Dr. J. HELMS a podido reconocer:

— 1.°) El to Iα inferior (parte alta) con:

99-70 *Ancyrodella rotundiloba* (Bryant)
Icriodus expansus Branson y Mehl
Polygnathus assymmetrica ovalis Ziegler y Klapper
P. decorosus Stauffer

— 2.°) El to Iα medio:

98-70 (+b) *Ancyrodella rotundiloba* (Bryant)
A. gigas Youngquist
Icriodus expansus Branson y Mehl
Nothognathella? ziegleri (Clark y Ethington)
Palmalotepis sp. (inmaduro, ejemplar roto)
Polygnathus asymmetricus asymmetricus Bischoff y Ziegler
P. asymmetricus ovalis Ziegler y Klapper
P. decorosus s.s.
P. decorosus ssp.
P. dengleri Bischoff y Ziegler
P. linguiformis Hinde
P. cf. normalis Miller y Youngquist

— 3.°) El tránsito to Iα medio a to Iα superior (tó I (β) γ):

96-70 *Ancyrodella lobata* Branson y Mehl
A. rotundiloba (Bryant)?
Enantiognathus lipperti (Bischoff)
Icriodus expansus Branson y Mehl
Ligonodina bicurvata Mound
Lonchodina arcuata Ulrich y Bassler
Nothognatella? cf. ziegleri (Clark y Ethington)
Palmatolepis punctata (Hinde)
Polygnathus ancyrognathoideus Ziegler
P. decorosus Stauffer
P. normalis Miller y Youngquist

— 4.°) El to Iγ, es decir la zona con *Ancyrognathus triangularis* (parte inferior):

92-70 *Ancyrodella lobata* Branson y Mehl
Ancyrognathus triangularis Youngquist
Icriodus sp.
Polygnathus decorosus s.s.
P. normalis ssp.

Identificados también en otro bloque calizo:

675-63 *Ancyrodella buckeyensis* Stauffer?
Ancyrognathus triangularis Youngquist
Icriodus symmetricus BR. y ME.
Palmatolepis proversa Ziegler
P. punctata (Hinde)
Polygnathus decorosus Stauffer
P. normalis Miller y Youngquist

Conclusiones

La colada fangosa del Escollo del Francés está inserta en un flysch. Se situó posteriormente a la edad del fósil más reciente que contiene. Nuestras investigaciones demuestran que se ubicó después de to Iγ, es decir, durante o después del Frasniense.

B) **Binifaillet**

Al SO de Mercadal (fig. 27a), J. S. HOLLISTER había descrito en 1934 (páginas 125 y 126, fig. 2), un corte geológico, en el cual él creía ver Carbonífero Superior con Goniatites, discordante sobre un Paleozoico de edad desconocida. Este corte, reproducido en la figura 27b, exige las siguientes observaciones: La discordancia intrapaleozoica es debida a deformaciones terciarias; el nivel 1, «de edad desconocida», es del Culm, lo mismo que el nivel 2 cuyos conglomerados son coladas fangosas. Finalmente, el nivel 3 no es Carbonífero Superior con Goniatites sino Devónico. El yacimiento de Goniatites que existe, es de edad Devónica y asociado a una colada fangosa que estudiamos a continuación (1).

(1) Goniatites dados como procedentes de este yacimiento fueron clasificados por O. H. SCHINDEWOLF (1934, 1958), como Namuriense antiguo. Parece que este yacimiento ha sido asimilado exageradamente a otros yacimientos vecinos de Goniatites carboníferos, que HOLLISTER no indicó.

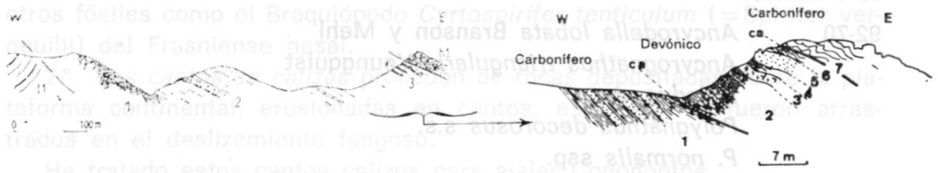


Abb. 2.—Die Diskordanz im Paläozoikum von Binifaillet (Menorca).

1. Cephalopodenkalke und Grauwackenschiefer unbekannten Alters.
2. Grauwacken mit Konglomeratbänken.
3. Grauwacken und dünne Kalkbänke mit Goniatiten des Oberkarbons.

h 1. Culmkieselschiefer.

t 1. Buntsandstein.

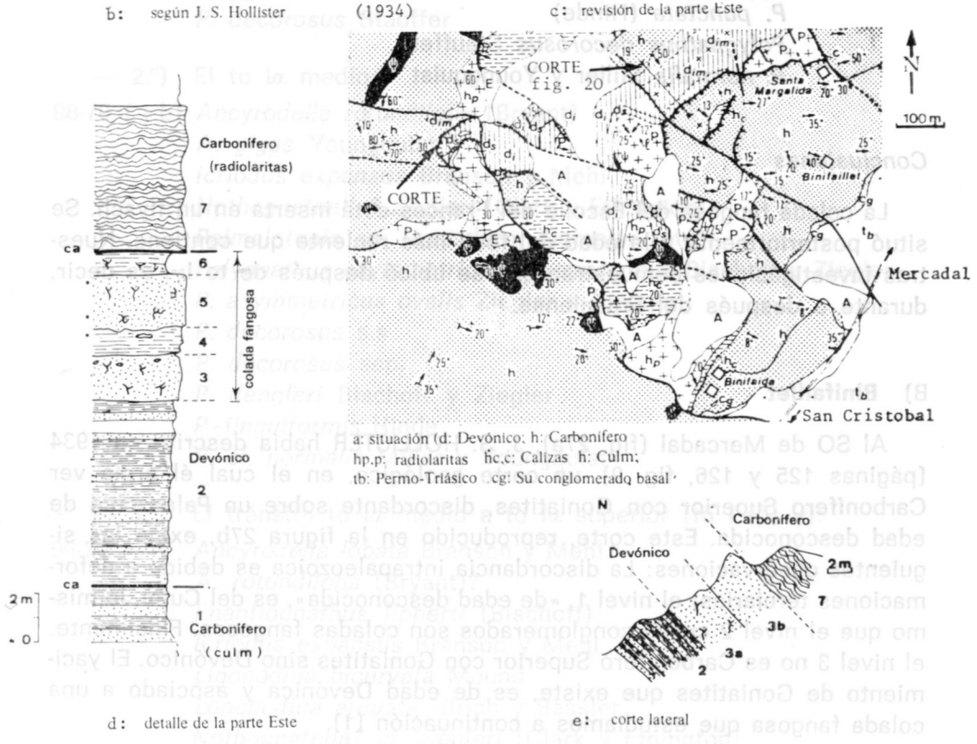


Figura 27.—Corte de Binifaillet.

He aquí la revisión de la parte Este de este corte que propongo (figura 27c):

1) Culm Carbonífero constituido por grauwacas y pelitas con *Asterocalamites,* que continúa el nivel 2 del corte de HOLLISTER. ca: Contacto normal.

2) Flysch del Devónico Medio (?)-Superior, constituido de areniscas y pelitas negras algo micáceas.

3), 4), 5), 6) Colada fangosa del Devónico Superior. ca: Contacto normal.

7) 8 m. de radiolaritas del Carbonífero Inferior formando la cumbre de la colina (h I del corte de HOLLISTER).

Constitución de la colada fangosa. Se compone de (fig. 27d):

3) 2 m. de sedimentos totalmente comparables a la colada fangosa del Escollo del Francés; en una matriz muy pelítica se encuentran esparcidos Políperos, Braquiópodos, cantos de calizas, rocas eruptivas (espilitas...).

4) 1, 2 m. de turbidita calcárea granoclasificada, cuya base es finamente detrítica (granos cercanos al mm.) y cuyo final contiene cantos blandos de pelitas verdes.

En lámina delgada, las huellas de removilización son débiles; hay dos poblaciones de cuarzo, el cuarzo pequeño y anguloso dominante sobre el cuarzo grueso y redondeado. No hay micas. Muchos Tentaculites (Dacryoconarides), Briozoarios y Conodontos de to Iα inferior (184-65), clasificados por el Dr. J. HELMS:

Polygnathus dengleri Bi. y Zi.
P. pennatus Hinde
P. linguiformis (Hinde)
P. cf. ordinatus Bryant
P. cristatus Hinde?
Lonchodina sp.
Roundya sp.
Ozarkodina elegans (Stauffer)
Prioniodina alternata (Ul. y Ba.)

5) 2 a 2,5 m.: Microconglomerado lateralmente (colina inmediata al sur del corte) más basto y con Políperos, restos de Goniatites (1) perfec-

(1) Estos Goniatites deberían corresponder a los Goniatites indicados por HOLLISTER. Están encajados en una capa perteneciente al Devónico Superior y no pueden indudablemente atribuirse al Namuriense en este punto.

tamente visibles en sección, Tentaculites y Conodontos del to Iγ (423-63), clasificados por J. HELMS (láms. 26 y 27):

Ancyrodella curvata (Br. y Me.)
Ancyrognathus bifurcatus (Ul. y Ba.)
Ancyrognathus triangularis Youngquist
Apathognathus lipperti Bischoff
Icriodus symmetricus Br. y Me.
Ligonodina delicata Br. y Me.
Palmatolepis hassi Mü. y Mü.
Palmatolepis subrecta Youngquist
Pelecygnathus sp.
Polygnathus normalis Miller y Youngquist
Neoprioniodus alatus (Hinde)
Ligonodina panderi (Hinde)
Lonchodina sp.
Prioniodina aversa Stauffer
Synprioniodina alternata Bassler
Apatognathus lipperti Bischoff
Ozarkodina elegans (Stauffer)

En lámina delgada, los Conodontos, Tentaculites, Políperos, Crinoides, a menudo rotos, están mezclados con fragmentos de espilitas, caliza fina (micrita) con Tentaculites. La resedimentación de todos estos restos orgánicos es indudable. El cemento, recristalizado, es rico en cuarzo.

6) 1 m. de capas más pelíticas con Políperos y representando una colada fangosa poco cargada en elementos.

La interpretación sedimentológica de los niveles 3) a 6) es delicada.

Los niveles 3) y 6) son indudablemente deslizamientos fangosos.

Los niveles 4) y 5) pueden considerarse como capas independientes de una colada fangosa, o bien como elementos de ésta (serían entonces capas deslizadas, arrastradas por la colada fangosa cuando ésta se produjo).

En definitiva se trata de las dos cosas: los niveles 4) y 5) son a la vez capas independientes del deslizamiento fangoso y capas deslizadas.

Anticipándome a los cortes estudiados a continuación (fig. 27e y corte de Rafal Rotge) doy aquí la interpretación deducida:

1.º) En Binifaillet (corte 27d) los niveles 4) y 5) son bastante independientes de la colada fangosa, niveles 3) y 6), pero están incluidos en ella y contienen exactamente los mismos elementos.

2.º) En esta misma colina se ha hecho el corte 27d; otro corte hecho a una decena de metros más al Norte (corte 27e) muestra que por encima de la colada fangosa del nivel 3), que tiene siempre Políperos, el microconglomerado no está. En su lugar hay una arenisca fina (7-67) con dos poblaciones de cuarzo (cuarzo anguloso dominante), con muy pocos restos orgánicos y Conodontos. Este nivel está sobre la colada fangosa. Un contacto anormal (ca) lo separa al final de las radiolaritas del Carbonífero basal, cambio lateral del nivel 7) del corte 27d.

3.º) En Rafal Rotge (fig. 28 y texto a continuación) la misma arenisca está por debajo de la colada fangosa, mientras que el microconglomerado calizo está por encima.

Los niveles 4) y 5) del corte de Binifaillet, como los niveles areniscosos o conglomeráticos que están asociados en otros lugares a la colada fangosa y están encima, debajo o en la colada, deben ser considerados como sedimentos ligeros que han sido arrastrados con esta colada y se han depositado por su propia cuenta asociados a la colada fangosa y según las modalidades de depósito locales. Se puede pensar que según su cohesión, su evolución diagenética y la proporción de agua que contenían, se han depositado en lentejones o en capas con una dinámica propia. Por tanto, ha habido una segregación entre estos niveles y la colada fangosa, pero contemporaneidad de sedimentación.

Conclusiones

El conjunto de las capas 3) a 6) representa una colada fangosa que contiene capas deslizadas arrastradas por aquélla cuando se produjo. Estas capas resedimentadas, que pueden ser turbiditas calcáreas (microconglomerados) o areniscas, contienen faunas de Conodontos del Frasniense (to Iα y to Iγ).

Como en el Escollo del Francés, la colada fangosa de Binifaillet se ha producido, por tanto, durante o después del Frasniense.

Sin embargo, la colada de Binifaillet tiene diferencias con la del Escollo del Francés. Menos potente, puesto que no tiene más que 6 m. aproximadamente, además no tiene el carácter basto de la segunda. Sin embargo, tiene los mismos fósiles. También tiene cantos de calizas. La colada fangosa de Binifaillet tiene además capas deslizadas con Conodontos del to Iα y to Iγ, que no he visto en el Escollo del Francés.

Por tanto, los afloramientos de Binifaillet y del Escollo del Francés muestran una variación lateral de la colada fangosa.

C) **Rafal Rotge**

A 24 km. de la carretera Mercadal-Ferrerías, inmediatamente al Sur y abajo, cerca de la granja de Rafal Rotge, está el yacimiento en el que

H. HERMITE encontró las primeras faunas del Devónico. Se trata otra vez de un afloramiento de la colada fangosa del Escollo del Francés.

De O-NO a E-SE se observa (fig. 28):

1) Flysch Devónico constituido por areniscas y pelitas negras. ca: Contacto anormal.

2) Banco de arenisca fina (3-67), ligeramente calcítico, con pocos restos orgánicos y dos poblaciones de cuarzo.

3) Colada fangosa conteniendo Políperos, Braquiópodos, Trilobites (ver H. HERMITE, 1879), totalmente comparable a la del Escollo del Francés.

4) Microconglomerado calizo con muchos fragmentos de organismos removilizados: Braquiópodos, Políperos, Tentaculites, Crinoides, además de rocas eruptivas básicas (espilitas). No hemos encontrado Conodontos. ca: Contacto anormal.

5) Radiolaritas y calizas del Carbonífero basal.

La colada fangosa mide aquí una decena de metros de potencia y las capas areniscosas y microconglomeráticas asociadas tienen exactamente la misma facies que en Binifaillet.

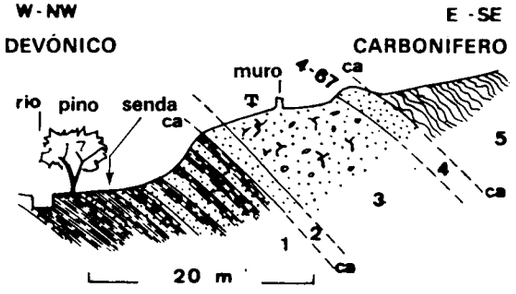


Figura 28.—Corte de Rafal Rotge.

D) **Ferragut Vell**

Este corte, menos tectonizado y más completo que los precedentes, es más adecuado para el estudio de la colada fangosa. Aunque conocido desde HERMITE y reestudiado por todos los geólogos que vinieron a Menorca, este corte ha sido interpretado diferentemente.

a) *Localización:*

Llegar a la granja de Ferragut Vell por el camino carretero. La granja está construida sobre el Culm carbonífero. A partir de los establos seguir el camino hasta el pozo y rebasarlo. El corte se termina cuando el camino desemboca en un campo instalado sobre el Culm carbonífero (figs. 21 y 24a).

b) *Apuntes de campo y corte* (figs. 29b y c):

1) Culm con *Asterocalamites* del Carbonífero Inferior. Igual facies que el nivel 14. ca: Contacto anormal.

2) 5 m. de flysch Devónico, constituido por areniscas, pelitas negras intercaladas de turbiditas calcáreas regularmente muestreadas (fig. 29c) que han dado los siguientes Conodontos, clasificados por el Dr. J. HELMS:

49-67: Estéril

50-67: *Ancyrodella rotundiloba* (Bryant)
Polygnathus asymmetricus asymmetricus Bischoff y Ziegler
P. decorosus s.l.
P. dengleri Bischoff y Ziegler
P. linguiformis Hinde

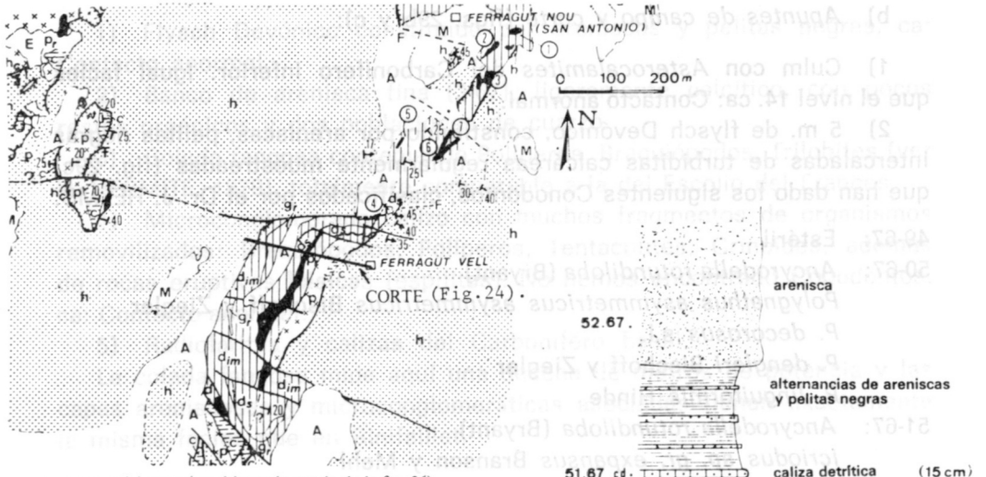
51-67: *Ancyrodella rotundiloba* (Bryant)
Icriodus sp. gr. expansus Branson y Mehl
Icriodus sp.
Palmatolepis sp.
Polygnathus asymmetricus ovalis Ziegler y Klapper
P. decorosus Stauffer
P. linguiformis Hinde
P. normalis Miller y Youngquist
Tentaculites

es decir, una fauna del to Iα inferior-medio.

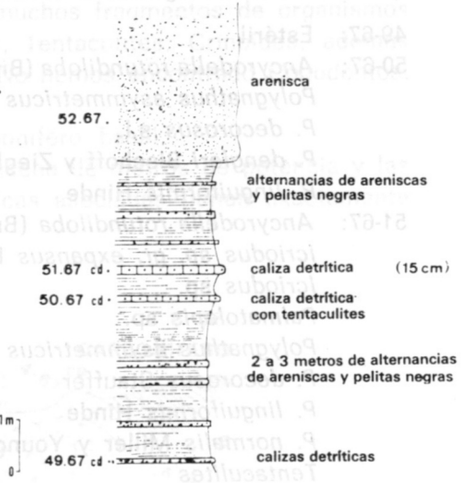
El estudio microscópico ha puesto de manifiesto que las turbiditas tenían un débil porcentaje de cuarzo detrítico de la única población angulosa (Ar=0,5 a 0,7, Sp=0,7) y pequeña (Ls=50μ a 100μ), diseminado en la roca y no recrecido secundariamente. La muscovita es rara. La parte esencial de la roca está formada por calcita detrítica (49 y 51-67) con Tentaculites (50-67). En este nivel ha recristalizado en calcita espática lo mismo que los Tentaculites. Son de señalar algunos minerales autígenos: feldespatos (albita?), pirita y muy excepcionalmente dolomita.

3) 5 m. de areniscas laminadas tectónicamente más al Sur. En lámina delgada estas areniscas están formadas por granos de cuarzo primitivamente redondeados (Sp=Ar=0,9) relativamente grandes (Ls=200μ) que coexisten con granos más angulosos (Ar=0,3; Sp=0,5) del mismo tamaño. La muscovita es también más abundante que antes y hay feldespatos detríticos.

Los granos de cuarzo están yuxtapuestos con contactos generalmente



a: situación del corte (igual leyenda que la de la fig. 26)



c: detalle de los niveles 2 y 3 de este corte

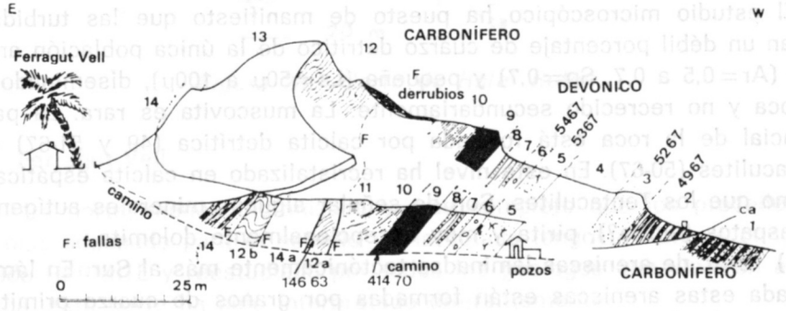


Figura 29.—El Devónico Superior de Ferragut Vell.

planos y los granos están recrecidos secundariamente. La roca actual es una arenisca cuarcítica.

4) 10 m. ocupados por un campo. No se ve nada, pero los bloques y piedras que lo siembran son sólo fragmentos de areniscas y pelitas negras que se ven en alternancia en un camino lateral.

5) 4 a 6 m. colada fangosa absolutamente idéntica a las descritas en los cortes precedentes. Los paquetes removilizados son raros. Sin embargo, los fósiles (Políperos, Braquiópodos...) son muy abundantes.

6a) Hasta 1 m. de conglomerado a veces brechoide con muchos Políperos. Se reduce lateralmente hacia el Sur.

La matriz tiene, además de numerosos restos de Políperos, algunos granos de cuarzo anguloso, muscovita y sobre todo restos de Tentaculites; todo ello sumergido en una mezcla arcillo-calcítica.

6b) 2 m. a 5 cm. de microconglomerado calcáreo semejante al de Binifaillet, aquí con Políperos y fragmentos de caliza; micrita con o sin Tentaculites, con o sin feldespatos autígenos, dismicritas y fragmentos de turbiditas calcáreas de tipo 51-67. El cemento del microconglomerado es escaso con dominante arcillosa.

7) Por encima, la sedimentación de tipo flysch se termina y se depositan pelitas (ver seguidamente la continuación del corte en el apartado «El Devónico por encima de la colada fangosa»).

E) Conclusiones

El flysch Devónico termina con una colada fangosa que es oblicua a la serie que recubre. No tiene las mismas características en los distintos afloramientos. Parece que la facies del Escollo del Francés es más basta, más proximal, mientras las facies de Binifaillet y Rafal Rotge son facies más alejadas del talud submarino sobre el que la colada fangosa ha nacido.

Los elementos más recientes que contiene, o le son asociados, han dado Conodontos del to $I\gamma$.

Esta colada, por tanto, ha nacido en el Frasniense o después y no tenemos argumentos para situar más exactamente esta formación.

F) Los políperos de la colada fangosa

He recogido en Binifaillet, Rafal Rotge (R), Santa Rita (S), Ferragut Vell (F), numerosos ejemplares de Políperos en las coladas fangosas. Estas recogidas han permitido revisar totalmente el trabajo muy sucinto de K. A. CLAUSS (1956). A pesar de la riqueza de estas recogidas, no

es posible dar aquí más que resultados preliminares. Estas faunas están todavía en estudio.

Los Tabulados examinados por J. LAFUSTE comportan especialmente:

Clathrodictyon sp. (F)

Stachyodes sp. (S), de edad Devónica Superior, pero sin precisión

Los Tetracoralarios examinados por P. SEMENOFF TIAN CHANSKY comportan (resultados preliminares) (1):

Amplexidae Chapman, 1893:

Amplexus sp. (Devónico y Carbonífero) (R)

Zaphrentidae Milne-Edwards y Haime, 1850:

Heliophyllum aiense Sochkina, 1949 (Givetiense Sup. del Sur-Ural, Givetiense-Frasniense de Chenoua) (S)

Phillipsastraeaidae Roemer, 1883:

Macgeea gallica Lang y Smith, 1935 (Frasniense, Boulonnais) (S)

Macgeea multizonata (Reed) 1922 (Frasniense de Europa oriental, Givetiense-Frasniense de Chenoua) (R, S)

Macgeea aff. multizonata (S)

Pexyphyllum aff. rectum Walther, 1928 (S) *(P. rectum:* Frasniense, Harz)

Phillipsastraea chenouensis (Semenoff Tian Chansky, 1961) (Chenoua) (S)

Keriophylloididae Therepnina, 1971:

Peneckiella minima (Roemer) 1855 (Frasniense, Renania, Ural) (S)

Peneckiella sp. 1 (R), *Peneckiella* sp. 2 (S). El género sólo se conoce hasta ahora en el Frasniense.

Dysphyllidae Hill, 1939:

Dysphyllum caespitosum (Goldfuss) 1826 (Givetiense Sup. y Frasniense de Renania, Boulonnais, Inglaterra; Givetiense-Frasniense de Chenoua) (R, S)

Disphyllum virgatum (Hinde) 1890 (Givetiense de Deux Sèvres, Givetiense-Frasniense de Australia occidental) (R), vecino del *Disphyllum* sp. Sémenoff Tian Chansky, 1961, p. 297, text-pl. II, figs. 1, 2, Chenoua

(1) Texto de las clasificaciones debido a P. SEMENOFF TIAN CHANSKY, algo modificado.

Cylindrophyllum sp. (S). Género del Devónico Inferior-Medio

Haplothecia sp. 1 (R, S, F) y sp. 2 (S). Género Givetiense Sup.-Frasniense

Temnophyllum cf. *waltheri* Yoh., 1937. *T. waltheri* es conocida en el Devónico Medio y Superior de China del Sur, Givetiense Superior, Ural

Stauriidae Milne-Edwards y Haime, 1850:

Fasciphyllum sp. (S), Devónico Inferior y Medio

Ptenophyllidae Wedekind, 1923:

Neostringophyllum aff. modicum Sochkina, 1952 (no SMITH, 1945) (S)

Neostringophyllum sp. (S). La misma especie que N. sp. (SEMENOFF, 1961) del Givetiense-Frasniense de Chenoua. *N. modicum* es conocido en el Frasniense.

Estos Tetracoralarios han vivido probablemente en agua poco profunda, agitada. Los Phillipsastraeina no eran ni recifales ni de gran profundidad. La edad de estos políperos es más bien Frasniense. Muchos de ellos se encuentran en Chenoua.

3. EL DEVONICO POR ENCIMA DE LA COLADA FANGOSA

En Ferragut Vell, por encima de la colada fangosa, se observa (figs. 29a y 30):

7) 3,05 m. de pelitas areniscosas constituidas por:

— 7a) 5 cm. de pelitas.

— 7b) 3 m. de pelitas areniscosas verdes (137 y 138-63), con mala estratificación plana paralela, se hacen más claras hacia arriba y están cortadas por diaclasas negras. La muestra 137-63, por ejemplo, contiene:

— 01) *Minerales detríticos:*

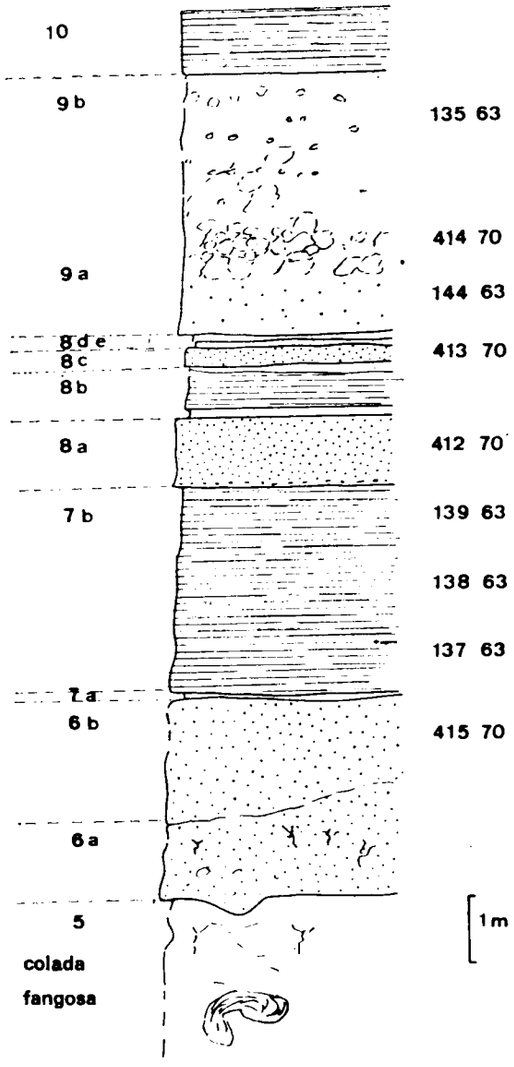
10 por 100 de cuarzo, que alcanza hasta 100μ, anguloso: Ar=0,3; Sp=0,3-0,5,

20 por 100, al menos, de plagioclasas poco alteradas, en cristales maclados, que alcanzan hasta 80μ,

5 por 100, al menos, de muscovita, en cristales que pueden alcanzar a veces 100μ,

Un gran porcentaje de biotita, en cristales de 100μ aproximadamente, frecuentemente alterada,

Calcita detrítica.



Fiigura 30.—El Devónico por encima de la colada fangosa en Ferragut Vell.

— 02) *Contactos entre granos;* los granos de una misma especie están dispersos. Cuando los granos se tocan, los contactos son planos.

— 03) *Cemento;* la roca está recristalizada y los granos están rodeados de un cemento complejo de calcita recristalizada, calcedonia y minerales arcillosos, localmente con zonas de feldespato.

— 04) *Minerales autígenos;* además de las recristalizaciones anteriores, las plagioclasas son autígenas. La alteración de las biotitas provoca la formación de hierro y cloritas.

— 05) *Observaciones;* los minerales se orientan en la roca según hojas elementales que tienen planos paralelos.
La roca es, por tanto, sedimentaria, de la clase de las pelitas, pero con un material detrítico rico en feldespatos y micas.

8) 2 m. de pelitas más oscuras y areniscas:

— 8a) 1 m. de una roca verdosa, localmente ocre-gris, masiva, que tiene el aspecto de una roca eruptiva. Sin embargo, tiene en su base cantos de arenisca. A veces esta roca parece con pompas. La observación en lámina delgada (412-70) muestra que se trata de una arenisca localmente porosa.

— 8b) 60 cm. de pelitas blancas y verdes, cortadas por diaclasas negras y que tienen su parte inferior un banco más areniscoso.

— 8c) 25 cm. de una roca azul-verde masiva, que también parece una roca eruptiva, de aspecto bulboso. En lámina delgada (413-70), se trata de una arenisca fina, con cuarzo recrecido secundariamente, y localmente porosa.

— 8d) 5 cm. de pelitas blancas.

— 8e) 10 cm. de areniscas ocres, constituidas por (142 y 143-63):

— 01) *Minerales detríticos;* 80 por 100 de cuarzo, de 100 a 150μ, algunos granos están muy redondeados pero, en general, los granos más abundantes son angulosos (Ar=0,3; Sp=0,5).
5 por 100, al menos, de feldespato, siempre alterado,
Presencia de muscovita, muy poco abundante.

— 02) *Contactos entre los granos;* los granos de cuarzo están recrecidos secundariamente y sus contactos son planos a cóncavo-convexos.

— 03) *Cemento;* constituido sobre todo de cuarzo que aumenta los granos y los suelda unos a otros.

— 04) *Observaciones;* los minerales no están orientados y la roca es una arenisca cuarcítica evolucionada.

9) 3,8 m., colada eruptiva submarina, básica, con estructura espilítica. Esta roca eruptiva está probablemente en relación con otros afloramientos eruptivos vecinos. El conjunto se estudia en detalle a continuación.

10) 2 m. de pelitas grises, con estratificación paralela plana, que pronto son enmascaradas por derrubios. En el camino, debajo del corte, se ve que estos derrubios recubren (fig. 29):

11) 6 m. de pelitas blancas, luego verdes, después rojas que están diaclasadas y falladas... (145-63).

F) Contacto anormal, después:

12) 25 m. de radiolaritas verdes, negras, rojas, que forman la cresta dominando Ferragut Vell y que reaparecen en el camino en 12a (3 m,; 146-63) y en 12b (5 m.), pero reducidas en espesor por fallas y repliegues.

13) 2 m. de caliza gris y de pelitas rojas en las que J. S. HOLLISTER a encontrado una pequeña fauna del Dinantiense. Nosotros hemos podido aislar en calizas equivalentes, Conodontos al menos Viseenses (ver Carbonífero).

14) Grauwacas y pelitas con *Asterocalamites* del Carbonífero Inferior, que reaparecen en el camino en la (10 m., 147-63) y que tienen la misma facies que el nivel 1.

Conclusiones

Por encima de la colada fangosa con faunas del Devónico Superior, la sedimentación continúa en Ferragut Vell con pelitas, areniscas no alternantes, que no tienen las estructuras de los sedimentos de tipo flysch. Estas pelitas y estas areniscas inician así un nuevo ciclo sedimentario, que va a consolidarse durante el Carbonífero basal.

Queda una doble incertidumbre en cuanto a la situación del límite entre el Devónico y el Carbonífero. Por un lado, la edad exacta de la implantación de la colada fangosa no se conoce; sabemos solamente que se produjo en el Frasniense o después. Por otra parte, el primer nivel sedimentario datado por encima de la colada es Viseense.

Al principio de este intervalo se produce una colada fangosa, la cuenca del flysch Devónico deja de funcionar y se implantan rocas eruptivas básicas.

El conjunto de estos fenómenos da lugar a deformaciones del área de sedimentación, en el límite del Devónico y Carbonífero. Estas deformaciones se deben probablemente a una fase premonitoria de la orogénesis varíscica (R. BOURROUILH, 1967).

6. ROCAS ERUPTIVAS

H. HERMITE es el primero que cita (1879, p. 303, 311) una roca intrusiva en el Primario de Ferragut. FOUQUE y MICHEL-LEVY la clasificarán como «porfirita andesítica» (in H. HERMITE). En 1923 (p. 24, 25) P. FALLOT describe un único afloramiento en Ferragut Nou, donde un pico está constituido allí por una roca eruptiva pillada como una colada entre los estratos del Devónico.

J. S. HOLLISTER, desconociendo el afloramiento de Ferragut Nou, describe en 1934 en Ferragut Vell una emisión de lavas que se habría producido en el Devónico Superior o en la base del Carbonífero.

He revisado la cartografía detallada de la región de las granjas de Ferragut y del macizo de Binimalla (fig. 26). De hecho existen numerosos afloramientos de rocas eruptivas básicas que se ordenan en dos categorías:

1.° Algunos de estos afloramientos están siempre asociados a la colada fangosa con Políperos. Son los de Ferragut Vell y, en general, los del macizo de Binimalla.

2.° Otros afloramientos, especialmente los que dominan la granja de Ferragut Nou, no están asociados a la colada fangosa, sino a diferentes niveles del Devónico.

1.° ROCAS ERUPTIVAS ASOCIADAS A LA COLADA FANGOSA CON POLIPEROS

En Ferragut Vell se ven, por encima de las areniscas y pelitas del nivel 8) (figs. 29 y 30):

9) 3,8 m. de roca eruptiva básica, paralela a las capas sedimentarias inferior y superior. La superficie basal de esta roca es ligeramente irregular y la roca ha metamorfizado muy ligeramente el sedimento sobre el que reposa. Por el contrario, a techo la roca eruptiva no metamorfiza el sedimento suprayacente. En su espesor, esta roca es asimétrica y se divide en:

9a) 0,80 m. de roca eruptiva compacta, cuya base tiene pompas, vacuolas y presenta en lámina delgada (414-70) (1) una estructura intersertal: pequeños bastoncillos muy alargados de albita, desflecados en sus extremidades encierran cloritas verdes, en montones, y fantasmas de minerales ferro-magnesianos, reemplazados por óxidos de hierro.

(1) Determinación de Mlle. E. SOLER.

9b) 3 m. de roca eruptiva blanda, cuya base (135-63) muestra en lámina delgada los mismos caracteres microscópicos que antes, pero con calcita intersticial bastante abundante, en grandes masas redondeadas.

Lateralmente esta roca se sigue durante varias decenas de metros y está seccionada en sus extremos por fallas (fig. 26).

En el macizo de Binimalla, los afloramientos de rocas eruptivas asociados a la colada fangosa están muy tectonizados. Tanto en el terreno como en lámina delgada, se constata, sin embargo, que estas rocas ofrecen los mismos caracteres petrográficos que la roca de Ferragut Vell. Así, por ejemplo, una muestra procedente del Norte de Binimalla (41-61, fig. 26) presenta en lámina delgada (1) una estructura intersertal, con grandes bastoncillos de albita que encierran esta vez una segunda generación de albita de menor tamaño, mezclada a los mismos minerales que antes y, hecho importante, esta muestra presenta *esferulitos de desvitrificación.*

Conclusiones

Las rocas eruptivas básicas asociadas a la colada fangosa presentan tanto en el terreno como en lámina delgada los caracteres de las coladas submarinas. Son lavas básicas con estructura espilítica.

2.° LAS ROCAS ERUPTIVAS DE FERRAGUT NOU

Numerosos afloramientos de rocas eruptivas básicas son visibles en los alrededores de esta granja (fig. 26).

Nuestra atención se ha fijado en las rocas eruptivas que forman la cumbre que domina la granja de Ferragut Nou.

Un corte geológico Oeste-Este muestra el Culm carbonífero, cabalgado por el Devónico y éste recubierto anormalmente por el Culm (fig. 31). El Devónico tiene dos niveles de rocas eruptivas, repetidos tectónicamente.

En la base de su ladera Norte, el primer nivel de roca eruptiva metamorfiza en casi 80 cm. al Devónico sobre el que reposa. Este Devónico está constituido por radiolaritas (fig. 31, b, 1) alternando con calizas detríticas (2) o pelitas (3). La roca eruptiva es paralela al banco calizo (4) sobre el que reposa.

Lateralmente (fig. 26) estos afloramientos son limitados y aparecen circunscritos en el flysch devónico. En el terreno las rocas eruptivas están muy alteradas, inyectadas de calcita. Zonas menos alteradas dejan ver una roca eruptiva verde o azulada, masiva, con fenocristales de feldespatos.

(1) Clasificación de Mlle. E. SOLER.

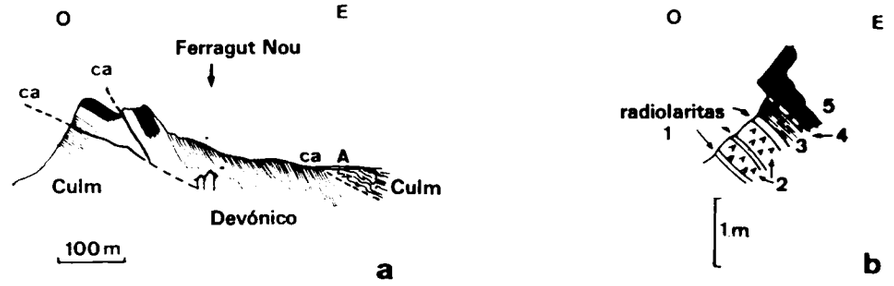


Figura 31.—Las rocas eruptivas de Ferragut Nou.

En lámina delgada, una muestra de las menos alteradas presenta al microscopio (1) una estructura intersertal basta, formada por cristales subautomorfos de plagioclasa (albita) más o menos alterada, prismas alargados de clinopiroxeno (augita), más o menos transformado en un anfíbol marrón que presenta los caracteres ópticos de Kaersutita y está pseudomorfizada en gran parte en albita y esfena. Algunos fenocristales con contornos redondeados, conteniendo clorita, recuerdan antiguos cristales automorfos de olivino completamente transformados. Los minerales accesorios: biotita, apatito y leucoxeno; y minerales de baja temperatura: agregados cloritosos, microcristales límpidos de albita asociados a zonas xenomorfas de calcita, forman el resto de la roca.

Por estas características esta roca corresponde a una dolerita albítica. La naturaleza de los minerales ferro-magnesianos permite deducir que antes de su alteración, esta roca debía ser una roca básica alcalina, con analcima, correspondiente a rocas del tipo de las teschenitas. Esta roca habría sufrido una evolución de tipo espilítico.

Conclusiones

Las rocas eruptivas básicas que forman la cumbre que domina la granja de Ferragut Nou representan doleritas alcalinas intrusivas en la serie devónica.

Se puede pensar que estas rocas están relacionadas con coladas submarinas de estructura espilítica; procediendo el conjunto, tal vez, del mismo magma, que sería de tipo alcalino.

Los otros asomos eruptivos del macizo de Binimalla y de los alrededores de las granjas de Ferragut (asomos 1 a 10, fig. 26) se relacionan a uno de los tipos antes descritos.

(1) Clasificación de B. AZAMBRE.

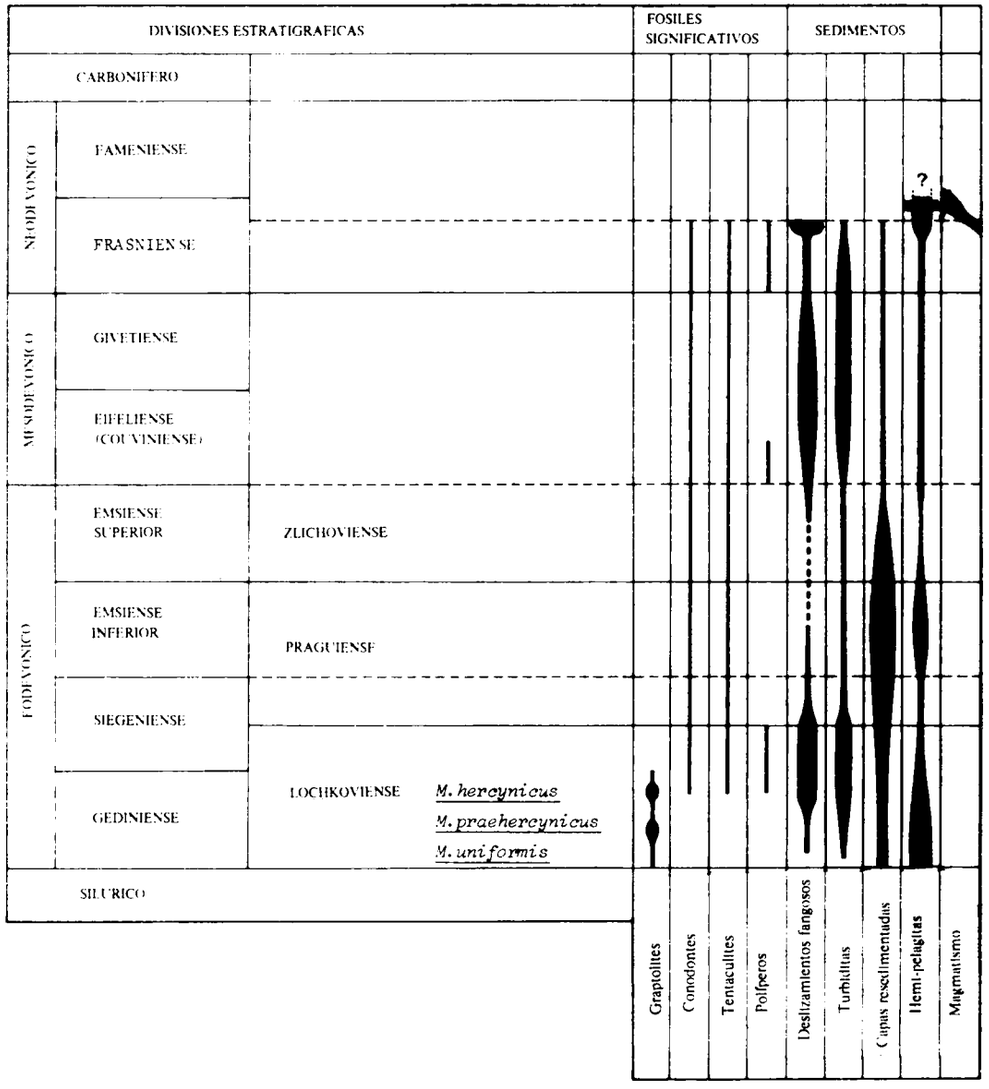


Figura 32.—Principales características del Devónico.

7. CONCLUSIONES GENERALES SOBRE EL DEVONICO

El Devónico de Menorca abarca desde el Lochkoviense con *Monograptus praehercynicus* al Devónico Superior.

Esencialmente es una serie sedimentaria detrítica de facies flysch, no metamórfica. La potencia de esta serie se puede estimar en un millar de metros (fig. 32).

Los horizontes pelíticos van a ser niveles de despegue tectónico preferentes.

1. LIMITES

Límite inferior

El Lochkoviense con *Monograptus praehercynicus* descansa sobre una serie pelítica más antigua. No ha sido posible datar exactamente esta serie que puede representar al Lochkoviense con *Monograptus uniformis* y, tal vez, una parte del Budnaniense (Silúrico). El conjunto del Devónico está despegado tectónicamente al nivel de esta serie pelítica del límite siluro-devónico, dejando presentir la existencia de un zócalo rígido más antiguo, pero del que no hay afloramientos.

Límite superior

Por encima de las turbiditas del Frasniense basal se producen una o dos coladas fangosas. No se puede situar exactamente el límite del Devónico y del Carbonífero.

2. HISTORIA Y EVOLUCION DE LA CUENCA SEDIMENTARIA DEVONICA

La inestabilidad tectónica de la zona de acumulación, más que su sobrecarga en sedimentos, provoca el desprendimiento de coladas fangosas que se sedimentan al pie de una pendiente, en la cuenca devónica de Menorca. Según la concentración de la colada fangosa puede haber una segregación de sus constituyentes y puede individualizarse una arenisca granoclasificada, permaneciendo asociada a la colada fangosa, o individualizándose totalmente (corte del Lochkoviense de Punta Negra).

1) EN EL TIEMPO

El emplazamiento, desarrollo y finalmente la desaparición de la cuenca sedimentaria devónica representa un ciclo sedimentario mayor. A su

vez, la acumulación de sedimentos detríticos en esta cuenca parece regida por dos ciclos elementales separados por un interciclo.

Ciclos elementales:

Un primer ciclo hace la transición entre el Lochkoviense Medio (y éste con un Pre-Lochkoviense pelítico?) y el Praguiense Inferior. Durante este período se desarrolla la sedimentación detrítica; la presencia de sedimentos depositados por coladas fangosas, semi-fangosas o por corrientes de turbidez permite hablar de un «flysch lochkoviense». Este flysch está relacionado con la existencia de un talud submarino y/o un cañón. Durante el Praguiense Inferior, los aportes detríticos disminuyen, anunciando un interciclo.

Un interciclo se inicia en el Praguiense Superior y se desarrolla en el Zlichoviense Inferior. El aporte, por gravedad, de sedimentos a la cuenca devónica disminuye, las estructuras sedimentarias debidas a corrientes de reordenación, las frecuentes señales de corrientes y la rápida ritmicidad de sedimentos granoclasificados de grano fino ponen de manifiesto una modificación de las costas de la cuenca de sedimentación. De facto, el talud submarino que suscitaba el aporte por gravedad de los sedimentos desaparece y las corrientes de fondo, tal vez sólo relacionadas con pulsaciones tidales, como U. von RAD ha mostrado actualmente en California (1968), sustituyen a los otros agentes de sedimentación. Estas corrientes llegan a difuminar completamente las estructuras sedimentarias debidas a los restantes agentes de sedimentación y a depositar a su vez calizas potentes, con estructuras sedimentarias no turbidíticas (Praguiense Superior-Zlichoviense de El Cipré).

Un segundo ciclo, muy detrítico, se desarrolla entonces, desde el Zlichoviense pro parte al Devónico Superior. Se reanuda la sedimentación por gravedad, acentuándose y presentando modalidades comparables a las del primer ciclo. Frecuentemente los sedimentos de este período presentan la misma facies que los del Lochkoviense alto. Poco después del Frasniense basal, las margas de la cuenca sedimentaria tienen una nueva crisis. Una o varias coladas fangosas más importantes que las del Devónico Inferior llevan, por última vez, a la cuenca sedimentos bastos, fósiles y cantos litorales. Poco después, la cuenca devónica deja de funcionar como cuenca muy detrítica de tipo flysch. Los sedimentos que siguen a la colada fangosa de Ferragut Vell pertenecen a un nuevo ciclo sedimentario que va a desarrollarse en el Carbonífero basal.

Los ciclos sedimentarios parecen estar ligados a modificaciones tectónicas de las costas de la cuenca devónica. El final del primer ciclo podría corresponder a movimientos de reajuste caledónicos, tal como

dicen H. JAEGER y D. MASSA (1965) «al final del Lochkoviense y durante el Siegeniense las costas septentrionales de Tafilalet y de la cuenca de Colomb-Bechar» (confines argelo-marroquíes). Estos movimientos se conocen en muchos lugares en el Devónico Inferior de la plataforma nor-sahariana, provocando emersiones, regresiones, etc. Estos movimientos habrían afectado a los ámbitos limítrofes de las futuras Baleares, cuyo Devónico, como veremos, tiene grandes analogías con el Devónico del macizo nor-africano de Chenoua (Gran Kabilia).

El final del segundo ciclo, que se sitúa después del Frasniense basal y coincide con el fin del ciclo mayor, corresponde probablemente a una modificación de las costas de la cuenca, debida a una fase premonitoria de la orogénesis varíscica.

En efecto, poco después de la desaparición de las facies flysch, aparecen rocas eruptivas básicas en los sedimentos, llegando incluso a extenderse sobre el fondo submarino. Estas rocas materializan la desapación de la cuenca detrítica devónica, así como una fase de distensión en el límite Devónico-Carbonífero.

Evolución de los factores físico-químicos:

Finalmente, a través del tiempo, esta cuenca detrítica sufrió una evolución de sus factores físico-químicos.

Al primer ciclo, que se extiende desde el Budnaniense (?) al Praguiense basal, corresponde a un medio, primeramente reductor, que a partir del Lochkoviense Superior se hace menos reductor apareciendo escasos organismos excavadores.

Durante el interciclo no deja de crecer la oxigenación de la cuenca devónica (bioturbaciones y desaparición de las pelitas negras). Las pelitas del interciclo son de color claro.

Durante el segundo ciclo, la oxigenación de la cuenca disminuye de nuevo y el medio se hace reductor hasta el Devónico Superior.

Asimismo, los factores físico-químicos aparecen ligados a los ciclos elementales, es decir, a la evolución de las costas de la cuenca sedimentaria devónica. Indirectamente están ligados a factores tectónicos.

2) EN EL ESPACIO

Carecemos actualmente de puntos de observación para delimitar la extensión horizontal y vertical de esta cuenca sedimentaria.

Horizontalmente, el Devónico de Menorca está circunscrito a la parte central de la isla. Las afinidades de este Devónico con el del macizo nor-africano de Chenoua (Gran Kabilia) son tales, que propongo el considerar que el Devónico de Chenoua y el de Menorca se han depositado en

la misma cuenca sedimentaria. Así, fácilmente se puede concebir que esta cuenca sedimentaria, limítrofe de la plataforma nor-sahariana, haya podido ser influencia por la evolución de aquélla.

Verticalmente, la potencia del Devónico puede estimarse en un millar de metros. Una colmatación rápida de la cuenca se produce a partir del Lochkoviense. Podría explicar, en cierto modo, las facies «menos profundas» del interciclo. Sin embargo, esta colmatación no es la única razón puesto que en el Zlichoviense Superior la facies flysch se reanuda para terminar en el Devónico Superior. Se asiste probablemente, así, a un doble fenómeno, consistente por una parte en una migración de la flexura costera de la cuenca sedimentaria devónica, por simple colmatación de ésta, y por otra parte a su modificación tectónica por movimiento o reajuste de sus márgenes continentales. Estos fenómenos, que sólo se pueden esbozar para la cuenca devónica de Menorca, son por el contrario clásicos en las cuencas sedimentarias más completas (A. PERRODON, 1969).

3. DIAGENESIS DE LOS SEDIMENTOS

La diagénesis de los sedimentos devónicos, aunque conduce a su litificación, es débil. Comporta, en general, para las areniscas una recristalización de la matriz original, dando un cemento de calcedonia y cuarzo secundario. La aparición de filitas secundarias es excepcional. Utilizando los trabajos de E. C. DAPPLES (1967), se puede decir que los sedimentos devónicos no alcanzan el comienzo del estado filomórfico nada más que excepcionalmente (algunas areniscas evolucionadas del Lochkoviense), llegando a difuminar las estructuras sedimentarias en ciertos bancos (Praguiense).

Los minerales de neogénesis, además de los señalados antes, son generalmente la dolomita (con exudados de óxido de hierro) y feldespatos, a veces, abundantes.

Las reacciones intergranulares, detalladas en los estudios estratigráficos y sedimentológicos, se producen entre minerales detríticos. Los contactos de los granos permanecen, sin embargo, relativamente sencillos (planos, convexos, rara vez en mosaico...).

Fuera de estas manifestaciones diagenéticas, las series devónicas, incluso en sus niveles más antiguos, no son metamórficas.

4. EVOLUCION PERCEPTIBLE DE LAS MARGENES LITORALES

El análisis de los elementos detríticos y de los restos de organismos contenidos en los sedimentos devónicos muestra que las márgenes litorales de la cuenca de sedimentación son un medio oxigenado en el que se desarrollan Tentaculites, Briozoarios, Braquiópodos, Políperos, acompañados de Conodontos.

Durante el Devónico Medio y Superior, la margen litoral está más oxigenada. El material de las coladas fangosas que siguen al Frasniense basal indica que se deposita allí una serie sedimentaria de plataforma (calizas microcristalinas con Conodontos), acaso con algunos arrecifes (Políperos).

Una primera fase de erosión alcanza esta margen antes de que se produzcan las coladas fangosas: se forman cantos de caliza microcristalina con Conodontos del Frasniense basal, hechos en medio litoral; se producen coladas de lavas básicas tanto en el litoral (basaltos) como en el mar (espilitas...). Son erosionadas, dando también cantos. Estos restos se sedimentan en la margen litoral en forma de conglomerados y microconglomerados.

Una segunda fase de erosión sigue inmediatamente a esta, dando forma ahora no sólo a los niveles afectados por la erosión precedente, sino también a los conglomerados y microconglomerados resultantes de esta primera fase y que dan cantos. Está acompañada de un vulcanismo básico (espilitas e intrusiones) que pone de manifiesto distensiones.

El material de las coladas fangosas pone así de manifiesto una tendencia a la emersión de la margen litoral, finalmente a su emersión.

Se ve así, tal vez, una migración de las manifestaciones eruptivas básicas entre la margen litoral (los testigos de estas erupciones son los cantos de rocas eruptivas contenidos en las coladas fangosas) y la cuenca sedimentaria (rocas eruptivas de Ferragut y Binimalla).

De facto, esto se traduce por una migración de la flexura de borde de la cuenca —o a su desaparición— puesto que, en el límite entre el Devónico y el Carbonífero, el par erosión-sedimentación, que había condicionado la formación y acumulación de sedimentos devónicos desaparece, dejando de funcionar el sistema margen-talud-cuenca.

Estos fenómenos reflejan, en el límite entre Devónico y Carbonífero, un nuevo comportamiento de la corteza terrestre.

En el Carbonífero, la historia de esta región va a ser distinta, y el dominio marino verá reducirse, en el Carbonífero basal, los aportes detríticos y se desarrollarán sedimentos autóctonos.

CAPITULO 2.—EL CARBONIFERO

El Carbonífero constituye la mayor parte de los afloramientos del Paleozoico. Forma (fig. 33):

1.º Al Oeste todo el domo de Alfuri: constituido únicamente por Carbonífero detrítico tipo Culm, rodeado de Permo (?)-Triásico.

2.º En el centro, toda la región comprendida entre Caballería y el sur de Mercadal, con una prolongación hasta Punta Teula. El Culm forma todavía la mayor parte de esta zona, pero aparece la base del Carbonífero, asociado al Devónico Superior, en los macizos de Binimalla, Ferragut, Santa Rita y Binifaillet.

3.º Al Este, el Carbonífero forma toda la región comprendida entre la rada de Mahón y Puerto de Addaya. Sólo aflora el Culm, como al Oeste de la isla.

El Carbonífero comprende dos conjuntos litológicos:

1.º *Una serie poco o no detrítica,* que forma la base del Carbonífero.

2.º *El Culm* de facies muy detrítica.

Las divisiones y zonas paleontológicas utilizadas para el Carbonífero vienen indicadas en la figura 34.

1. LIMITE INFERIOR DEL CARBONIFERO

Volvamos al corte de Ferragut Vell (fig. 35 y fig. 36A).

Por encima del flysch Devónico Superior después de la colada fangosa, los niveles pelíticos 10 y 11 (fig. 36A) están sobre la roca eruptiva. Estos niveles no han proporcionado ningún dato paleontológico, como tampoco las radiolaritas que les siguen (nivel 12). El primer horizonte que se ha podido datar es el 13: estas calizas han dado Conodontos y Foraminíferos del Viseense Superior. Así, el límite entre Devónico y Carbonífero se sitúa entre los niveles 8 y 11, sin otra precisión. Es verosímil una laguna estratigráfica entre el Devónico y el Carbonífero, pero no se puede establecer con certeza.

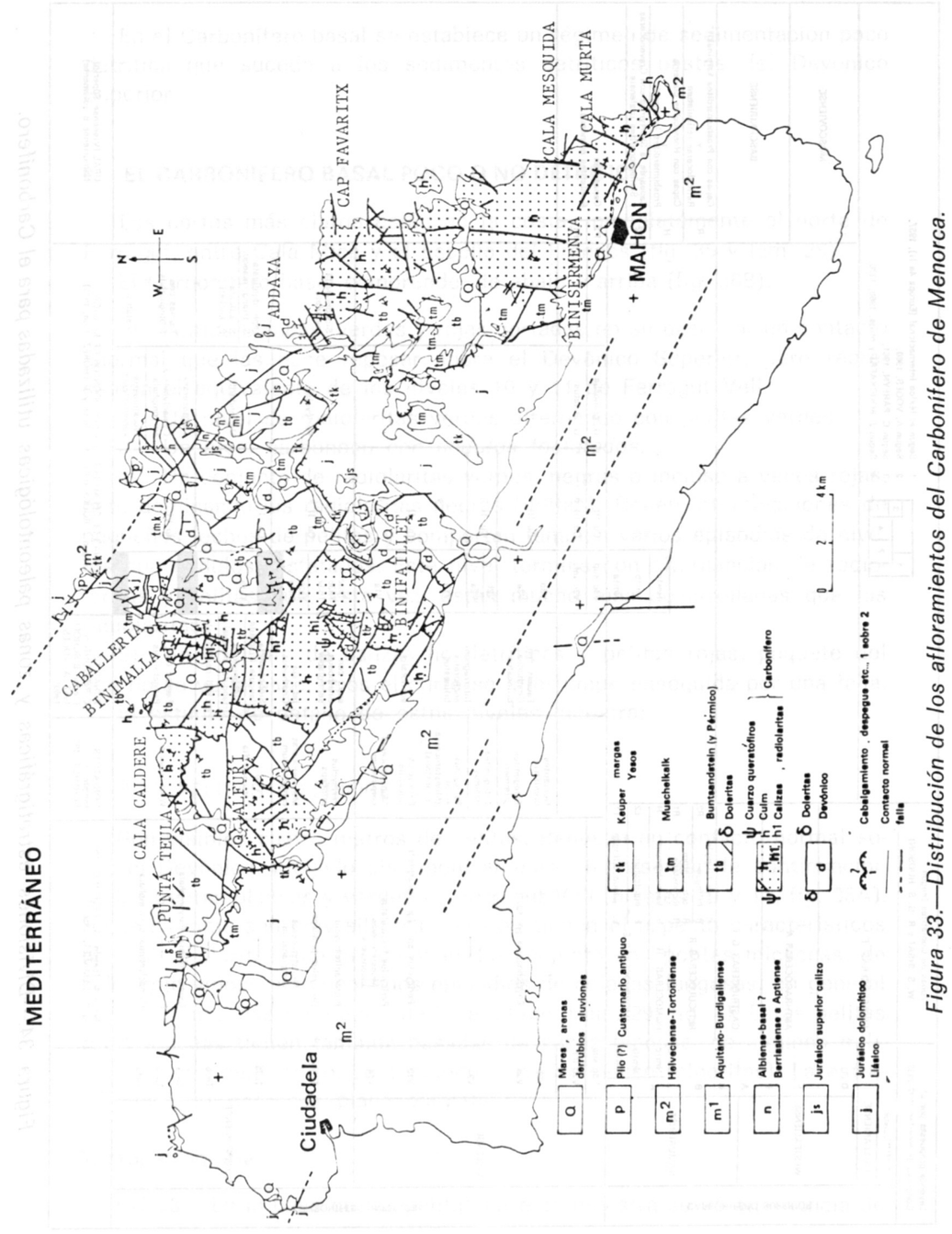


Figura 33.—Distribución de los afloramientos del Carbonífero de Menorca.

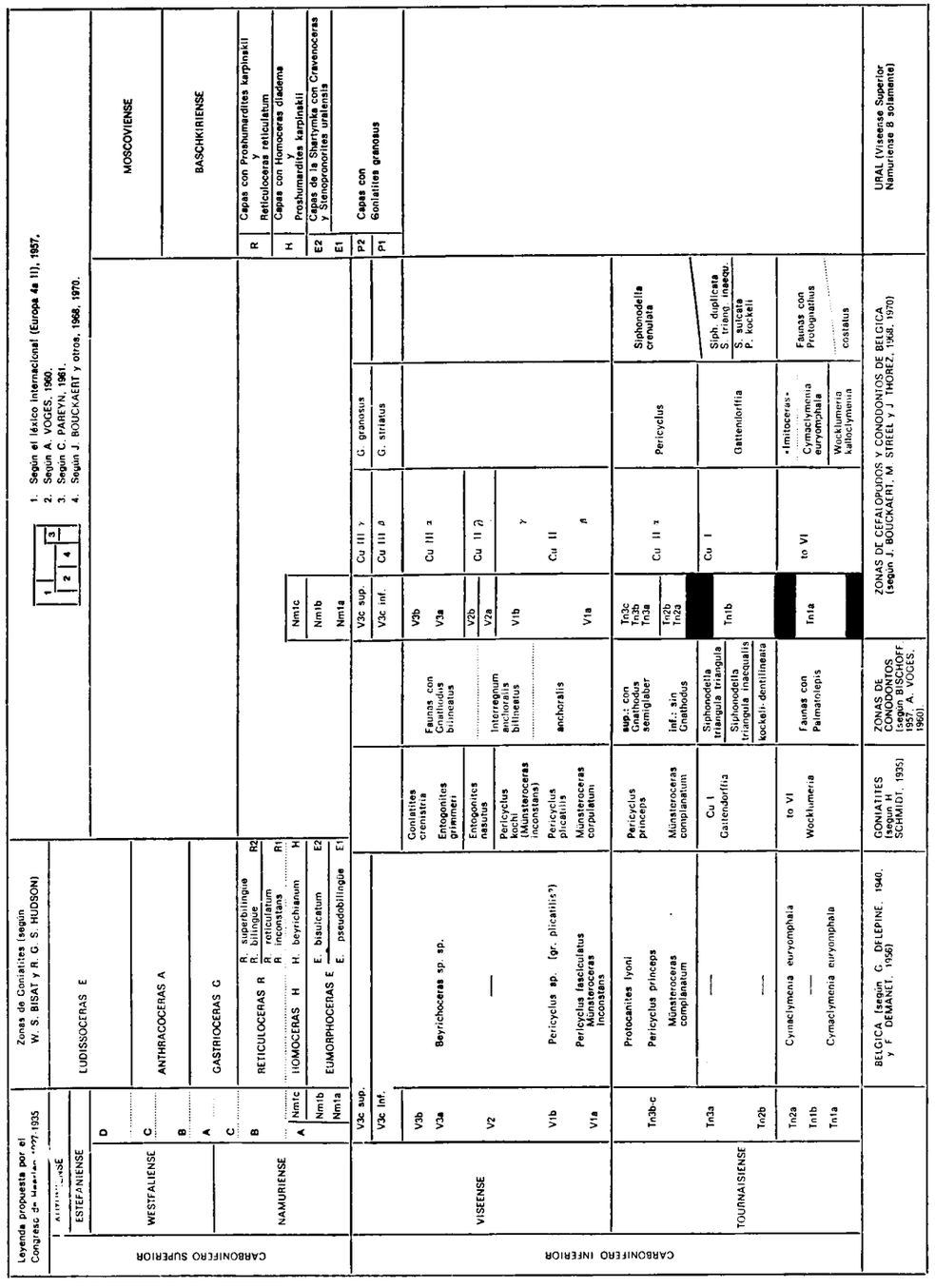


Figura 34.—Divisiones estratigráficas y zonas paleontológicas utilizadas para el Carbonífero.

En el Carbonífero basal se establece un régimen de sedimentación poco detrítica que sucede a los sedimentos detríticos bastos del Devónico Superior.

2. EL CARBONIFERO BASAL POCO O NO DETRITICO

Los cortes más claros están en la costa, inmediatamente al norte de Ferragut, entre Cala Mica y el Escollo del Francés (fig. 35 y lám. 28).

El Carbonífero basal comprende, de abajo a arriba (fig. 36B):

1) Pelitas blancas, verdes y rojas cortadas en su base por un contacto anormal que las hace reposar sobre el Devónico Superior, pero representan el equivalente de los niveles 10 y 11 de Ferragut Vell.

2) Un nivel de radiolaritas verdes alternando con pelitas verdes.

3) Un nivel carbonoso *con nódulos fosfatados.*

4) Un conjunto de radiolaritas verdes, negras o incluso a veces rojas, pero dominando las radiolaritas negras (liditas). Tienen intercalaciones de pequeños lechos de pelitas y comportan también varios episodios de niveles con nódulos fosfatados. Este nivel termina con alternancias de radiolaritas y pelitas que, esta vez, están mucho más desarrolladas que las radiolaritas.

5) Un conjunto de calizas no detríticas y pelitas rojas, paquete del que no se ve la base, pues el corte se interrumpe enseguida por una falla.

El estudio de detalle de estos niveles muestra:

1. LAS PELITAS INFERIORES

Son visibles cuatro metros de pelitas. Reposan en contacto normal sobre el Devónico, plegado disarmónicamente. Representan la continuación de las pelitas blancas y verdes de Ferragut Vell (niveles 10 y 11, fig. 36A). Hacia su cima son muy silíceas, pero no tienen el aspecto característicos de las radiolaritas que las coronan. En conjunto son pelitas micáceas, de color rojo vinoso, con pequeños episodios de coladas fangosas, en general de 1 a 5 cm., más raramente de 20 a 30 cm. (lám. 29, fig. 1). Estas pelitas rojas silíceas tienen también pasadas de capas blancas, de algunos milímetros a un centímetro, conteniendo polvo volcánico (cineritas). La estratificación es entonces plana paralela.

Micropetrografía

645-63. En la base de las pelitas en esta muestra se ve alternancia de

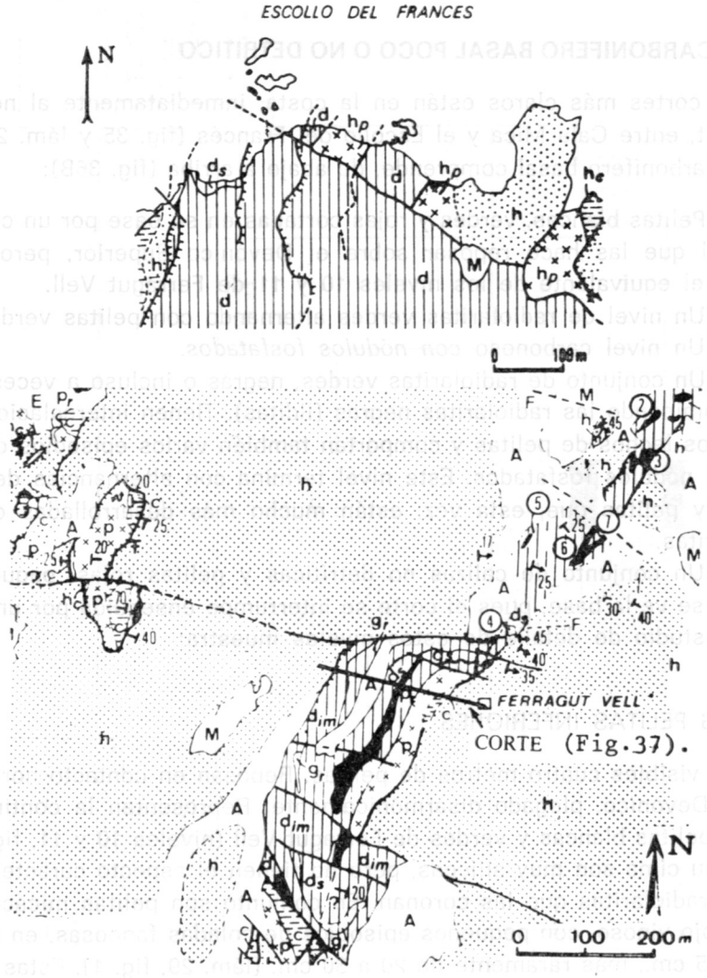


Figura 35.—Situación de los cortes del Carbonífero basal y de la base del Culm en la costa Norte del macizo de Binimalla (arriba, h_p, h_c) y en Ferragut Vell (abajo).

lechos rojos y blancos, de orden centimétrico, con estratificación plana paralela fina.

a) *Los lechos rojos* tienen una base y un techo difusos. Contienen de 20 a 30 por 100 de cuarzo muy anguloso (Ar=0,1; Sp=0,3), de 50μ, aproximadamente, parte del cuarzo es de origen volcánico probablemente (cuarzo en lezna), y muscovita detrítica de la misma dimensión. Los granos están dispersos y ligados por un cemento de cuarzo, hierro y minerales probablemente arcillo-filitosos, pero que no he podido identificar con más precisión al microscopio óptico. Los minerales detríticos son paralelos a la estratificación.

b) *Los lechos blancos* son:

— 1.°) Lechos extremadamente finos, con recristalización de cuarzo, muy ricos en mica y hierro, alternando con:

— 2.°) Lechos *granoclasificados* de 0,5 mm. de potencia, constituidos por un 60 por 100 de cuarzo de 40 a 60μ, asociado a muscovita y hierro. Los granos están yuxtapuestos, el cuarzo está recrecido secundariamente, y los granos están ligados por un cemento de cuarzo que contiene además dolomita encapuchonada en la que algunos cristales automorfos están reemplazados por calcita (desdolomitización).

644-63. Hacia la cima de las pelitas está formado por menos del 10 por 100 de cuarzo de 20μ, detrítico (Ar=0,5; Sp=0,7) y muy abundantes restos de muscovita de 40μ. Los granos están dispersos y rodeados por un cemento de cuarzo, calcedonia, hierro y filitas indistintas. Los minerales detríticos están alineados paralelamente a la estratificación plana paralela, perfectamente visible con luz natural, pero completamente borrada con luz polarizada.

Aunque la facies de estos niveles sea muy comparable a los de la misma edad de la Montaña Negra o los Pirineos (1), no he encontrado cineritas bastas. Sin embargo, es indudable que estos niveles de Menorca contienen cuarzo de origen volcánico, procedente de cenizas volcánicas. A este respecto, algunas capas son cineritas. Es probable que el gran alejamiento de la zona volcánica dé a estas capas una facies poco acusada.

2. LAS RADIOLARITAS VERDES CON INTERCALACIONES DE PELITAS VERDES

Estas radiolaritas alternan durante 10 a 15 metros con pelitas micáceas verdes.

(1) Que he podido ver gracias a la amabilidad de S. KRYLATOV.

a) *En su base* (fig. 36B 1), las radiolaritas verdes, en bancos de algunos centímetros a 20 cm., alternan con numerosos bancos pelíticos más potentes claramente.

Las radiolaritas (643-63, 90-70), al microscopio, están formadas de menos del 10 por 100 de cristales de cuarzo *detrítico* que alcanza hasta 50μ y de muscovita de hasta 30μ. Los granos están diseminados en un cemento de cuarzo y calcedonia. Venas secundarias de cuarzo cortan la roca. Pero el carácter fundamental de la roca es que está formada por gran número de test de Radiolarios, silíceos, en general recristalizados totalmente, pero sin embargo algunos muestran claramente su cavidad central y su test perforado. Tienen de 125 a 200μ.

Las pelitas micáceas (91-70) están constituidas por granos de cuarzo de menos de 50μ, angulosos, algunos en agujas, feldespatos de los que muchos son de neogénesis, y muscovita detrítica. Estos minerales están diseminados en un cemento cuarzo-filítico, fuertemente impregnado de hierro.

b) *En su coronación* (fig. 36B 2) las radiolaritas verdes son más frecuentes que las pelitas. Las microfacies se mantienen.

3. PELITAS CARBONOSAS CON NODULOS FOSFATADOS

Esta capa, de dos metros de potencia, recubre directamente las radiolaritas precedentes. Son pelitas negras, que manchan los dedos, friables y que contienen a veces en gran abundancia nódulos fosfatados negros. Los nódulos están constituidos de sustancia negra amorfa en la que están diseminados algunos granos de cuarzo detrítico de 50μ aproximadamente (642-63).

4. LAS RADIOLARITAS NEGRAS (LIDITAS) CON NODULOS FOSFATADOS

Las liditas con intercalaciones de pequeños lechos de pelitas tienen 20 metros de potencia. Las liditas son, con mucho, más abundantes. Analizadas en un corte vecino (por el peligro representado por el acantilado del borde del mar, no pude muestrear estos niveles en el corte de la figura 36B); estas liditas muestran (635-63, 634-63, 633-63): muy pocos minerales detríticos; se ve sobre todo muscovita en cristales de 20μ. La roca están fundamentalmente formada por Radiolarios dispuestos en lechos, según una estratificación plana paralela. Su porcentaje rebasa el 50 por 100. Con ellos se ven espículas de Espongiarios (Monactinellides, Monaxones). Estos organismos o restos están cementados por cuarzo finamente recristalizado. Se puede denominar la roca como una cuarzo-lutita

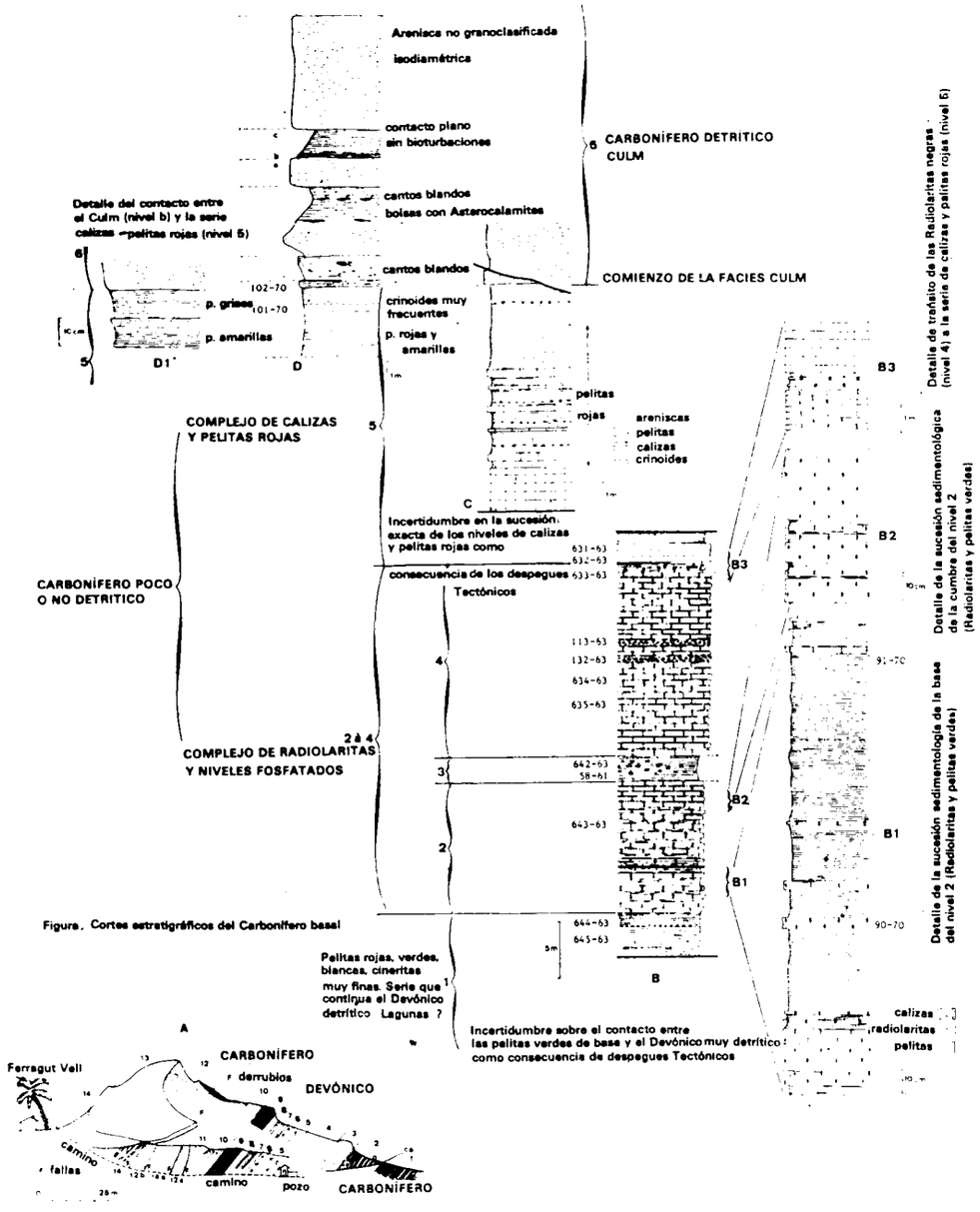


Figura 36.—Cortes estratigráficos del Carbonífero basal.

de Radiolarios. En el nivel 633-63 no hay Radiolarios y la roca está formada casi únicamente por espículas de Espongiarios.

Los niveles con nódulos fosfatados

En el seno de las liditas se ubican uno o varios niveles de nódulos fosfatados. En general son gruesos, de una treintena de centímetros, pero pueden alcanzar hasta un metro (lám. 29, fig. 2).

Es un apilamiento de pequeñas bolas de las que las más gruesas alcanzan hasta 10 cm. de diámetro. Estas bolas son esféricas, ovales o incluso muy aplastadas. Son de color claro, en general verduzcas y están yuxtapuestas o no (lám. 29, fig. 3). Pueden incluso tomar un aspecto brechoide. Están englobadas en las liditas de Radiolarios. Observadas al microscopio se ve (lám. 29, fig. 4):

1) La ganga de liditas; muy clara a la luz natural muestra numerosos Radiolarios en un cemento de cuarzo de recristalización. Aquí y allá hay cristales autígenos de dolomita encapuchonada.

2) Un límite neto entre el nódulo y la ganga.

3) El nódulo cuya estructura concéntrica es claramente visible a simple vista se borra en lámina delgada. Está formado por:

— Bien fosfato marrón-amarillento, isótropo en luz polarizada, que es de hecho colofano (es decir, una variedad criptocristalina de apatito), rodeado de calcedonia de recristalización. *El colofano contiene restos de abundantes Radiolarios, a los que se sustituye* (lám. 29, figura 4) y que son, por tanto, fosfatados.

— Bien fosfato recristalizado en esferolitos o en agregados de estructura fibrosa, presentando el fenómeno de la cruz negra con luz polarizada. Un análisis con rayos X muestra que se trata de Hidroxiapatito, formando lo esencial de la roca con un débil porcentaje de cuarzo. Estos agregados envuelven aun colofano, poco abundante, o dejan ojos en los que el cuarzo secundario ha recristalizado. Frecuentemente se desarrollan plagioclasas de neoformación que borran las estructuras anteriores. También en este caso los Radiolarios fosfatados o los fantasmas de Radiolarios son muy abundantes.

Estos nódulos son claramente comparables a los «fosfatos en balas» de Cierp (Haute Garonne, Pyrénées).

En resumen, por encima de las pelitas blancas, verdes y rojas, el complejo radiolarítico se compone de dos niveles:

— a) En la base, radiolaritas verdes con intercalaciones de pelitas verdes relativamente frecuentes y potentes.

— b) En la culminación, radiolaritas oscuras, a menudo negras (liditas), con intercalaciones de pelitas poco potentes y con uno o varios niveles de nódulos fosfatados, en parte de sustitución.

Estos dos niveles están separados por una capa carbonosa con nódulos fosfatados.

5. LAS CALIZAS Y PELITAS ROJAS MUY FINAS (1)

En su culminación (fig. 36B y lám. 28, fig. 3) las radiolaritas precedentes están coronadas por:

— 60 cm. de alternancias de radiolaritas y pelitas rojas y amarillas de grano muy fino.

— Calizas gris claro, no *detríticas,* aquí con una potencia de 2 m. cortadas por una falla. Estas calizas muestran al microscopio (632-63, 631-63): una estructura finamente cristalina que constituye el fondo de la roca, fondo que engloba numerosos Radiolarios de 130 a 200μ, sustituidos por calcita espática. Les acompañan algunos tests de Ostrácodos y espículas de Espongiarios. Por tanto, la caliza puede aparecer como «micritas con Radiolarios calcificados» o como un antiguo lodo calcáreo con espículas de Espongiarios, que habrían sido reemplazadas en todo o en parte por calcita. Por otra parte no hay ningún mineral detrítico en estas calizas.

El nivel 631-63 ha dado Conodontos, clasificados por J. HELMS: *Gnathodus commutatus commutatus* (Branson y Mehl), *Gnathodus bilineatus bilineatus* (Roundy): cu II a EI, es decir, de edad Viseense Medio a Namuriense Inferior.

Por encima de este nivel de calizas masivas, cortadas en su coronación por una falla, y que deben de medir en realidad varios metros de potencia, hay alternancias de calizas del mismo tipo y pelitas rojas.

Los bancos calizos y sobre todo las pelitas, contienen numerosos restos de Crinoides que se atribuyeron por J. S. HOLLISTER (1934) al género *Scaphiocrinus.* En realidad se trata de un género y una especie nuevas, *Balearocrinus breimeri* n. gen, n. sp., R. Bourrouilh y G. Termier, 1973 (láminas 30 a 32).

(1) Los niveles pelíticos y más generalmente los del Carbonífero basal podrían denominarse también «argilitas pelíticas».

Crinoides parecidos a los de Menorca se han encontrado también en España peninsular, en los Montes Cantábricos, en niveles que van del Viseense Superior al Namuriense (A. BREIMER, correspondencia).

La clase de yacimiento de los restos de este Crinoide (láms. 31, 32) hace pensar que el medio marino estaba poco agitado, es decir, sin corrientes densas (corrientes de turbidez, etc...).

Un corte vecino permite observar que por encima de las calizas 631-63 la facies prosigue con alternancias de calizas del mismo tipo y pelitas rojas, a veces amarillas (fig. 36C y lám. 28, figs. 4 y 5):

1) 25 cm. de pelitas rojas.
2) 30 cm. de calizas gris claro.
3) 1,40 m. de pelitas rojas *muy ricas en Crinoides* y Lamelibranquios.
4) 10 a 20 cm. de calizas gris claro.
5) 1 m. de pelitas rojas.
6) 30 cm. de calizas gris claro con Crinoides, 629-63.
7) 3 m. de pelitas rojas, amarillas, 628-63.
8) 50 cm. de areniscas color vino con *Asterocalamites* (comienzo del Culm).

Estas areniscas están cortadas por una falla, pero su base está en contacto normal sobre las pelitas rojas y amarillas (fig. 36C).

Microscópicamente, las calizas 629-63 son absolutamente idénticas a las calizas gris claro precedentes (631-63), y contienen escasos Radiolarios.

Las pelitas rojas (630-63) tienen menos del 5 por 100 de cuarzo de 35μ (Ar=0,3, Sp=0,5) englobado en un cemento de calcedonia, cuarzo y minerales arcillosos. Las pelitas contienen espículas de Espongiarios, tests de Ostrácodos, pequeños Lamelibranquios y tal vez Radiolarios (pero su escasez y las recristalizaciones permiten dudar).

Las fotografías de las láminas 30, 31 y 32 muestran que los Crinoides son muy frecuentes, y sobre todo que sus artejos se han fosfatado sin que hayan intervenido removilizaciones importantes. Es incluso seguro que los Crinoides han sido sepultados en el fondo sin ser desplazados. Estas observaciones tenderían a probar la ausencia total de corrientes submarinas, es decir, que los depósitos de pelitas rojas y calizas son depósitos partícula a partícula, e incluso, para las calizas, depósitos de precipitación química en parte.

Las calizas reaparecen aquí y allá en el macizo de Binimalla. Especialmente al Sur, inmediato a Cala Mica, forman una barra caliza replegada. Estas calizas son idénticas a las de la costa, exceptuando que tienen un pequeño episodio detrítico que contiene, además de calcita detrítica o

fragmentos de caliza, numerosos restos de fósiles, entre ellos Algas (Girvanellas), Briozoarios, restos de Crinoides y Foraminíferos, clasificados por M. LYS (47-61, 48-61):

Palaeocancellus cancellatus (Will), *P. canaliculatus* (Derv.), *Plectogyra exelikta exelikta* (Conil y Lys), *Planoarchaediscus spirillinoides* (Rauser Tchernoussova).

Según M. LYS, esta microfauna, muy pobre, con pocas formas características, obliga a ser muy prudente. Sin embargo *P. spirillinoides* Raus. Tchernoussova (sólo una sección en Menorca) se conoce en URSS en el Viseense (Inferior y Superior) y en el Viseense Superior de Bélgica (V^{3b}). *Pl. exelikta* (Conil y Lys) está muy próxima de una forma reconocida en el V^{3b}. Por tanto, hay que optar por una edad Viseense Superior (V^{3b}) para este nivel.

Estas formas recuerdan las microfaunas encontradas en los cantos silíceos negros del Carbonífero de Málaga (M. LYS y J. BOULIN, 1968), cuya facies es, sin embargo, diferente.

El Carbonífero basal poco o no detrítico termina con alternancias de calizas y pelitas rojas muy finas (argilitas pelíticas). Las calizas han dado Conodontos cuya edad va desde el Viseense Medio al Namuriense A Inferior (cu II y EI). Esta edad puede precisarse con Foraminíferos que dan a estas calizas una edad Viseense Superior (V^{3b}). Al mismo tiempo el *Balearocrinus breimeri* (R. BOURROUILH y G. TERMIER n. gen., n. sp.) debe considerarse como característico del Viseense Superior, tanto en Menorca como en los Montes Cantábricos. Su posible presencia en el Namuriense Inferior de los Montes Cantábricos está por precisar.

3. EL TRANSITO DEL CARBONIFERO POCO O NO DETRITICO AL CULM

Este tránsito es neto, franco, pero las areniscas subyacentes a las pelitas rojas y amarillas no son de ninguna manera ni discordantes ni erosivas. Se ve (fig. 36):

1) 2,5 m. de pelitas rojas, luego amarillas, de grano muy fino, equivalentes a las pelitas que coronan las calizas gris claro del corte precedente. No están bioturbadas, pero tienen una estratificación paralela plana y contienen restos frecuentes de Crinoides. Microscópicamente, el grano es muy fino, pues los mayores cristales de muscovita no pasan de 20μ. Son muy abundantes y están ligados por cuarzo recristalizado y calcedonia con un poco de calcita y fuertes impregnaciones de hierro.

2) El Culm empieza por 20 cm. de areniscas muy pelíticas, micáceas, que están constituidas por un 40 a 50 por 100 de cuarzo de 40 a 700μ, mono o policristalino, y feldespatos detríticos de los que la mayor parte

están alterados a calcita. Corrientemente sobre estos han recristalizado plagioclasas de neogénesis, muscovita muy abundante y gran cantidad de biotitas detríticas, completamente alteradas a cloritas y hierro. Este da macroscópicamente el color a la roca. Los granos detríticos están yuxtapuestos o pegados, más raramente imprimidos. Los granos están unidos por un cemento de filitas, feldespatos recristalizados, calcita y cuarzo, es decir, por elementos minerales procedentes de la alteración «in situ» de los distintos granos detríticos y de la posterior recristalización de las diferentes alteraciones. Los minerales detríticos son paralelos a la estratificación.

El detalle del contacto entre el Culm y el Carbonífero basal está representado en la figura 36D 1. Después de las pelitas amarillas con Crinoides (nivel 1, figs. 36D 1, 37D 1), vienen pelitas grises (1b, fig. 37D 1) sobre las que descansa el primer banco de grauvaca del Culm, no granoclasificado y cuyo límite inferior es perfectamente plano (2, fig. 37).

3) Por encima hay 90 cm. de grauvacas con cantos blandos de los términos pelíticos y cuya parte superior es más pelítica.

4) 2,4 m. de grauvacas separadas en dos mitades por lechos ricos en *Asterocalamites.* La mitad superior, más pelítica, tiene cantos blandos de los términos pelíticos.

5) 2 m. primera secuencia granoclasificada con:

— en la base, un término «a» areniscoso apenas granoclasificado,
— luego un término «b», con estratificación paralela plana, y luego cruzada, de 5 a 10 cm. de potencia,
— esta secuencia aparente termina por un término «c» pelítico de 1 m.

6) 3 a 4 m. de areniscas isodiamétricas, no granoclasificadas, que no muestran diferencias en lámina delgada (103-70) con el primer nivel de grauvacas (102-70).

Todos estos términos no están bioturbados.

Recurrencias de pelitas rojas y amarillas

Por encima del término 6) se desarrollan las grauvacas y pelitas, pero comportan recurrencias de pelitas rojas y amarillas con fauna del Viseense Superior.

1. *Orilla oeste de Cala Mica:* Se ve allí (fig. 36a)

1) Continuación del término 6) de arriba: 3 m. de grauvacas potentes y pelitas grises finas. Las grauvacas están constituidas como promedio

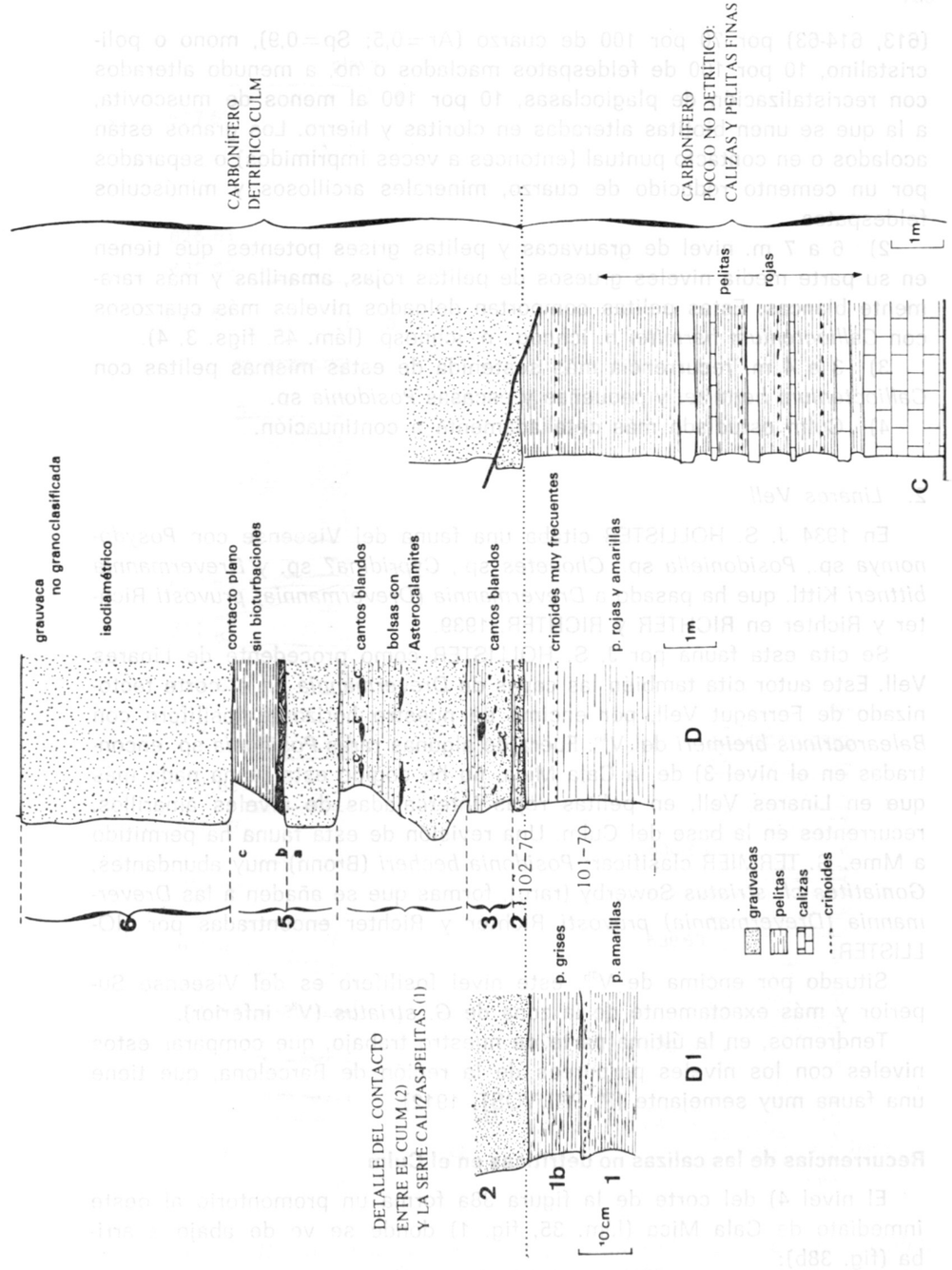


Figura 37.—Corte litológico del tránsito del Carbonífero poco o no detrítico al Culm.

(613, 614-63) por 70 por 100 de cuarzo (Ar=0,5; Sp=0,9), mono o policristalino, 10 por 100 de feldespatos maclados o no, a menudo alterados con recristalización de plagioclasas, 10 por 100 al menos de muscovita, a la que se unen biotitas alteradas en cloritas y hierro. Los granos están acolados o en contacto puntual (entonces a veces imprimidos) o separados por un cemento reducido de cuarzo, minerales arcillosos y minúsculos feldespatos.

2) 6 a 7 m. nivel de grauvacas y pelitas grises potentes que tienen en su parte media niveles gruesos de pelitas rojas, amarillas y más raramente blancas. Estas pelitas comportan delgados niveles más cuarzosos con *Callioctenium hermitei* n. ichnog., n. ichnosp. (lám. 45, figs. 3, 4).

3) 3 a 4 m. recurrencia más sostenida de estas mismas pelitas con *Callioctenium hermitei* y pequeñas y escasas *Posidonia* sp.

4) Culm estudiado más detalladamente a continuación.

2. *Linares Vell*

En 1934 J. S. HOLLISTER citaba una fauna del Viseense con *Posydonomya* sp., *Posidoniella* sp., *Chonetes* sp., *Cypridina?* sp. y *Drevermannia bittneri* Kittl. que ha pasado a *Drevermannia (Drevermannia) pruvosti* Richter y Richter en RICHTER y RICHTER, 1939.

Se cita esta fauna por J. S. HOLLISTER como procedente de Linares Vell. Este autor cita también las capas de *Drevermannia* en el corte tectonizado de Ferragut Vell, por encima de nuestro horizonte fosilífero con *Balearocrinus breimeri* del V^{3b}. Fuera de algunas raras *Posidonia* sp. encontradas en el nivel 3) de la Cala Mica, no he cogido esta fauna nada más que en Linares Vell, en pelitas rojas intercaladas de niveles amarillos, recurrentes en la base del Culm. Una revisión de esta fauna ha permitido a Mme. G. TERMIER clasificar: *Posidonia becheri* (Bronn) muy abundantes, *Goniatites cf. striatus* Sowerby (raro), formas que se añaden a las *Drevermannia (Drevermannia) pruvosti* Richter y Richter encontradas por HOLLISTER.

Situado por encima de V^{3b}, este nivel fosilífero es del Viseense Superior y más exactamente de la zona de *G. striatus* (V^{3c} inferior).

Tendremos, en la última parte de nuestro trabajo, que comparar estos niveles con los niveles purpúreos de la región de Barcelona, que tiene una fauna muy semejante (P. PRUVOST, 1912).

Recurrencias de las calizas no detríticas en el Culm

El nivel 4) del corte de la figura 38a forma un promontorio al oeste inmediato de Cala Mica (lám. 35, fig. 1) donde se ve de abajo a arriba (fig. 38b):

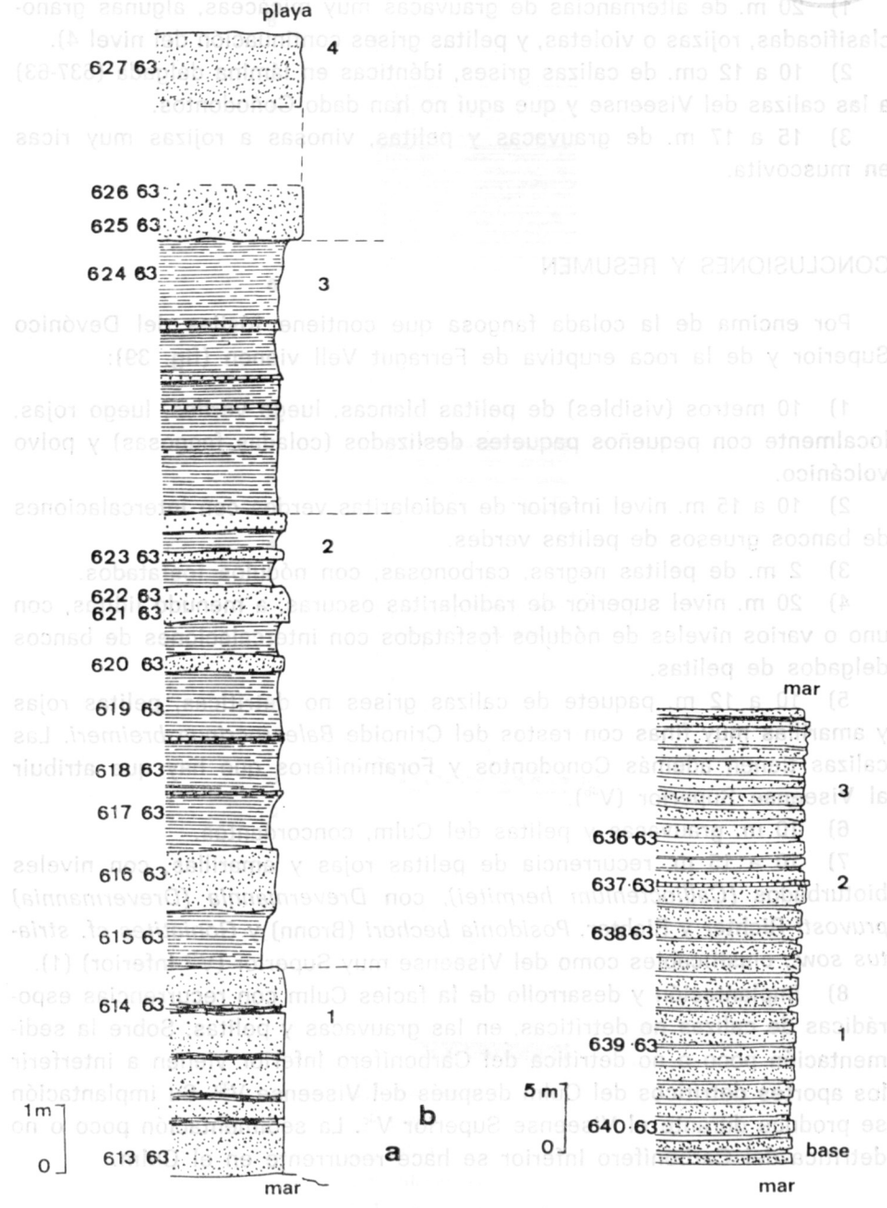


Figura 38.—a: Recurrencias de pelitas rojas y amarillas de la base del Culm. b: Recurrencias de calizas.

1) 20 m. de alternancias de grauvacas muy micáceas, algunas granoclasificadas, rojizas o violetas, y pelitas grises continuación del nivel 4).

2) 10 a 12 cm. de calizas grises, idénticas en lámina delgada (637-63) a las calizas del Viseense y que aquí no han dado Conodontos.

3) 15 a 17 m. de grauvacas y pelitas, vinosas a rojizas muy ricas en muscovita.

CONCLUSIONES Y RESUMEN

Por encima de la colada fangosa que contiene fósiles del Devónico Superior y de la roca eruptiva de Ferragut Vell vienen (fig. 39):

1) 10 metros (visibles) de pelitas blancas, luego verdes, luego rojas, localmente con pequeños paquetes deslizados (coladas fangosas) y polvo volcánico.

2) 10 a 15 m. nivel inferior de radiolaritas verdes con intercalaciones de bancos gruesos de pelitas verdes.

3) 2 m. de pelitas negras, carbonosas, con nódulos fosfatados.

4) 20 m. nivel superior de radiolaritas oscuras, a menudo liditas, con uno o varios niveles de nódulos fosfatados con intercalaciones de bancos delgados de pelitas.

5) 10 a 12 m. paquete de calizas grises no detríticas, pelitas rojas y amarillas muy finas con restos del Crinoide *Balearocrinus breimeri.* Las calizas tienen además Conodontos y Foraminíferos que hay que atribuir al Viseense Superior (V^{3b}).

6) 10 m. grauvacas y pelitas del Culm, concordantes.

7) 10 a 15 m. recurrencia de pelitas rojas y amarillas, con niveles bioturbados *(Callioctenium hermitei),* con *Drevermannia (Drevermannia) pruvosti* Richter y Richter, *Posidonia becheri* (Bronn) y *Goniatites cf. striatus sow.,* clasificables como del Viseense muy Superior (V^{3c} inferior) (1).

8) Implantación y desarrollo de la facies Culm con recurrencias esporádicas de calizas no detríticas, en las grauvacas y pelitas. Sobre la sedimentación poco o no detrítica del Carbonífero Inferior vienen a interferir los aportes detríticos del Culm después del Viseense V^{3b}. Su implantación se produce durante el Viseense Superior V^{3c}. La sedimentación poco o no detrítica del Carbonífero Inferior se hace recurrente en el Culm.

(1) Este nivel aumenta de potencia hacia Mercadal.

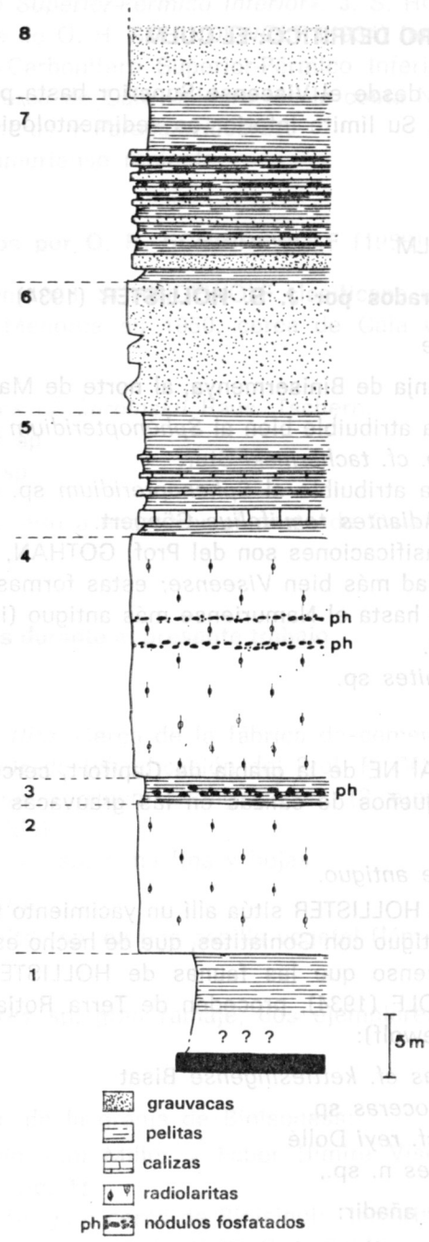


Figura 39.—Corte sintético del Carbonífero basal y del tránsito al Culm.

4. EL CARBONIFERO DETRITICO: EL CULM

El Culm abarca desde el Viseense Superior hasta por lo menos el Namuriense Superior. Su límite inferior es sedimentológico. Su límite superior es erosivo.

1. EDAD DEL CULM

1. Fósiles encontrados por J. S. HOLLISTER (1934)

A) *Flora Viseense*

Cerca de la granja de Binisermenya, al norte de Mahón:

— Una muestra atribuible bien al *Sphenopteridium dissectum* Göppert, o bien al *Sp. cf. tachermaki* Stur.
— Una muestra atribuible al *Sphenopteridium* sp. o a *Adiantes* de la familia de *Adiantes tenuifolius* Göppert.

Estas clasificaciones son del Prof. GOTHAN, que atribuía a esta flora una edad más bien *Viseense;* estas formas llegan muy excepcionalmente hasta el Namuriense más antiguo (in HOLLISTER, 1934, página 125).

— *Asterocalamites* sp.

B) *Goniatites*

a) *Viseense.* Al NE de la granja de Capifort, cerca del cabo Favaritx los lentejones pequeños de calizas en las grauvacas han dado: *Glyphioceras* sp.

b) *Namuriense antiguo.*

Binifaillet: J. S. HOLLISTER sitúa allí un yacimiento (1934, p. 126, fig. 2) del Namuriense antiguo con Goniatites, que de hecho es de edad Devónico.

Terra Rotja: Pienso que las faunas de HOLLISTER, clasificadas por O. H. SCHINDEWOLF (1934), proceden de Terra Rotja. Son (mención Binifaillet in Schindewolf):

Cravenoceras cf. kettlesingense Bisat
Neodimorphoceras sp.
Pronorites cf. reyi Dollé
Praedaraelites n. sp.,

a los que hay que añadir:

Cravenoceras aff. nitidum (Phillips) (mención Terra Rotja in Schindewolf).

c) *«Carbonífero Superior-Pérmico Inferior».* J. S. HOLLISTER, en base a las clasificaciones de O. H. SCHINDEWOLF (1934) indica un yacimiento de Goniatites del «Carbonífero Superior-Pérmico Inferior», «casi incluso Pérmico Inferior», cerca de Cala Caldere, en la costa N de Menorca, con los géneros *Agathiceras* y *Paragastrioceras.*

De hecho es Namuriense reciente.

2. Fósiles recogidos por O. H. SCHINDEWOLF (1958)

Efectivamente, en 1958, SCHINDEWOLF clasificaba nuevos fósiles que había recogido en Menorca en 1950, cerca de Cala Caldere.

Citaba:

Proshumardites cf. karpinskii Raus. Tschern.
Reticuloceras sp.
Homoceras? sp.

formas que yo he vuelto a encontrar al oeste de Cala Caldere, en Punta Teula.

3. Fósiles recogidos durante el presente trabajo

A) *Flora*

Viseense: Santa Rita. Cerca de la fábrica de cemento abandonada de Santa Rita he encontrado (clasificación del Prof. P. CORSIN):

37-64: *Sphenophyllum terrinum* Ettingshausen (2 ejemplares, molde y contramolde)
Asterocalamites sp. rama fina y hojas

Playa de Caballería:

97-64: *Asterocalamites* sp. en una papilla vegetal (lám. 33, figs. 1, 2)

Binisouess:

Asterocalamites sp. gran ramaje, dos ejemplares diferentes.

B) *Goniatites*

a) *Viseense:* SE de la granja de Binisouess:
Gyrtioceras limatum Miller y Faber (límite Viseense-Namuriense, lámina 34, fig. 1)

b) *Namuriense antiguo:* cerca de Binisiqui: Goniatites indt.

c) *Namuriense reciente:* al oeste de Cala Caldere, muy cerca de Punta Teula.

Proshumardites cf. *karpinskii* Raus. Tschern. (lám. 34). Esta forma define la zona R_2 del Namuriense Superior. Debe añadirse a las determinaciones de O. H. SCHINDEWOLF, a las que confirma.

En conclusión, la presencia de Foraminíferos del Viseense Superior (V^{3b}) en las calizas situadas por debajo de los primeros bancos detríticos del Culm y la presencia de Goniatites próximos del *Gyrtioceras limatum* Mill. y Fab., del límite Viseense-Namuriense en el Culm (así como *Glyphioceras* sp. encontrado por HOLLISTER cerca de Favaritx), indican que el Culm comienza en el Viseense Superior, probablemente en V^{3c}. Los fósiles más recientes que se han encontrado hasta el presente en el Culm son Goniatites de la zona R_2, que indican que el Culm se ha depositado al menos hasta el Namuriense B, y seguramente después, puesto que el límite superior del Culm es un límite de erosión.

2. SEDIMENTOLOGIA DEL CULM

Es una facies aparentemente monótona. En realidad son sedimentos extremadamente variados y complejos. He elegido algunos cortes sedimentológicos característicos, en la base, en la mitad y en la coronación del Culm, para intentar poner de relieve el mecanismo del depósito de estos sedimentos y examinar los caracteres del área de sedimentación.

1. **Cabo Favaritx (probable Viseense)**

Los alrededores del Cabo son especialmente favorables para el estudio de la sedimentología y las deformaciones microtectónicas del Culm.

El corte sedimentológico levantado en el punto 1 muestra (fig. 40):

1) Pelitas gris oscuro, bioturbadas, de potencia desconocida.

2) Un paquete arenoso-pelítico fino, no granoclasificado, con estratificación cruzada de corrientes, y convolutas (lám. 35).

3) Este paquete pasa insensiblemente hacia arriba a pelitas no bioturbadas en su base, luego, bioturbadas. Las zonas bioturbadas se suceden irregularmente sin que las pelitas muestren variaciones. Son bandas más o menos gruesas (algunos milímetros a 10 cm.) que están constituidas por pistas de organismos que se desplazan en un plano (pistas planas), o tubos, madrigueras... de organismos que se mueven en tres dimensiones. Entre ellos existen *Dictyodora* (ver parágrafo, huellas y pistas) que pueden atravesar varios lechos estratificados de pelitas. Estas pelitas admiten intercalaciones de pequeños bancos areniscosos con estratificaciones oblicuas de corrientes, de grano más grueso, que recuerdan el término 2 anterior (lám. 35, fig. 3).

4) Un banco delgado de caliza (2 a 5 cm.), ocre en superficie, negruzco en fractura, que volvemos a encontrar en 6). En lámina delgada, es una caliza recristalizada (85-70), finamente cristalina a microcristalina, arcillosa, con pirita amorfa. Esférulas de calcita son visibles y representan fantasmas de Radiolarios calcitificados.

La roca muestra señales de empujes microtectónicos, puestos de manifiesto por la «sombra» de calcita que rodea por dos lados y siempre en el mismo sentido, los cristales de pirita. Además, la roca está recortada por venas de calcita secundaria.

Este banco calizo descansa directamente sobre pelitas bioturbadas, a las que suceden otras no bioturbadas 5).

5) Estas pelitas, en su contacto con las calizas, no están bioturbadas en algunos centímetros, después están bioturbadas en bandas muy frecuentes.

6) Otro banco calizo idéntico al 4), yaciendo sobre pelitas bioturbadas, luego seguido por pelitas no bioturbadas.

7) Pelitas cuyas características son semejantes a las de los niveles 3) y 5).

8) Secuencia granoclasificada b-c. El término b es una arenisca muy pelítica, micácea, con estratificación de corrientes, después con convolutas (86-70, fig. 40), que pasa insensiblemente a pelitas no bioturbadas y luego bioturbadas. En lámina delgada, el término b muestra (86-70):

- — 65 por 100 de cuarzo de hasta 125μ de largo.
- — 20 por 100 de muscovita y biotita, en cristales que alcanzan hasta 350μ.
- — 15 por 100 de plagioclasas macladas.

9) Grauvaca de granulometría fina, comparable a la grauvaca de tipo 2) de Cala Mesquida (ver más adelante).

10) Grauvaca granoclasificada, de granulometría basta, comparable a la grauvaca de tipo 1) de Cala Mesquida. Constituida por:

- — 60 por 100 de cuarzo en granos que alcanzan hasta 400μ, muy redondeados $Ar = Sp = 0{,}9$.
- — 25 por 100 de feldespatos y plagioclasas macladas (de hasta 330μ).
- — 15 por 100 de muscovita y biotita, en cristales que alcanzan 400μ, los granos están yuxtapuestos.

Lateralmente, bancos potentes de arenisca pueden reposar directamente sobre pelitas no bioturbadas (1, fig. 41), la base de estas areniscas,

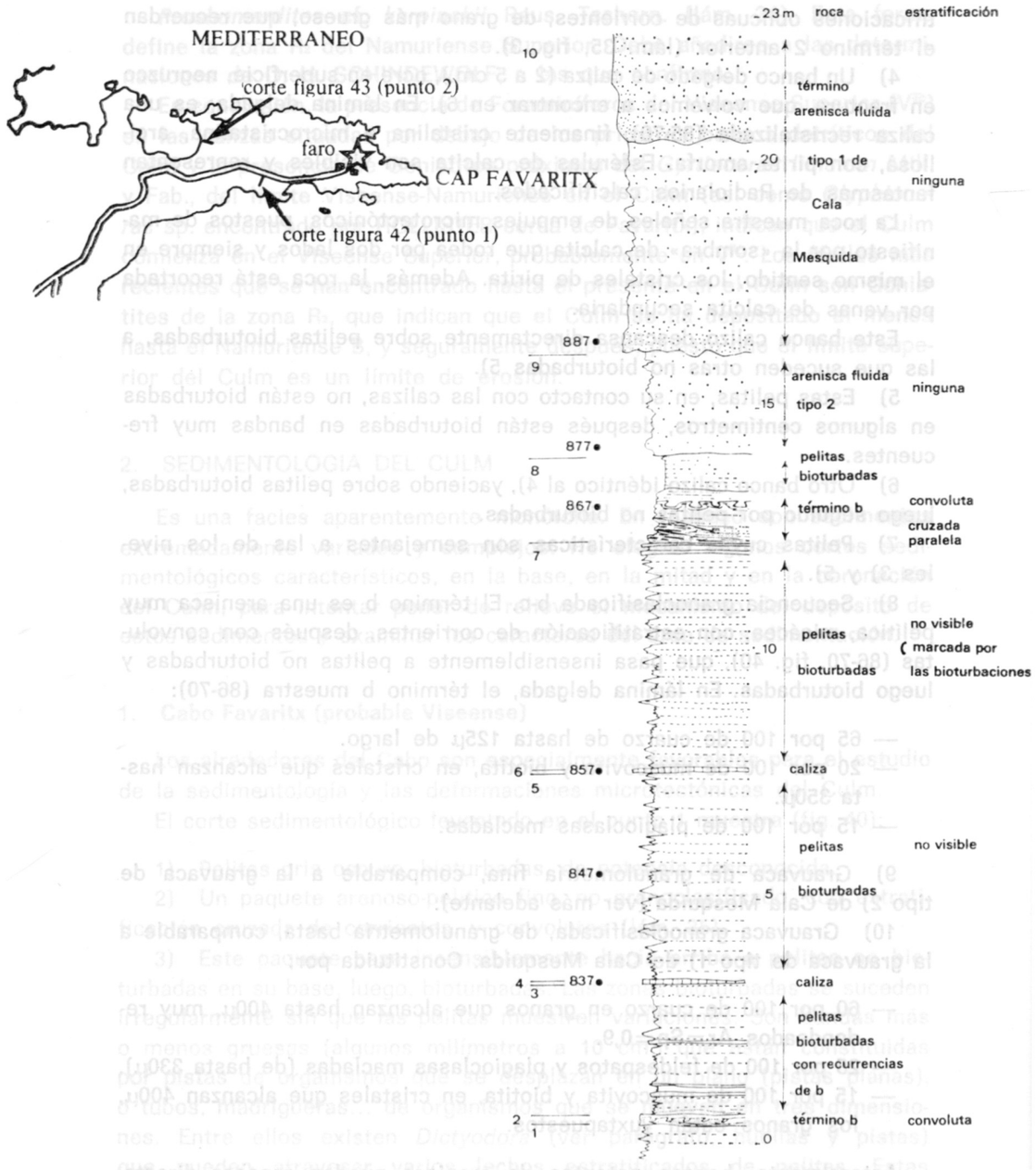


Figura 40.—Situación (a la izquierda) y corte del Culm de Cabo Favaritx.

violetas, muy micáceas (2) con huellas de carga y pequeños canales (punto 2, fig. 40 y corte a continuación, fig. 41).

Este corte del Culm de Favaritx muestra la superposición de sedimentos resultante (fig. 40):

1.º) De deslizamientos arenosos: son las areniscas potentes de los niveles 9) y 10).

2.º) De corrientes de turbidez. Estas corrientes densas depositan o términos granoclasificados del tipo b-c, o bien solamente pelitas. En efecto, los bancos pelíticos gruesos tienen niveles bioturbados sucesivos. Cada nivel bioturbado representa para mí un fondo submarino sobre el que la vida animal se ha desarrollado, antes de interrumpirse bruscamente por la llegada repentina y deposición de una nueva formación de pelitas.

Junto a esta sedimentación detrítica aparece una sedimentación puramente caliza, no detrítica. Esta sedimentación sucede en transición a pelitas bioturbadas, es decir, a un fondo submarino.

La sedimentación caliza representa así el depósito normal de la cuenca de sedimentación, sedimentación sobre la que viene a superponerse e interferir la sedimentación detrítica.

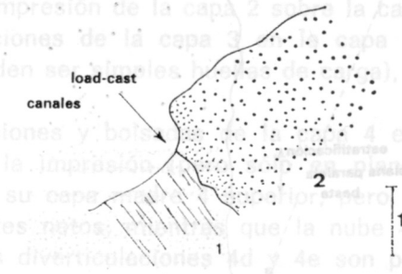


Figura 41.—Canales y huellas de carga del Culm de Favaritx.

2. Cala Mesquida

En la orilla este de esta cala (fig. 42) el promontorio está formado por una potente serie de grauvacas sin estratificación visible. Son grauvacas que presentan las características corrientes del Culm, a saber: color gris-violáceo, granulometría media, muy fuerte contenido de micas detríticas.

El corte sedimentológico (fig. 42), muestra que la sucesión de grauvacas es irregular. La potencia del banco varía de algunos decímetros a

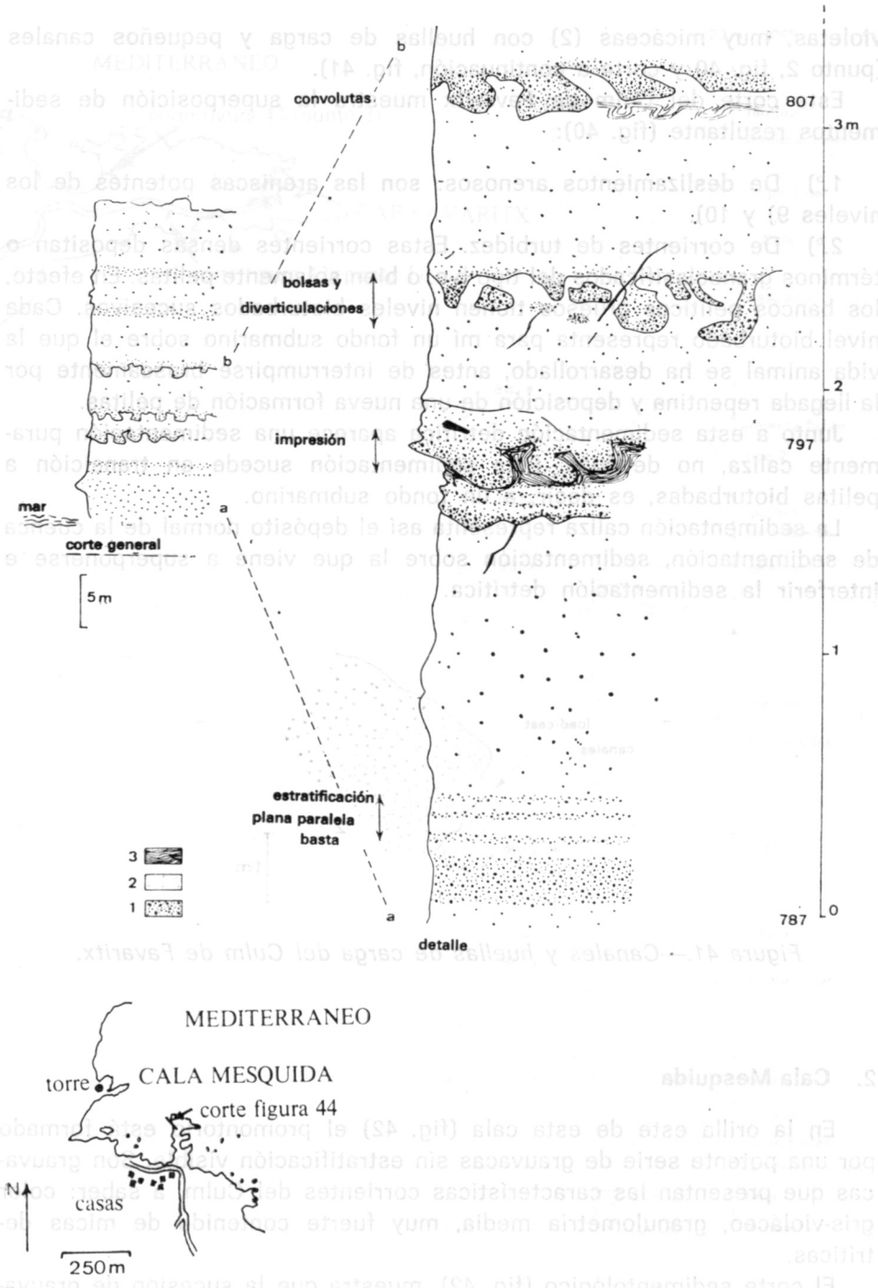


Figura 42.—Situación (a la izquierda) y corte sedimentológico del Culm de Cala Mesquida.

algunos metros. Sin embargo, cada banco de grauvacas presenta caracteres sedimentológicos comunes con los otros.

Cada banco es:

1.° Granoclasificado.
2.° Tiene huellas de fluencia combinadas con huellas de carga.

1.° *Granoclasificación*

Es positiva, siendo la base del término bastante basta, y pasando excepcionalmente la grauvaca, hacia su coronación, en transición a pelitas.

2.° *Huellas de fluencia y de carga*

Son muy abundantes en la base de cada término. Son bolsadas en diverticulaciones que imprimen las capas subyacentes o aparecen como nubes (fig. 44).

Por tanto, el sedimento se ha depositado regularmente sobre la capa precedente que estaba todavía muy empapada en agua. Como consecuencia del gran contenido en agua de las dos capas, se producen fenómenos de tixotropía en el límite de las dos capas, lo que provoca:

a) La simple impresión de la capa 2 sobre la capa 1 (fig. 42).

b) Diverticulaciones de la capa 3 en la capa 2 (las diverticulaciones 3a, 3b, no pueden ser simples huellas de carga), o de la capa 5 sobre la capa 4.

c) Diverticulaciones y bolsadas de la capa 4 en la capa 3, las nubes 4a y 4b dan la impresión (pero sólo en plano) de haber perdido todo contacto con su capa madre 4 superior, pero conservando sin embargo todavía límites netos, mientras que la nube 4c tiene un contorno externo difuso. Las diverticulaciones 4d y 4e son particularmente características de los fenómenos de tixotropía.

Incluso dentro de un banco de grauvacas puede haber estratificaciones convolutas de tixotropía (nivel 807, fig. 4 y lám. 35, fig. 2) o convolutas de carga tixotropía (entre las capas 2 y 3, fig. 42).

La forma de emplazamiento de estas grauvacas es función de su contenido en agua y de su riqueza en granos de cuarzo. En lámina delgada se componen de (787, 797, 807):

— *cuarzo,* en granos gruesos, Ar=0,3-0,5; Su=0,5-0,7, monocristalino o policristalino,
— *elementos líticos:* 1) *Cuarcitas* formadas de granos de cuarzo recrecidos secundariamente. Algunos de estos granos presentan una extinción rotativa. 2) *Cuarcitas con muscovita* detrítica. 3) *Rocas detríticas* cuarzo-feldespáticas, recristalizadas. 4) *Pelitas* micáceas.

Junto a estas rocas existen fragmentos de *radiolaritas* (con fantasmas de Radiolarios). Su aspecto y sus estructuras son las mismas que las de las radiolaritas del Carbonífero basal:

— feldespatos alcalinos, no maclados, alterados,
— plagioclasas,
— muscovita y biotita abundantes.

Los granos están dispersos.

Esta roca contiene, además, pequeños cantos de cuarcitas cuyos minerales han sido deformados por tensiones tectónicas anteriores a su sedimentación, lo que pone de manifiesto la existencia de una fase tectónica que actuó en su lugar de erosión.

Las grauvacas de Cala Mesquida no muestran granoclasificación. Elementos de tamaño variado, pueden alcanzar o rebasar 5 mm., están distribuidos según direcciones de deslizamiento.

Así, las grauvacas de Cala Mesquida son originariamente sedimentos pobres en argamasa (matriz), y, por el contrario muy ricas en granos detríticos y en agua. Su emplazamiento se produjo repentinamente, según el modelo de deslizamiento arenoso (L. DANGEARD y otros, 1970). En Cala Mesquida estos deslizamientos arenosos han sido objeto de fenómenos tixotrópicos que han producido huellas particulares *en el contacto* de dos capas, representadas por bolsadas, diverticulaciones, etc..., o en el mismo *interior* de una capa de forma de convolutas de tixotropía o de carga tixotrópica. Tales sedimentos se conocen actualmente en las zonas deltaicas o en las zonas marinas ricas en aportes fluviales. *No son turbiditas absolutas.*

3. Punta Teula: Namuriense Superior

Este Culm muestra una evidente evolución en comparación con los depósitos precedentes. El corte sedimentológico muestra la sucesión de términos siguientes (fig. 45):

1) *Un término «a»* (secuencias 2, 6, 7, 8) que es una grauvaca con granoclasificación claramente visible, de granulometría relativamente constante y presentando por zonas huellas de fluencia (7a, partes superiores). Este término presenta a menudo inclusiones (cantos blandos) de otros términos, alineadas en pasadas paralelas a la base del banco. Estas inclusiones pueden ser:

— 1. Cantos blandos de pelitas (término «c»).
— 2. Cantos blandos de términos calizo-arcillosos, plegados a menudo sinsedimentariamente (fig. 45 y lám. 36). Algunos de estos cantos de calizas presentan en lámina delgada Radiolarios, pequeños Gasterópodos, microorganismos indeterminables (185-65) y muy excepcionalmente algunas micas y cuarzo.
— 3. Inclusiones orgánicas, que son Goniatites (lám. 34) o restos vegetales (lám. 36, fig. 4), estos constituyen verdaderas bolsadas donde se han transformado en carbón. Estas bolsadas pueden medir 2 a 3 m^2 por 10 cm. de espesor. La investigación de polen (173-70) en ellas ha sido negativa. Las grauvacas de tipo «a» son siempre de color oscuro, gris violáceo. En lámina delgada muestran:

62-7: granoclasificación no visible. Los elementos rebasan 0,7 milímetros:

40 por 100 de cuarzo y feldespatos, el cuarzo es anguloso (Ar=0,3-0,5; Sp=0,5), mono o policristalino. Las micas (muscovita y biotita) son muy abundantes (más del 40 por 100) y están frecuentemente plegadas por solicitaciones que han sufrido después de su sedimentación.

Las otras muestras de grauvacas tomadas en este corte son de composición parecida (667) o contienen más micas (677, 687) dispuestas paralelamente a la estratificación, o tienen una matriz más rica en micas (647).

2) *Un término «b»*, arenoso-pelítico, caracterizado por estratificaciones de corrientes, asociadas a veces (5) a convolutas. Este término sigue al «a» o inaugura una secuencia (3, 4, 5). Contiene también micas detríticas o restos vegetales que han evolucionado a carbón (4). En lámina delgada (717), el término «b» contiene los mismos elementos que «a». Las micas muestran claramente deformaciones posteriores a su sedimentación. Frecuentemente, el término «b» pasa gradualmente al término «c».

3) *Término «c»*, pelítico, con estratificación indistinta donde, sin embargo a veces, parece que se puede descubrir una estratificación paralela plana. Esta estratificación, incierta sobre el terreno, se ve en lámina delgada (697). En este caso la roca es muy rica en micas detríticas (70 por 100) y el cuarzo se aproxima a 30μ.

4) *Término «f»*, es un término *no detrítico,* que, en lámina delgada, es una caliza arcillosa no granoclasificada, finamente cristalina (617), con Radiolarios y pequeños Lamelibranquios (727), o microcristalina con Radiolarios (657).

La muestra 637 es una caliza recristalizada, con estratificación paralela plana, muy fina, que hacia su coronación se carga poco a poco de partículas detríticas de cuarzo, plagioclasa y muscovita.

Las grauvacas granoclasificadas del Culm de Punta Teula muestran caracteres que participan a la vez de deslizamientos arenosos y turbiditas. Es probable que su riqueza en pelitas haya controlado, en el momento de su emplazamiento, su deslizamiento y su deposición.

Poco después de la deposición de estos sedimentos se manifiestan corrientes de removilización. Son responsables de la removilización de las grauvacas y de las pelitas, depositando en particular el banco 717 con granoclasificación inversa.

El estudio de las bioturbaciones y su repartición permite poner en evidencia las modalidades de sedimentación de las pelitas y de los términos calizos «f».

Las pelitas están frecuentemente bioturbadas.

Estas bioturbaciones se encuentran:

a) o únicamente en la parte superior del término pelítico, y entonces están *interrumpidas por el depósito del término suprayacente calizo «f»*,

b) o en el término pelítico, *pero a diferentes niveles de éste* (fig. 43).

Las diferentes zonas bioturbadas presentan los mismos tipos de pistas y están separados por un espesor variable de pelitas *no bioturbadas.*

En el primer caso, se ve sobre el terreno que hay un paso gradual de las pelitas a la caliza (1, fig. 43). Las bioturbaciones cesan en la coronación del término pelítico. La interrupción de la vida animal en el fondo marino o en el sedimento parece debida a modificaciones físico-químicas aportadas por la sedimentación caliza.

La sedimentación caliza, que sucede gradualmente a una sedimentación detrítica y conservando siempre sus caracteres a lo largo del corte, procede así de una precipitación calcárea. Esta sedimentación caliza constituye «el fondo de sedimentación» de la cuenca carbonífera.

Esta sedimentación sólo se manifiesta durante el tiempo de vacuidad de la cuenca, después que la vida animal haya proliferado sobre el fondo marino.

En el segundo caso, la repetición de las bioturbaciones en los términos pelíticos, y su separación por intervalos pelíticos de la misma composición pero no bioturbados, implica que los intervalos pelíticos «c» son *intervalos discontinuos,* y están en realidad formados por una suma de términos pelíticos elementales. Cada término pelítico elemental representa, tal vez, el deslastre distal de una corriente densa que habría depositado aguas arriba las fracciones pesadas equivalentes a los términos «a» y «b». La llegada de un término pelítico es un fenómeno brusco que interrumpe la vida animal en el fondo marino. Una vez que se han depositado las pelitas, la vida vuelve en su coronación.

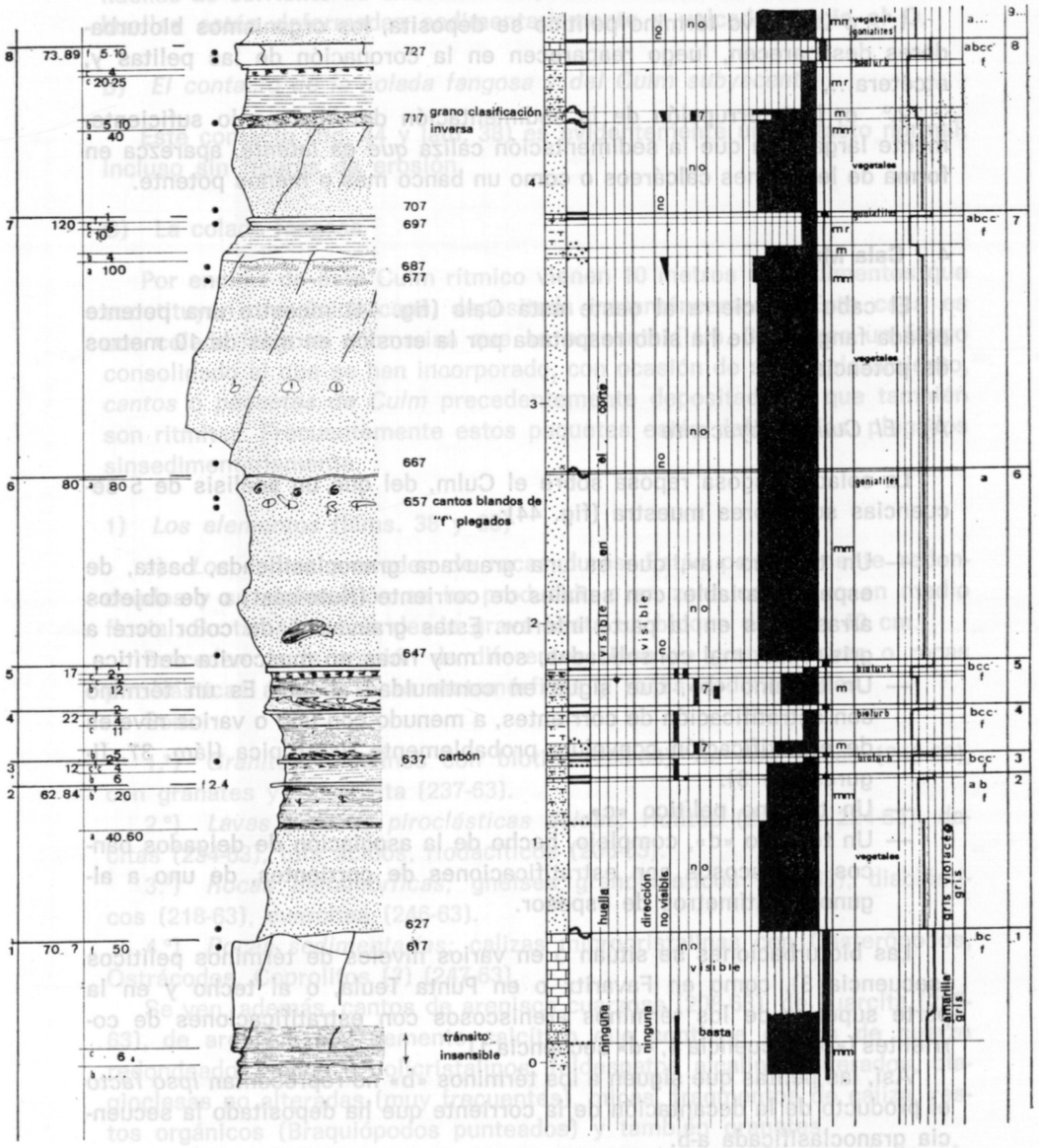


Figura 43.—Corte sedimentológico del Culm de Punta Teula.

Entonces pueden producirse dos casos:

1.° o un nuevo término pelítico se deposita, los organismos bioturbadores desaparecen, luego reaparecen en la coronación de las pelitas y, etcétera...,

2.° o, la interrupción de la sedimentación detrítica es lo suficientemente larga para que la sedimentación caliza *que es latente,* aparezca en forma de lentejones calcáreos o como un banco más o menos potente.

4. Cala Murta

El cabo que cierra al oeste esta Cala (fig. 44) muestra una potente colada fangosa que ha sido respetada por la erosión en más de 10 metros de potencia.

A) *El Culm subyacente*

La colada fangosa reposa sobre el Culm, del que un análisis de 5 secuencias superiores muestra (fig. 44):

- — Un término «a», que es una grauvaca granoclasificada, basta, de espesor variable, con señales de corriente (flute-cast) o de objetos arrastrados en la parte inferior. Estas grauvacas, de color ocre a gris-rojizo, mal consolidadas, son muy ricas en muscovita detrítica.
- — Un término «b», que sigue en continuidad al «a». Es un término con estratificación de corrientes, a menudo con uno o varios niveles de estratificación convoluta probablemente tixotrópica (lám. 37, figuras 2 y 3).
- — Un término pelítico «c».
- — Un término «d», complejo, hecho de la asociación de delgados bancos areniscosos con estratificaciones de corrientes, de uno a algunos centímetros de espesor.

Las bioturbaciones se sitúan o en varios niveles de términos pelíticos (secuencia 3), como en Favaritx o en Punta Teula, o al techo y en la parte superior de los términos areniscosos con estratificaciones de corrientes («b» secuencia 4, «d» secuencia 1).

Así, las pelitas que siguen a los términos «b» no representan *ipso facto* el producto de la decantación de la corriente que ha depositado la secuencia granoclasificada a-b.

Las observaciones hechas anteriormente se confirman todavía aquí. Hay en este corte una mayor frecuencia de sedimentos debidos a las removilizaciones.

A 1,20 m. por debajo de la colada fangosa, uno de los bancos muestra huellas de corriente de dirección N-S, con un sentido de N hacia S. Estas huellas están deformadas sedimentariamente y volcadas hacia el O.

B) *El contacto de la colada fangosa y del Culm subyacente*

Este contacto (fig. 44 y lám. 38) es evidentemente un contacto normal, incluso sin figuras de erosión.

C) La colada fangosa

Por encima de este Culm rítmico vienen 10 metros de sedimentos que constituyen una única capa, depositada instantáneamente. Esta capa es una colada fangosa submarina que se presenta (lám. 38) como un fango consolidado al que se han incorporado, con ocasión de su desplazamiento, *cantos* o *paquetes de Culm* precedentemente depositados y que también son ritmitas. Frecuentemente estos paquetes están deformados, plegados sinsedimentariamente.

1) *Los elementos* (láms. 38 y 39)

a) *Los cantos* proceden de rocas duras. Están perfectamente redondeados y su elaboración se ha producido o en zona costera o en medio fluvial. Su tamaño varía desde grava hasta un bloque de 30 a 40 cm.

Proceden de la erosión de diferentes tipos de granito, lavas o rocas piroclásticas ácidas, rocas metamórficas y rocas sedimentarias.

Son:

1.°) *Granitos;* alcalinos con biotita (205-63), de dos micas (243-63), con granates y muscovita (237-63).

2.°) *Lavas y rocas piroclásticas ácidas;* riolitas (210-63, 224-63), dacitas (234-63), tufs ácidos, riodacíticos (236-63).

3.°) *Rocas metamórficas;* gneises granoblásticos (217-63), diablásticos (218-63), cuarcitas (246-63).

4.°) *Rocas sedimentarias;* calizas microcristalinas con Gasterópodos, Ostrácodos, Coprolitos (?) (247-63).

Se ven, además, cantos de arenisca cuarzosa (208-63), de cuarcita (226-63), de arenisca con cemento calcítico que contiene granos de cuarzo redondeados, mono o policristalinos, feldespatos alcalinos alterados, plagioclasas no alteradas (muy frecuentes), micas, fragmentos de caliza, restos orgánicos (Braquiópodos punteados) y también granates.

Esta roca representa la roca sedimentaria de grano fino resultante de la erosión de las rocas eruptivas (en especial con granates) y de las rocas calizas cuyos cantos se han descrito antes.

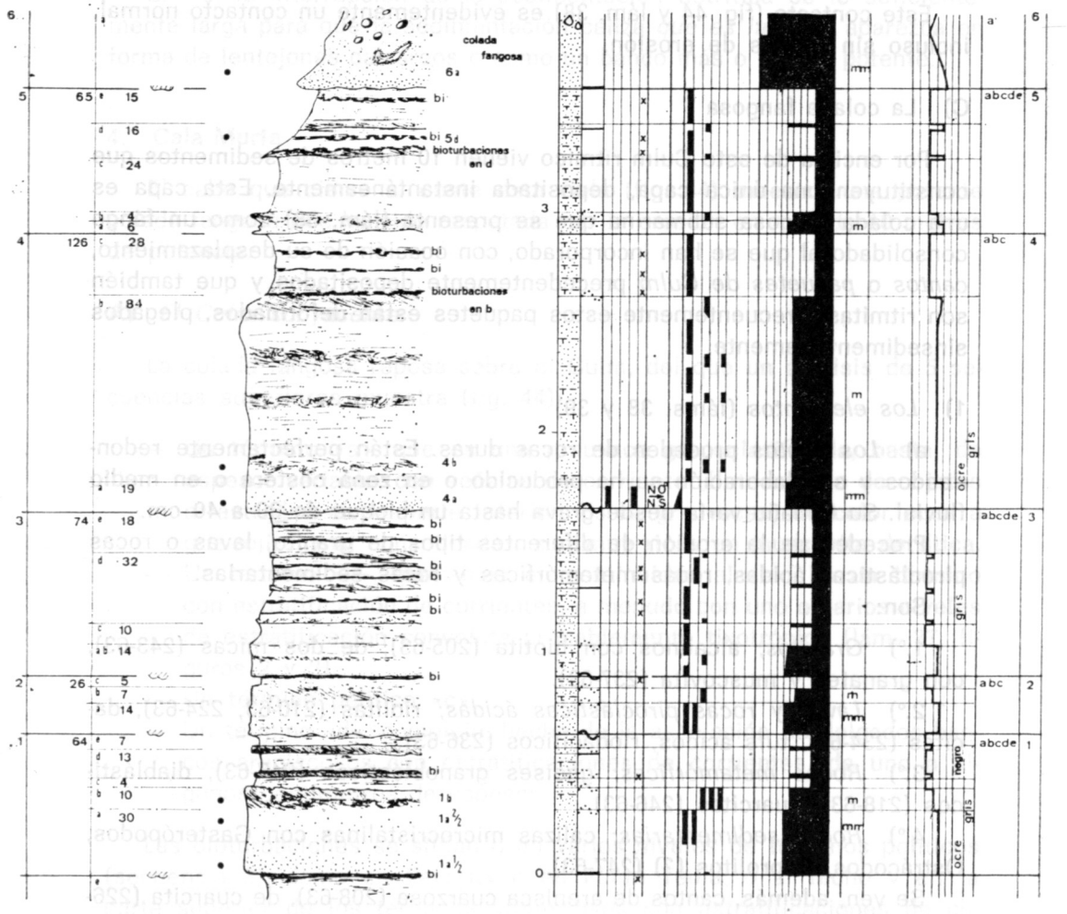


Figura 44.—Corte sedimentológico del Culm de Cala Murta.

b) *El Culm removilizado.* La colada fangosa contiene bolsadas arenosas, o cantos blandos, o incluso paquetes enteros de Culm.

— 1. *Las bolsadas arenosas.* Una de ellas (lám. 40, fig. 5) está constituida por granos de cuarzo centimétrico, yuxtapuestos, con muy poco aglomerante intersticial. Esta bolsada está rodeada de una ganga más rica en arcillas y en pelitas que la matriz de la colada fangosa.

Además, esta ganga presenta una diferenciación concéntrica alrededor de la bolsada arenosa. Parece que el agua intersticial de la bolsada arenosa ha podido crear una cierta segregación de los constituyentes de la matriz de la colada fangosa alrededor de la bolsada.

— 2. *Cantos blandos.* Son bastante raros. Aquí y allí se ven algunos fragmentos de pelitas tomados a capas ya depositadas.

— 3. *Los paquetes de Culm.* Alcanzan varios metros de largo. Son paquetes de grauvacas y pelitas del Culm, que se han depositado antes de que se inicie la colada y que han sido arrancados por la colada en el curso de su desplazamiento. Cada paquete presenta su ritmo de sedimentación y su estratificación original.

Se reconocen:

1.º *Secuencias granoclasificadas* que tienen la composición de la colada fangosa. Los cantos están en la base de los bancos (lám. 42, figura 3).

2.º *Secuencias procedentes de deslizamientos arenosos o semi-arenosos* (lám. 42, fig. 1), suficientemente litificados cuando fueron arrancados como para no mostrar deformaciones.

3.º *Secuencias procedentes de deslizamientos semi-fangosos o fangosos* (lám. 42, figs. 1 y 2). Están plegadas en «S» y han sufrido deformaciones internas, manifestadas por el aspecto en «llamas» de las pelitas negras que contienen. Además, el exterior de este elemento está rodeado por gravas y cantos tomados a la colada fangosa (lám. 42).

4.º *Secuencias de grano fino,* con sedimentación rítmica que se han depositado primitivamente en un medio exento de detríticos bastos. Incorporadas a la colada fangosa, están frecuentemente plegadas en antiformas o sinformas. Los pliegues se exageran a veces como pliegues en «petaca».

2. *La matriz de la colada fangosa*

Una muestra media del aglomerante de la colada fangosa muestra (lámina 38, fig. 1):

— 50 a 60 por 100 de cuarzo de 150μ (Ar=0,3; Sp=0,5), al que se mezclan cristales de feldespatos alcalinos, plagioclasas, muscovita, biotita alterada, bastante abundantes. Todos estos granos rara vez están pegados y están aglomerados entre sí por un cemento de calcita, cuarzo y filitas.

3. *Sentido del deslizamiento de la colada fangosa, lineación sedimentaria*

La medida de la dirección de los ejes de los pliegues sedimentarios ha dado: N 200°E, N 180°, N 175°. La dirección de deslizamiento, que es perpendicular, es, por tanto, N 110°, N 85°, N 90°.

Es decir, que el deslizamiento se ha producido según una *dirección actual sensiblemente E-O.* Los pliegues presentan un flanco largo al E y están volcados hacia el O, aunque el sentido es de *E hacia O.*

Algunos de estos pliegues contienen cantos de granito.

Uno de los pliegues, de dirección N 180°-190°, muestra una lineación N 175° E que está en relación con una esquistosidad frustrada que atraviesa la charnela sedimentaria. Esta esquistosidad no afecta a la matriz de la colada fangosa. Por tanto, es mecánica y ha sido adquirida con ocasión del deslizamiento.

En la base de la colada, el pequeño paquete granoclasificado (lám. 42, figura 4) está volcado hacia el O, lo que indica también un sentido de transporte de E a O.

A 1,20 m. por debajo de la colada fangosa, las huellas de corriente (flute-cast) tienen una dirección N-S, con un sentido de corriente de N a S. Estos turboglifos (flute-cast) están deformados, con un sentido de inclinación hacia el Oeste.

Por tanto hay que suponer que el eje de la cuenca de sedimentación del Culm estaba orientado N-S y que el margen continental correspondiente, de donde procede la colada fangosa, estaba al Este.

Por tanto, estos datos deberán corregirse, teniendo en cuenta las deformaciones tectónicas hercínicas, luego alpinas, si al menos es posible hacerlo.

5. Cala Llonga y la isla Colom

La colada fangosa de la Cala Murta reaparece en la orilla norte de la rada de Mahón, en Cala Llonga, donde constituye el promontorio central

de esta Cala sobre el que está edificado el viejo chalet de «Vallizana». La dirección de las capas es N 17° E con un buzamiento de 75° E.

La colada tiene 10 a 12 metros de potencia y presenta los mismos caracteres sedimentológicos que en Cala Murta.

Esta colada fangosa, localmente tectonizada, contiene cantos de las mismas rocas que en Cala Murta, a los que sin embargo hay que añadir cantos de *tuf* ácido (riodacítico?) con *granates.*

La colada fangosa de Cala Murta aflora también en diferentes puntos al norte y noroeste de Mahón y especialmente en la isla Colom.

6. Binifaillet

En la región de Binifaillet se habían señalado «conglomerados» por J. S. HOLLISTER (ver ese trabajo, pág. 91).

Inmediatamente al oeste de Granada de Dalt, el Culm presenta de nuevo una colada fangosa importante (fig. 45A).

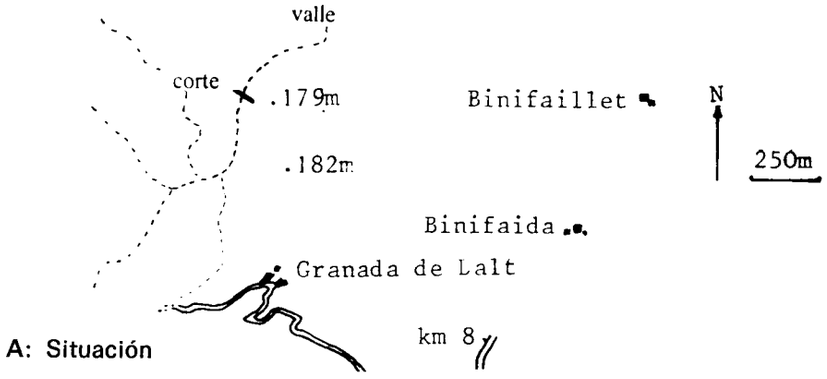
El primer punto de afloramiento aguas abajo (fig. 45B) muestra que se trata de un accidente sedimentario discontinuo; la colada está presente en la orilla derecha y no aparece en la izquierda, donde no afloran nada más que las grauvacas rojizas del Culm, sin embargo, tienen algunos niveles más bastos.

Aguas arriba de este punto se ve:

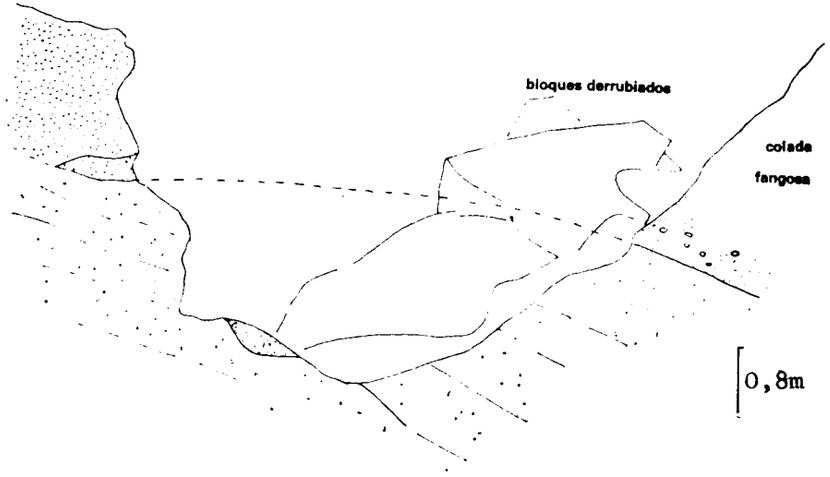
1) El Culm.

2) Grauvacas con algunos niveles bastos que en lámina delgada (450-63) revelan 60 por 100 de cuarzo, que alcanza hasta 1 ó 2 mm., muy anguloso (Ar=0,1; Sp=0,3), mezclado a abundante feldespato; 25 por 100 de muscovita detrítica, de hasta 0,5 mm., acompañada de biotita alterada. Además de estos granos existen fragmentos de rocas que alcanzan hasta 1,5 mm. y son pelitas micáceas, con un cemento secundario de calcedonia y filitas de neogénesis, con fuertes impregnaciones de hierro (pelitas evolucionadas, que han alcanzado el estado de filogénesis). Los contactos son ocasionales, los granos están dispersos en un cemento de cuarzo, calcita y hierro procedente de la alteración de las biotitas. Venas de calcita pueden alcanzar a los granos de cuarzo y entonces los cristales de calcita pueden sustituirlo (lám. 43, figs. 3 y 4). No hay matriz arcillosa y estos depósitos proceden de un deslizamiento arenoso. Otra muestra presenta las mismas características y tiene además *grava de radiolarita.*

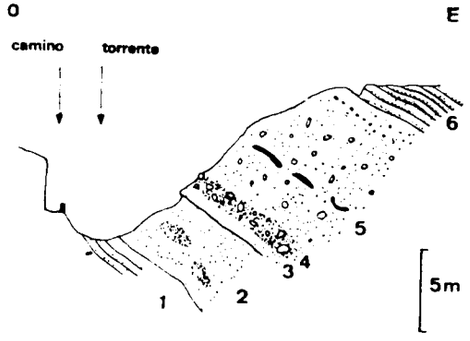
3) Base de la colada fangosa. El contacto con el Culm subyacente es normal. La colada empieza progresivamente. La base de la colada es de granulometría fina, luego vienen algunos niveles más bastos (granos de



A: Situación



B: La colada fangosa es un accidente sedimentario discontinuo.



C: Corte sedimentológico.

Figura 45.—La colada fangosa de Binifaillet.

2 a 4 cm. de diámetro), pero poco desarrollados, luego una primera zona de cantos gruesos dispersos en una matriz muy arcillosa.

4) Esta zona tiene cantos que alcanzan 80 cm. de eje mayor. La matriz es idéntica a las grauvacas del Culm subyacente. Tiene mucha muscovita y restos de *Asterocalamites*. No hay granoclasificación neta, sin embargo, hay algunos cantos gruesos en la base.

Los cantos proceden sobre todo de las calizas verdosas, o cuarzos lechosos. Hay pocas rocas eruptivas, lo que da una diferencia notable con la colada de Cala Murta.

5) Por encima los cantos son más pequeños. Todos son sensiblemente del mismo tamaño. Están diseminados en el aglomerante de la colada fangosa. Es de señalar una cierta concentración y orientación de los cantos blandos de pelitas (en negro en la fig. 47C). Hacia arriba la granulometría decrece.

6) Encima el Culm sigue con su facies típica.

La colada fangosa de Binifaillet aparece así como un accidente sedimentológico intercalado en el Culm.

Los cantos contenidos en esta colada son:

— Pequeños fragmentos de rocas eruptivas granudas ácidas.
— Fragmentos de rocas metamórficas, de los que uno (lám. 43, fig. 2) está constituido de 90 por 100 de cuarzo con algunas plagioclasas, dispuestas en lechos, separados por muscovita y biotita, que constituye el 10 por 100 restante. La biotita está ocasionalmente alterada con exudaciones de hierro. Los granos de cuarzo están yuxtapuestos con contactos en mosaico. Las micas dibujan micropliegues en *espiga.*
— Cantos de calizas verdosas que, al microscopio, son calizas recristalizadas, finamente cristalinas, con zonas de calcita espática. Tienen bolitas borradas por la recristalización. Este conjunto rodea restos orgánicos visibles a simple vista, puesto que algunos rebasan 2 cm. Son fragmentos de Políperos (escasos), Briozoarios, Braquiópodos, Algas, Lamelibranquios, Crinoides y Foraminíferos, entre los cuales M. M. LYS ha podido clasificar (447-63 y 461-63):

Howchinia gibba (Moeller), *H. gibba* (Moeller) subsp. *longa*
Eolasiodiscus transitorius (Braz. y Jar.), *Eolasiodiscus aff. curvus* (Potievskaja)
Tetrataxis media Vissarionova, *Tetrataxis subnova* Brazhnikova.
Plectogyra sp.
Calcitornella sp.
Eotuberitina reitlingerae Miklukho Maklay.
Archaediscus cf. subbaschkiricus Reitlinger

Howchinia y *Eolasiodiscus* son bastante frecuentes en esta asociación. La edad de las calizas sería así Namuriense A; los *Archaediscus* permiten restringir esta edad a la coronación de la zona H, según M. LYS.

Esta asociación recuerda mucho las microfaunas estudiadas por M. LYS en los cantos de caliza del conglomerado de la Peluca, en los montes de Málaga (1968, p. 1562). También la microfacies de estas calizas es bastante parecida a la microfacies de las calizas de la Peluca (figuras en J. AZEMA, 1961, p. 135).

El estudio detallado del Culm de la Peluca me ha demostrado que este conglomerado era también una colada fangosa, lo que la simple observación no revela (R. BOURROUILH, 1970, p. 369).

La colada fangosa de Binifaillet es diferente de la de Cala Murta. Contiene sobre todo cantos de calizas, de edad Namuriense A. Estas calizas se depositaron originalmente en zona para-arrecifal. Contiene, sin embargo, algunos restos procedentes de rocas eruptivas o metamórficas.

La colada de Binifaillet puede ser el equivalente lateral de la colada fangosa de Cala Murta, con claras diferencias, u otra colada fangosa.

3. HUELLAS Y PISTAS ORGANICAS

El Culm de Menorca es muy rico en huellas y pistas, que pueden ser:

— Indicadores cronológicos relativamente buenos, como *Dictyodora.*
— Indicadores sedimentológicos.

1. Análisis

1. *Nereites delpeyi n. ichnosp.* (lám. 44, figs. 1 a 3, y lám. 46, fig. 1).

Nereites MacLeay, 1839. Ejemplo: *Nereites choffati* Delgado, 1910, Silúrico de Portugal.

Huellas del mismo tipo se han descrito con el nombre de *Myrianites* (DESIO, 1940), *Archaeonassa* (FENTON, 1937), etc...

Parece que las huellas del Culm de Menorca se deben a un Gasterópodo y son nuevas, aunque yo he creado una nueva «ichno-especie», *Nereites delpeyi* en honor de Madame G. TERMIER.

Las huellas aparecen en un *plano,* en la superficie superior de las pelitas más bastas, micáceas, de color ocre en superficie, que suceden a pelitas grises, finas.

La pista es la de un organismo reptante, semi-excavador, limnívoro, desplazándose de derecha a izquierda (lám. 44, fig. 1). El organismo tiene una simetría bilateral, 1 a 2 cm. de largo, la pista hace un codo anguloso brusco de 180° en un centímetro (fig. 46A). Diferentes individuos de tamaño variable han dejado huellas de 8 a 18 mm. de ancho.

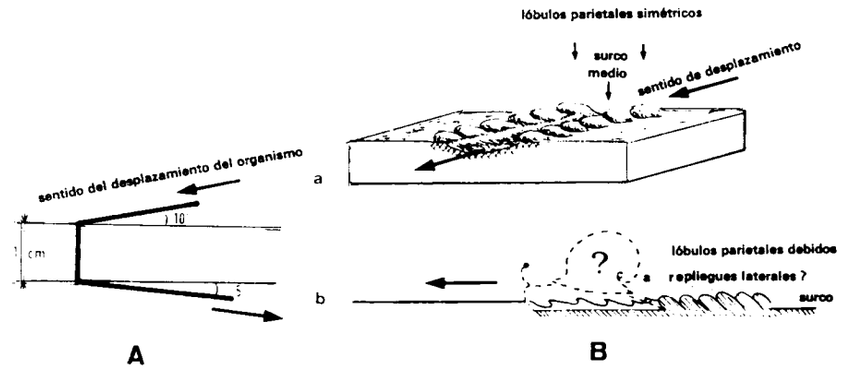


Figura 46.—Camino seguido por el «Nereites delpeyi» n. ichnosp.

Pueden dejar estas huellas Artrópodos o Gasterópodos. Estas se parecen más a las de los Gasterópodos actuales.

2. *Lophoctenium culmi n. ichnosp.* (lám. 44, fig. 4, y lám. 46, fig. 3).

Lophoctenium Reinhold Richter, 1850. Ejemplo: Delgado ha descrito *Lophoctenium* R. Richter, 1850, en el Silúrico de Portugal.

Los *Lophoctenium* de Menorca parecen nuevos, de ahí la creación de una nueva forma. Estas huellas aparecen *sobre* y *en* las pelitas finas.

Las huellas son discontinuas y ramificadas, de 3 a 4 cm. de longitud, 2 mm. de ancho y 1 a 2 mm. de espesor. Están compuestas de ejes asimétricos, con una parte cóncava bastante regular y una parte convexa pectinada.

Estas huellas no han recibido una interpretación satisfactoria.

3. *Harlania minoricensis n. ichnosp.* (lám. 44, fig. 5).

Harlania Göppert, 1852. Estas huellas se han reagrupado en el tratado de R. C. MOORE (1962, W 184) en el icnogénero *Arthrophycus Hall,* 1853. Las *Harlania* del Culm de Menorca se agrupan diferentemente de las *Arthrophycus* clásicas y por ello he conservado la acepción de GOPPERT.

Estas huellas, aparentemente planas, aparecen en las pelitas areniscosas micáceas en forma de cilindros aplastados de varios centímetros de largo por 1 a 2 de ancho. Colocadas una al lado de otra tienen las mismas dimensiones. Estos cilindros, con estrías transversas, pueden disociarse, una serie va hacia la izquierda y la otra continúa sola. Pueden penetrar en el sedimento.

Parece tratarse de los excrementos de un animal limnívoro que explota el sedimento en bustrofedón.

4. *Dictyodora liebeana* (Geinitz, 1867) (lám. 46, figs. 3 a 5).

Dictyodora Weiss, 1883. A esta huella enigmática corresponden varias huellas elementales denominadas:

— *Dictyodora* (d fig. 47B)
— *Crossopodia* (c fig. 47B)
— *Palaeochorda* (p fig. 47B)

Como ha demostrado E. ZIMMERMANN en 1892, se trata de huellas cónicas del mismo organismo.

El conjunto de la huella se presenta como un embudo volcado y gofrado (fig. 49A), atravesando casi siempre las pelitas en varias decenas de centímetros.

El embudo mide de 1 a 2 mm. de espesor y es muy contorneado. Esta pista ha sido descrita y clasificada equivocadamente como una pista plana con el nombre de *Palaeochorda* (Geinitz).

El trazado de los contorneados es casi siempre ordenado y siempre característico. A menudo, las «*Crossopodia*» se sitúan en la periferia del embudo, donde un contorneado gira 180° para volver sobre sí mismo. Son

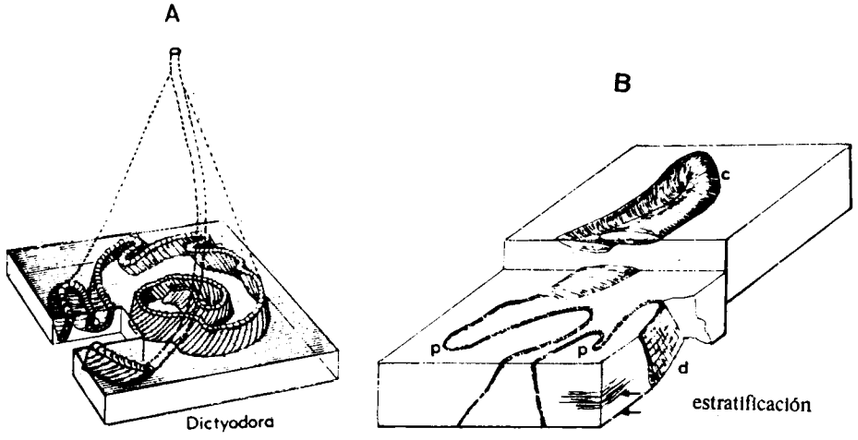


Figura 47.—Dictyodora.

A: Representación clásica de Dictyodora (in Moore W 194).
B: Los tres tipos principales de huellas:
— d «Dictyodora»,
— p «Palaeochorda»,
— c «Crossopodia».

huellas de 1,5 cm. de ancho muy sinuosas, con una estriación transversa y curva. Se repliegan sobre sí mismas.

La superficie exterior del embudo está estriada longitudinalmente (estrías apretadas, regulares), transversalmente (estrías separadas 2 mm.) (lámina 45, figs. 1 y 2).

El «rafé» de las Dictyodora, tal como está representado en la figura teórica, no lo conozco (fig. 47A).

Interpretación: Dictyodora es indudablemente una estructura orgánica, que además es evolutiva.

Esta huella no ha recibido hasta el presente una explicación satisfactoria. La forma muy contorneada hace pensar en un organismo excavador que debía ser anaerobio. Sin embargo, la ornamentación externa de Dictyodora, y la disposición frecuentemente regular de las huellas hacen pensar en la parte enterrada de un organismo sobresaliendo del fondo submarino y anclado en los sedimentos a la manera de las actuales esponjas.

Estas huellas son muy corrientes en el Culm de Menorca y allí como en el resto de Europa, parecen caracterizar a los niveles antiguos del Culm.

5. *Callioctenium hermitei n. ichnosp. n. ichnog.*

La base del Culm del oeste de Cala Mica muestra, al techo de algunos niveles de pelitas rojas areniscosas induradas que alternan con pelitas finas, huellas planas que se presentan en forma de «rafés» sucesivos (lámina 45, figs. 3 y 4).

Un «rafé» de orden 1 comporta una parte convexa sin apéndice y, al lado opuesto, una parte recurvada en báculo que tiene «rafés» secundarios pectinados.

Podría tratarse de formas próximas a las Alcyonarias, por ejemplo.

2. Conclusiones

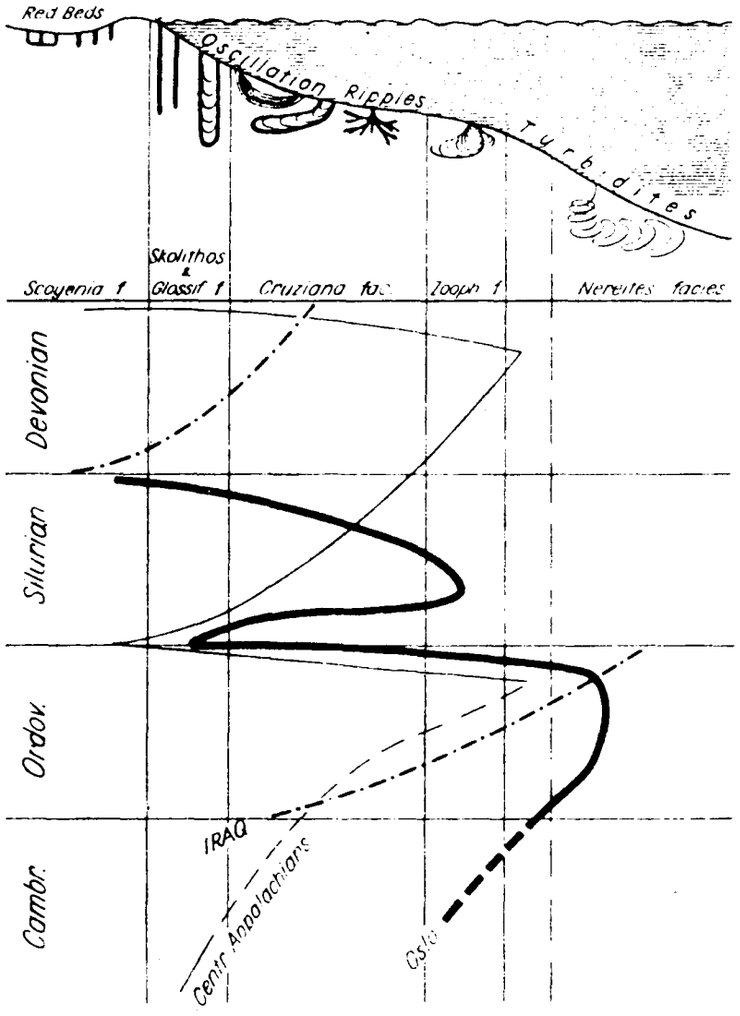
Estas pistas me han sido útiles para el estudio de los ritmos de sedimentación y los modos de depósito del Culm de Menorca.

En efecto, SEILACHER ha propuesto (1963-1964, 1970) el considerar que ciertas comunidades (1) de huellas fósiles corresponden a medios ecológicos regidos por la profundidad. A. SEILACHER ha distinguido comunidades de huellas, que son (fig. 48):

Zona litoral:

Glossifungites
Skolithos

(1) Comunidad en el sentido de PELESSEN (1913).



Bathymetric sequence of trace fossil communities in space and time. In addition to communities and facies described in earlier papers (SEILACHER, 1963a, fig.2, 1964, fig.7) the following terms are here introduced: (*a*) *Scoyenia* facies for non-marine sands and shales, often red beds, with a distinctive association of trace fossils (SEILACHER, 1963a, fig.7); (*b*) *Glossifungites* facies for erosion surfaces on semi-consolidated muds, into which suspension feeders (crustaceans, pelecypods, actinians) have dug their shelters.

Figura 48.—Batimetría de las huellas fósiles, según A. SEILACHER (1970).

Zona litoral, hasta el límite inferior del efecto del oleaje:

Cruziana

Desde este límite hasta los depósitos profundos de turbiditas:

Zoophycos (1) luego
Nereites

Las huellas encontradas en Menorca podrían interpretarse:

1.º) como comunidades de *Zoophycos,* en lo que concierne a las huellas reveladas por el Culm basal (lám. 45, figs. 3 y 4),

2.º) como comunidades de *Nereites,* para el Culm muy detrítico, este icnogénero está presente en Menorca asociado a *Dictyodora.*

El estudio de estas huellas y los criterios sedimentológicos permiten afirmar que el Culm de Menorca se ha depositado bajo una capa de agua apreciable. Por tanto, la presencia o ausencia de huellas en los sedimentos del Culm es ciertamente función de la profundidad, pero también es función, en Menorca, de las descargas detríticas que pueden interrumpir con su llegada la vida animal en el fondo marino, como hemos visto en el estudio sedimentológico del Culm. También desaparecen las huellas cuando la sedimentación carbonatada se reanuda en la cuenca del Culm. Son también función de factores físico-químicos reinantes en el fondo marino, por encima de él en el agua vecina, y por debajo en el sedimento recientemente depositado.

4. LOS CUARZO-QUERATOFIROS INTRUSIVOS

1) Análisis

Estas rocas son bastante frecuentes sobre el terreno. Los cuarzo-queratófiros de Menorca son generalmente de color muy claro (blanco a amarillo pálido) y están frecuentemente pigmentados de ferro-magnesianos que dan óxidos de hierro por alteración. A su vez estos óxidos se concentran en las diaclasas. Estas características dan a los cuarzo-queratófiros el aspecto de una roca sedimentaria. Estas intrusiones habían pasado inadvertidas antes de nuestro estudio.

Estas rocas atraviesan el Culm sin preocuparse de la estratificación de éste (fig. 49). El contacto entre el cuarzo-queratófiro y el Culm va acompañado de una zona rota debida probablemente a tectónica terciaria, o a una zona de espesor variable (aquí 0,80 m.) rica en burbujas y en

(1) Los Zoophycos se han interpretado por M. PLICKA de otra manera (T. P. CRIMES, 1970, p. 369).

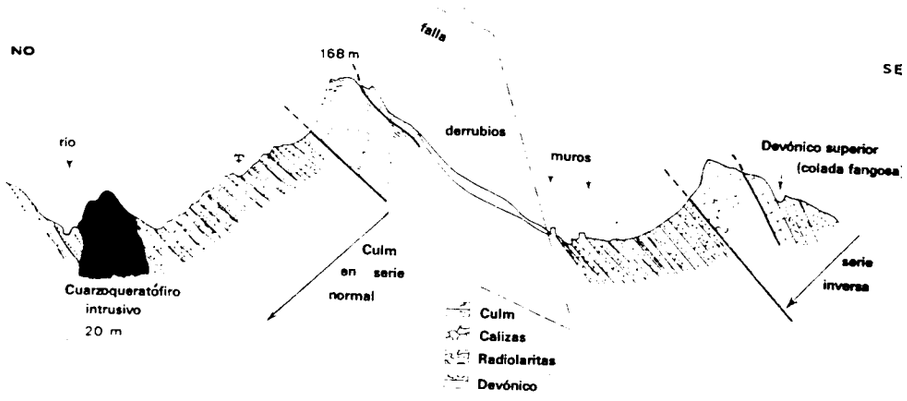


Figura 49.—Intrusión de cuarzo-queratófiros en el Culm de Menorca (región de Montenegro).

vacuolas (fig. 50), oblicua a la estratificación y que corresponde a una zona de enfriamiento más rápido. El carácter intrusivo de estas rocas no tiene ninguna duda para mí en Menorca.

En lámina delgada, estas rocas muestran minerales rotos, recristalizados y muy frecuentemente la estructura original no es reconocible. Estas deformaciones reflejan una dinámica importante. Sin embargo, en algunas láminas, Mlle. E. SOLER ha podido reconocer cuarzo subautomorfo,

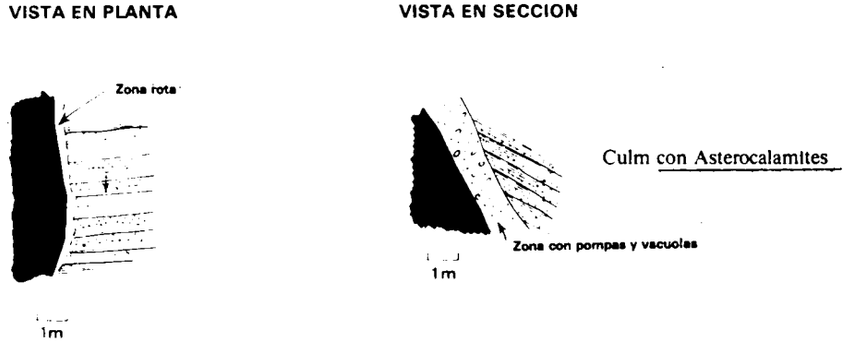


Figura 50.—Detalles de los contactos de una intrusión de cuarzo-queratófiro con el Culm (Oeste de Santa Margálida).

micas, esfena y leucoxeno muy abundantes, *orientados,* calcita, mucha albita y un poco de apatito en cristales diseminados, y epidota. La roca no presenta caracteres muy marcados de roca intrusiva y, a veces, es claramente visible una estructura fluidal (lava), pero sin que haya fenocristales. Todo está bien cristalizado, con minerales orientados.

2) Conclusiones

Estas rocas, claramente intrusivas en el Culm, están localizadas solamente en la región central de Menorca. No las he visto ni al Este ni al Oeste de la isla. Sus afloramientos se sitúan entre la granja de San Juan, al Sur (cerca de la carretera Alayor-San Cristóbal), y el Montenegro. Por otra parte, estos cuarzo-queratófiros están siempre situados al sur de las intrusiones de doleritas que atraviesan el Devónico de Binimalla y de las granjas de Ferragut.

Estas intrusiones de cuarzo-queratófiros han estado controladas por la tectónica hercínica y por una diferenciación magmática.

Tectónicamente, estas rocas se han implantado en el centro de Menorca, que representaba, después del Namuriense Superior, una zona tectónicamente alta (horst o bóveda tectónica), fracturada según direcciones hercínicas, actualmente NS a N 40°. Se ve que los afloramientos de cuarzo-queratófiros se alinean paralelamente a estas direcciones y que, además, muchos afloramientos tienen su eje mayor de alargamiento paralelo a estas direcciones. Por tanto, los cuarzo-queratófiros se han implantado en una red de fracturas hercínicas que afectan a esta zona alta.

Petrográficamente, estas rocas representan habitualmente manifestaciones a un vulcanismo fisural pre-orogénico (A. BERNARD y E. SOLER, 1971), que se implanta cerca de la superficie. Caracterizan incluso a la cadena hercínica (asociación de espilita-queratófiros o Hercinotipo de G. ROCCI y T. JUTEAU, 1968). Estos últimos autores han demostrado claramente que estas rocas estaban ligadas a la acción de un magma basáltico sobre el zócalo siálico.

En conclusión, los cuarzo-queratófiros de Menorca aparecen como manifestaciones típicas de un vulcanismo pre-orogénico fisural. Estas rocas se han implantado con ocasión de las primeras fases de las deformaciones hercínicas, después del Namuriense Superior, en una zona tectónicamente alta (horst o bóveda), fracturada NS a N 40°. Cercanas a la superficie, estas rocas indican la proximidad de un zócalo siálico situado por debajo del Lochkoviense pelítico. El magma basáltico responsable de la génesis indirecta de estos cuarzo-queratófiros, aparece a su vez como intrusiones doleríticas de Ferragut y de Binimalla, localizadas también en esta zona tectónicamente alta, pero en un sitio diferente.

5. CONCLUSIONES GENERALES SOBRE EL CARBONIFERO

1. LIMITES

El Carbonífero de Menorca abarca desde el límite Devono-Carbonífero hasta el Namuriense B por lo menos.

Es una serie que primeramente es poco o no detrítica, seguida en concordancia por una serie muy detrítica de facies Culm. El Carbonífero no es metamórfico y su potencia estimada debe rebasar los 1.000 metros.

El conjunto litológico del Carbonífero basal, con sus niveles de radiolaritas y calizas con intercalaciones de pelitas, constituye un destacado nivel de despegue tectónico, comprendido entre las masas compactas del flysch devónico por un lado y el Culm por el otro.

Extensión del Carbonífero

En la coronación de la serie poco o no detrítica que sucede al Devónico, el Viseense Superior (V^{3b}) ha sido individualizado por Foraminíferos asociados a Conodontos y contiene abundantes restos de un nuevo Crinoide, *Balearocrinus breimeri*. La facies Culm aparece en el Viseense Superior (V^{3c}), cuyas pelitas rojas y amarillas son recurrentes y contienen *Drevermannia pruvosti, Posidonia becheri* y *Goniatites cf. striatus*. Por encima, restos de plantas, Goniatites y en menor cantidad bioturbaciones han permitido individualizar en el Culm niveles del límite Viseense-Namuriense, el Namuriense A y el Namuriense B. Restos de plantas estudiados por el Prof. P. CORSIN podrían corresponder a niveles más recientes, pero su mal estado de conservación impide el considerar estos indicios como ciertos.

2. HISTORIA Y EVOLUCION DE LA CUENCA SEDIMENTARIA CARBONIFERA

Continuación de la cuenca detrítica devónica, la cuenca carbonífera tiene una evolución e historia muy diferentes:

1) EN EL TIEMPO

Las fases premonitorias de la orogenia varíscica provocan, poco después del Frasniense basal (to $I\gamma$), la desaparición de la facies flysch devónica. La instalación y funcionamiento de la nueva cuenca sedimentaria carbonífera corresponde a un nuevo ciclo mayor. Este ciclo, que se anuncia como no o poco detrítico es perturbado enseguida, a partir del Viseense Superior, por la interferencia de un ciclo detrítico, que caracteriza una *segunda cuenca detrítica paleozoica,* donde se deposita el Culm.

Ciclo mayor: El emplazamiento de una cuenca sedimentaria no o poco detrítica se sitúa en el límite Devónico-Carbonífero. Durante este período y luego, en el Carbonífero basal, la sedimentación está regida en parte por factores físico-químicos; en el Viseense Superior (V3b) esta sedimentación se hace calcárea. Al principio y claramente representada en el Viseense Superior, es, poco a poco, enmascarada por una facies detrítica, el Culm; la sedimentación calcárea se hace recesiva, constituyendo el «fondo de sedimentación» de la cuenca carbonífera, que va a funcionar así hasta después del Namuriense B.

1. *Conjunto no o poco detrítico*

En el límite devono-carbonífero, la desaparición del sistema de sedimentación por gravedad plataforma-talud-cuenca, que había traido la sedimentación del flysch devónico, provoca la aparición de una sedimentación no o poco detrítica. Esta sedimentación está controlada en parte por factores exteriores a la cuenca. Entre ellos, un vulcanismo comporta la aparición de minerales piroclásticos y favorece muy probablemente la aparición y desarrollo de radiolaritas que se depositan en bancos cada vez más frecuentes y/o potentes. Estas representan pulsaciones sedimentarias y están acompañadas por la formación de nódulos fosfatados. Las investigaciones actuales ponen de manifiesto que es muy poco probable que el fosfato, liberado en los sedimentos antes de haber alcanzado la cota — 1.000 m., pueda formarse a profundidades superiores a 300 m. (G. I. BUSHINSKI, 1964; R. BROMLEY, 1967, p. 503). El «Challenger» ha dragado nódulos entre — 400 m. y — 2.700 m. (MURRAY, 1885, pág. 43), pero estos nódulos tenían una ganga de manganeso y así habían sido desplazados de su lugar de formación, después de haber cesado todo crecimiento. Este no es el caso de los nódulos fosfatados del Carbonífero de Menorca que han seguido su crecimiento durante las primeras etapas de la diagénesis.

La zona de sedimentación, correspondiente a este primer ciclo, no debía rebasar, por tanto, los 300 m. de profundidad. Sin embargo, la ausencia de organismos litorales, y la reducción de los organismos presentes a sólo algunas especies ricas en individuos, evocan un cierto confinamiento de esta zona.

El control de este área marina por factores externos se traduce en una brusca interrupción de la sedimentación radiolarítica y la aparición y posterior desarrollo de sedimentos calizos. El área marina pasa así por una época calcárea.

2. *Conjunto detrítico: El Culm*

La sedimentación calcárea y pelítica de esta zona poco a poco es perturbada por aportes detríticos, ricos en materiales orgánicos. Se reanuda una sedimentación por gravedad que se acentúa y pronto hace desaparecer casi totalmente la sedimentación calcárea, que sólo representa un fondo de sedimentación en la cuenca carbonífera.

1. **Fase rápida terrígena**

El sedimento depositado es función del tipo de deslizamiento de los materiales detríticos, que puede consistir en:

A) *Deslizamientos fangosos o semi-fangosos* que provocan el depósito en la cuenca de sedimentación de capas potentes, con granulometría basta, variable, no granoclasificada. Estos deslizamientos fangosos contienen frecuentemente paquetes de capas tomadas al Culm que acababa de depositarse. Estos paquetes están frecuentemente plegados sedimentariamente y uno de ellos está afectado por una lineación sedimentaria sensiblemente paralela al eje del pliegue sedimentario (Cala Murta).

A estos deslizamientos fangosos se han incorporado cantos formados en las márgenes litorales de la época. Estos cantos permiten enfocar la constitución de la historia de las márgenes litorales.

B) *Deslizamientos arenosos* que son los responsables de la deposición de areniscas (o grauvacas) fluidas. Estas grauvacas aparecen como sedimentos originalmente pobres en aglomerante (matriz detrítica) y relativamente ricas en agua, que se han acumulado en primer lugar en la margen continental. Lo más corriente por sobrecarga sedimentaria o por otra causa (tempestad, débiles reajustes de la margen...) estas arenas se ponen en movimiento en forma de deslizamientos arenosos que se sedimentan de nuevo más abajo de su lugar de origen. Estas areniscas conservan generalmente figuras de deslizamiento, es decir, huellas de fluencia. Durante su implantación y en el primer estadio de su compactación, estas areniscas están sometidas a fenómenos de tixotropía, función de las variaciones de carga y sobrecarga locales (Cala Mesquida).

C) *Las corrientes cargadas* procedentes de coladas fangosas, semifangosas o incluso de deslizamientos arenosos son responsables del depósito: *a)* secuencias granoclasificadas de tipo turbidita, de las que la mayor parte son incompletas y están truncadas en su base y en su coronación (tipo Tb-c); *b)* pelitas.

Estos bancos pelíticos, frecuentemente de varios metros, presentan generalmente niveles bioturbados sucesivos. El estudio y distribución de estos niveles bioturbados muestra que pueden repetirse casi regularmente en un banco pelítico, marcando una sucesión de fondos marinos al nivel de los cuales la vida animal se ha desarrollado cada vez antes de ser interrumpida bruscamente por la llegada repentina y el depósito de un nuevo espesor de pelitas. Así, la sedimentación pelítica del Culm procede principalmente de la descarga de las corrientes densas.

D) *Los depósitos de tipo «semi-pelágico»*. Es evidente que algunos términos pelíticos proceden también de un depósito partícula a partícula, pero la parte exacta de este proceso no puede establecerse.

2. **Fase lenta calcárea**

Cuando la cuenca carbonífera no tiene aportes terrígenos importantes (fase de vacuidad terrígena) y sin que desaparezca una sedimentación partícula a partícula, los organismos bioturbadores pueden instalarse en el fondo marino y en el último nivel detrítico depositado, rico en materia orgánica. Si la fase de vacuidad terrígena se prolonga, la sedimentación calcárea se manifiesta poco a poco, modificando el equilibrio físico-químico al nivel del fondo marino, lo que conduce a la desaparición de los organismos bioturbadores. Puede haber bancos calcáreos que contienen partículas detríticas. Excepcionalmente esta sedimentación calcárea lenta lleva a la formación de un banco calizo individualizado. En este caso, el estudio en lámina delgada de este banco muestra un fondo de calcita microcristalina, sin minerales detríticos y conteniendo a veces fantasmas de Radiolarios.

La fase terrígena interfiere así sobre la fase calcarígena según modalidades variables (fig. 51).

Esta fase detrítica aparece durante el Viseense Superior (V3b-c) y representa una modificación paleogeográfica importante, probablemente ligada a la fase sudete de la orogénesis varíscica, que produce la aparición de relieves importantes, atacados por una erosión activa. La enorme cantidad de material detrítico que se acumula contiene muchos restos vegetales que sugieren la existencia de una cobertera vegetal importante, pero localizada, pues sólo reduce parcialmente la erosión de los relieves.

Esta aparición de relieves está ligada probablemente a movimientos tectónicos. Si, en ciertas regiones, como por ejemplo el borde Norte de la plataforma sahariana, los movimientos tectónicos, en la base del Viseense Superior, provocan en particular la sedimentación del Culm (wild-flysch de Ben Zireg, C. PAREYN, 1961; trabajos de H. TERMIER en Marruecos, 1932...), el Culm de Menorca sólo está ligado indirectamente a una tectónica, por otra parte difícil de localizar.

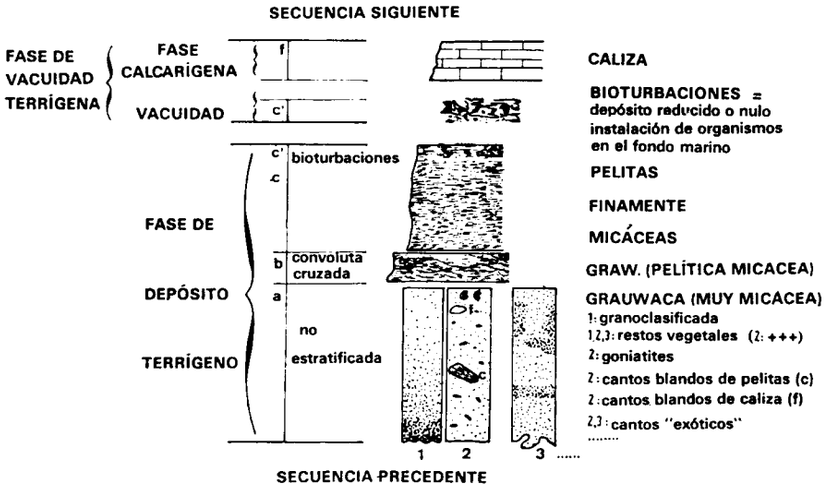


Figura 51.—Interferencia de fases terrígena rápida y calcarígena lenta en la cuenca sedimentaria del Culm.

El Culm está ligado igualmente a una profundización del área marina que provoca y facilita el aporte de sedimentación detrítica y permite la recuperación o adquisición de un sistema de sedimentación por gravedad «plataforma-talud-cuenca».

3. **Evolución de los factores físico-químicos**

La fase no o poco detrítica está paralelamente controlada por factores físico-químicos externos. Al final de esta fase y durante la sedimentación del Culm, la llegada de material detrítico, procedente del margen litoral, comportará cada vez una modificación de los factores físico-químicos de la franja de agua próxima al fondo marino. Cada vez, en cuanto la turbulencia desaparece y el medio sedimentario es favorable, numerosos organismos bioturbadores explotan el sedimento recientemente depositado.

Después, o bien este ciclo se renueva o bien los factores físico-químicos del fondo marino, hasta entonces favorables, cambian poco a poco, mientras los sedimentos más ricos en carbonatos se depositan.

2) EN EL ESPACIO

Horizontalmente, los sedimentos del Carbonífero basal se han correlacionado por HOLLISTER (1934) con los sedimentos de igual edad de

Cataluña. En cuanto al Culm, su facies es aparentemente semejante a la de otras facies Culm europeas. Sólo estudios sedimentológicos de detalle permitirán establecer comparaciones.

El análisis de los pliegues sedimentarios de las coladas fangosas (Cala Murta) permitiría localizar una margen de esta cuenca al Este actual. Esta margen ha sufrido, además, una fuerte cratonización (rocas cristolofílicas antiguas, granitos) y un vulcanismo efusivo, tal vez viseense (tufs ácidos a granates...), acompañado acaso de granitización (granitos a granates...).

Verticalmente, la potencia del Carbonífero puede estimarse en más de mil metros. Es seguro que la acumulación del Culm representa una sobrecarga importante para la corteza terrestre y que fenómenos alternos de colmatación y subsidencia han presidido la sedimentación de estos sedimentos detríticos.

3. EVOLUCION PERCEPTIBLE DE LAS MARGENES LITORALES

La constitución de las márgenes continentales nos es conocida en filigrana gracias a los constituyentes detríticos de las grauvacas del Culm.

Primeramente se trata de un material emergido cuyos productos de erosión sufren una débil evolución continental y cuya constitución parece diferente en detalle del material erosionado durante el Devónico. Además de una gran riqueza en cuarzo y feldespatos el Culm procede de rocas cristalinas o cristalofílicas muy ricas en muscovita. Esta muscovita no flotada, de cualquier tamaño en un banco, parece proceder directamente, con parte de los otros minerales, de arenas de rocas ácidas.

Más determinantes son los datos proporcionados por los cantos de las coladas fangosas.

Los procedentes de la colada fangosa de Binifaillet ponen de manifiesto en el Namuriense A (coronación de la zona H) la existencia de una plataforma donde se depositan calizas con Foraminíferos *(Howchinia gibba Moeller,* etc...), Políperos, Braquiópodos, Lamelibranquios, Crinoides, etcétera..., es decir, productos de una sedimentación calcárea poco profunda. Esta plataforma es inestable y está sometida a exondaciones parciales, durante las que estas calizas se erosionan y producen cantos que serán arrastrados por las coladas fangosas poco después del Namuriense A.

Los procedentes de las coladas fangosas de Cala Murta, Isla Colom, Cala Longa, denotan la existencia de un zócalo metamórfico emergido (gneis, micaesquistos, esquistos de clorita...), y granítico (granitos con biotita, con granates...) que ya ha sufrido al menos una fase de plegamiento (micaesquistos replegados) y que conoce un volcanis-

mo efusivo ácido con formación de tufs antracíferos (riolíticos, riodacíticos), algunos con granates, y coladas de lavas ácidas (riolitas y dacitas). Parece plausible el relacionar este volcanismo a un magmatismo del Viseense Superior. En efecto, lo demuestran las particularidades petrográficas de algunos tufs (con granates) y la existencia en el dominio sudeuropeo de un volcanismo Viseense Superior del mismo tipo, que J. JUNG (1964) estimaba se extendía sobre más de 25.000 km^2 en Europa occidental.

A través de los sedimentos detríticos del Carbonífero, las márgenes emergidas de la cuenca del Culm de Menorca aparecen como zonas inestables, formadas principalmente de un zócalo metamorfizado y plegado antes del Viseense, granitizado a una edad incierta, probablemente antes del Carbonífero y tal vez también en el Viseense (si se relacionan los granitos con granates con los tufs y riolitas con granates). Algunas de estas regiones emergidas han sufrido un volcanismo efusivo, probable Viseense Superior, con formación de tufs antracíferos y coladas de lavas riolíticas y dacíticas.

Seguramente emergido durante el Viseense Superior y el Namuriense, este zócalo antiguo granitizado está localmente bordeado por una plataforma con sedimentación carbonatada durante el Namuriense A (coronación de la zona H).

Tectonizados después del Namuriense Superior y antes del Pérmico Superior, los sedimentos devónicos y carboníferos de Menorca se unen al dominio continental.

EL SECUNDARIO

El Mesozoico de Menorca comprende Triásico, Jurásico y Cretácico.

El Triásico es de tipo germánico. El Buntsandstein sigue al Pérmico Superior con un conjunto detrítico rojo, discordante sobre el Devónico y el Carbonífero. Por estas razones se ha estudiado el Pérmico Superior con el Triásico.

El Jurásico está constituido primeramente por dolomías que contaminan cada vez más las calizas del Dogger y del Malm.

El Cretácico está constituido por calizas, calizas margosas y margas que alcanzan el Albiense.

Las facies del Jurásico y del Cretácico de Menorca son diferentes de las de Mallorca.

ANTECEDENTES

1879.—H. HERMITE comprueba la existencia de Triásico, Jurásico y Cretácico con Ammonites.

1887.—E. von MOJSISOVICS clasifica las faunas del Muschelkalk recogidas por HERMITE, mientras que A. TORNQUIST (1909) y luego A. WURM (1913) precisan las relaciones del Triásico balear con el Triásico ibérico y sardo.

1923.—P. FALLOT recoge nuevas faunas de Ammonites del Cretácico, completadas por P. FALLOT y H. TERMIER (1923), y luego vueltas a coger por J. WIEDMANN rápidamente (1963).

1929-1937.—M. SCHMIDT completa los conocimientos sobre el Triásico ibérico y balear.

En 1963.—(R. BOURROUILH y M. MOULLADE) hemos demostrado la existencia del Dogger y del Malm en Menorca, después he dado los caracteres generales del Secundario menorquín (R. BOURROUILH, 1970a, b).

DISTRIBUCION

La erosión ha atacado fuertemente al Secundario, que aflora así ampliamente en la Tramuntana.

El Permo-Trías acompaña al Devónico o al Carbonífero, o bien está cabalgado hacia el NO, mientras que un despegue se produce al nivel del Keuper. El Jurásico calcáreo-dolomítico adquiere una independencia relativa.

El Jurásico forma grandes mesetas recubiertas parcialmente por el Vindoboniense, al oeste (Almudaina) y en el centro de Menorca (Alayor). Constituye, además, las penínsulas de Caballería, Fornells y Atalaya de Fornells.

La erosión sólo, ha dejado retazos del Cretácico, cuyos principales afloramientos se sitúan en la costa este de la Atalaya y entre esta costa y Arenal d'en Castell (fig. 52).

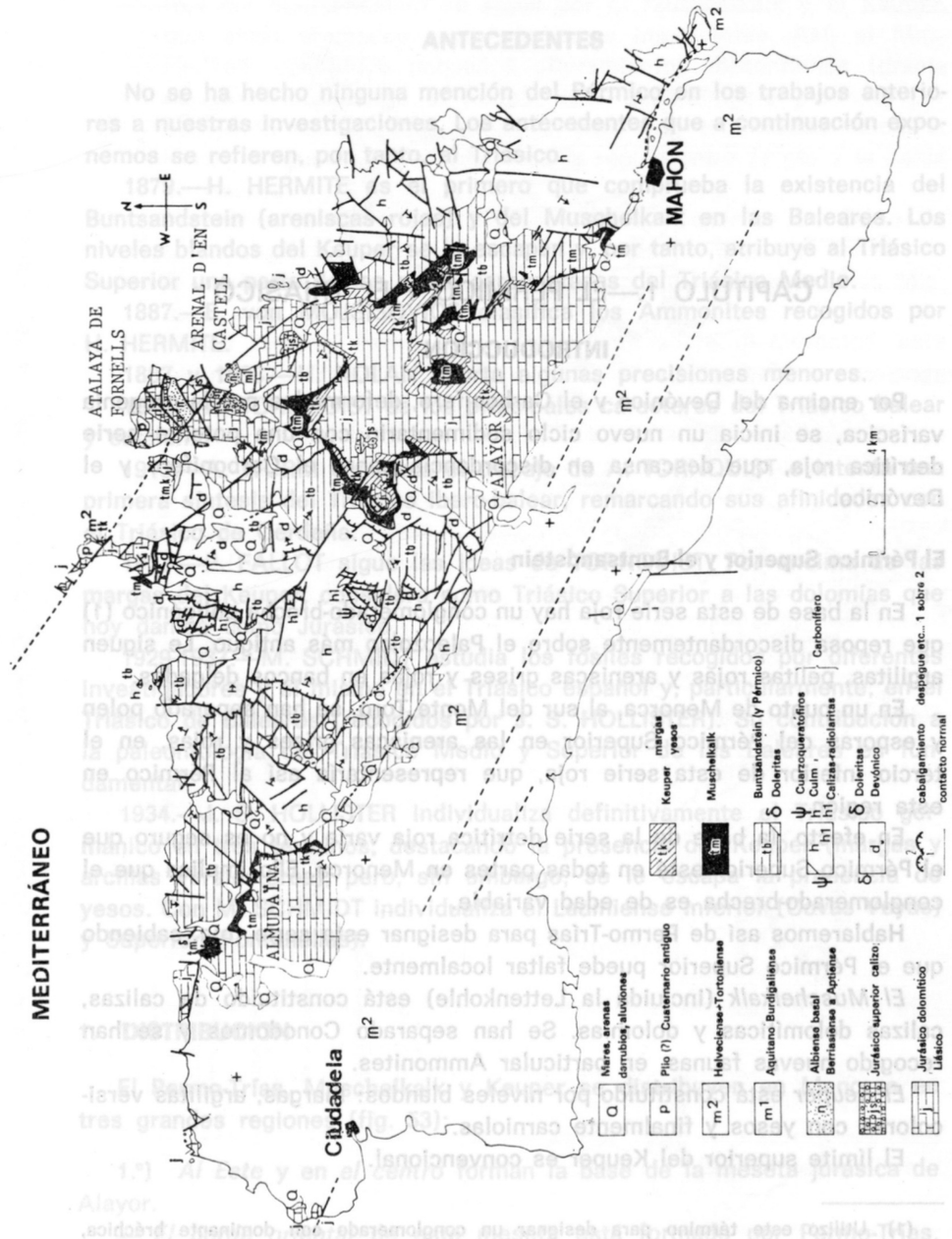


Figura 52.—Distribución de los afloramientos del Secundario en Menorca.

CAPITULO 1.—EL PERMICO Y EL TRIASICO

INTRODUCCION

Por encima del Devónico y el Carbonífero, deformados por la orogenia varíscica, se inicia un nuevo ciclo sedimentario con una potente serie detrítica roja, que descansa en discordancia sobre el Carbonífero y el Devónico.

El Pérmico Superior y el Buntsandstein

En la base de esta serie roja hay un conglomerado-brecha poligénico (1) que reposa discordantemente sobre el Paleozoico más antiguo. Le siguen argilitas, pelitas rojas y areniscas grises y rojas en bancos delgados.

En un punto de Menorca, al sur del Monte Toro, se han separado polen y esporas del Pérmico Superior en las areniscas grises y rojas, en el tercio inferior de esta serie roja, que representaría así al Pérmico en esta región.

En efecto, la base de la serie detrítica roja varía y no es seguro que el Pérmico Superior esté en todas partes en Menorca. Ello implica que el conglomerado-brecha es de edad variable.

Hablaremos así de Permo-Trías para designar esta serie roja, sabiendo que el Pérmico Superior puede faltar localmente.

El Muschelkalk (incluida la Lettenkohle) está constituido de calizas, calizas dolomíticas y dolomías. Se han separado Conodontos y se han recogido nuevas faunas, en particular Ammonites.

El Keuper está constituido por niveles blandos: margas, argilitas versicolores con yesos y finalmente carniolas.

El límite superior del Keuper es convencional.

(1) Utilizo este término para designar un conglomerado con dominante bréchica, pero conteniendo una fuerte proporción de cantos.

ANTECEDENTES

No se ha hecho ninguna mención del Pérmico en los trabajos anteriores a nuestras investigaciones. Los antecedentes que a continuación exponemos se refieren, por tanto, al Triásico.

1879.—H. HERMITE es el primero que comprueba la existencia del Buntsandstein (areniscas rojas) y del Muschelkalk en las Baleares. Los niveles blandos del Keuper se le escapan y, por tanto, atribuye al Triásico Superior una parte de las rocas carbonatadas del Triásico Medio.

1887.—E. von MOJSISOVICS clasifica los Ammonites recogidos por H. HERMITE.

1887 y 1893.—H. NOLAN aporta algunas precisiones menores.

1909.—A. TORNQUIST da los principales caracteres del Triásico balear y catalán.

1913.—A. WURM completa el trabajo de A. TORNQUIST e intenta una primera síntesis del Triásico ibero-balear, remarcando sus afinidades con el Triásico de Cerdeña.

1923.—P. FALLOT sigue las ideas de TORNQUIST. Por encima de las margas del Keuper, considera como Triásico Superior a las dolomías que hoy damos como Jurásico.

1929-1937.—M. SCHMIDT estudia los fósiles recogidos por diferentes investigadores y él mismo en el Triásico español y, particularmente, en el Triásico de Baleares (recogidos por J. S. HOLLISTER). Su contribución a la paleontología del Triásico Medio y Superior de las Baleares es fundamental.

1934.—J. S. HOLLISTER individualiza definitivamente el Triásico germánico en tres términos, destacando la presencia del Keuper (margas y arcillas versicolores), pero, sin embargo, se le escapa la presencia de yesos. Con M. SCHMIDT individualiza el Ladiniense Inferior (Covas Veyas) y Superior (Fontanellas).

1. DISTRIBUCION

El Permo-Trías, Muschelkalk y Keuper se distribuyen en Menorca en tres grandes regiones (fig. 53):

1.º) *Al Este* y en *el centro* forman la base de la meseta jurásica de Alayor.

— *El borde oriental* de esta meseta está formado por Permo-Trías, que descansa sobre el Culm de Mahón-Favaritx. La potente serie

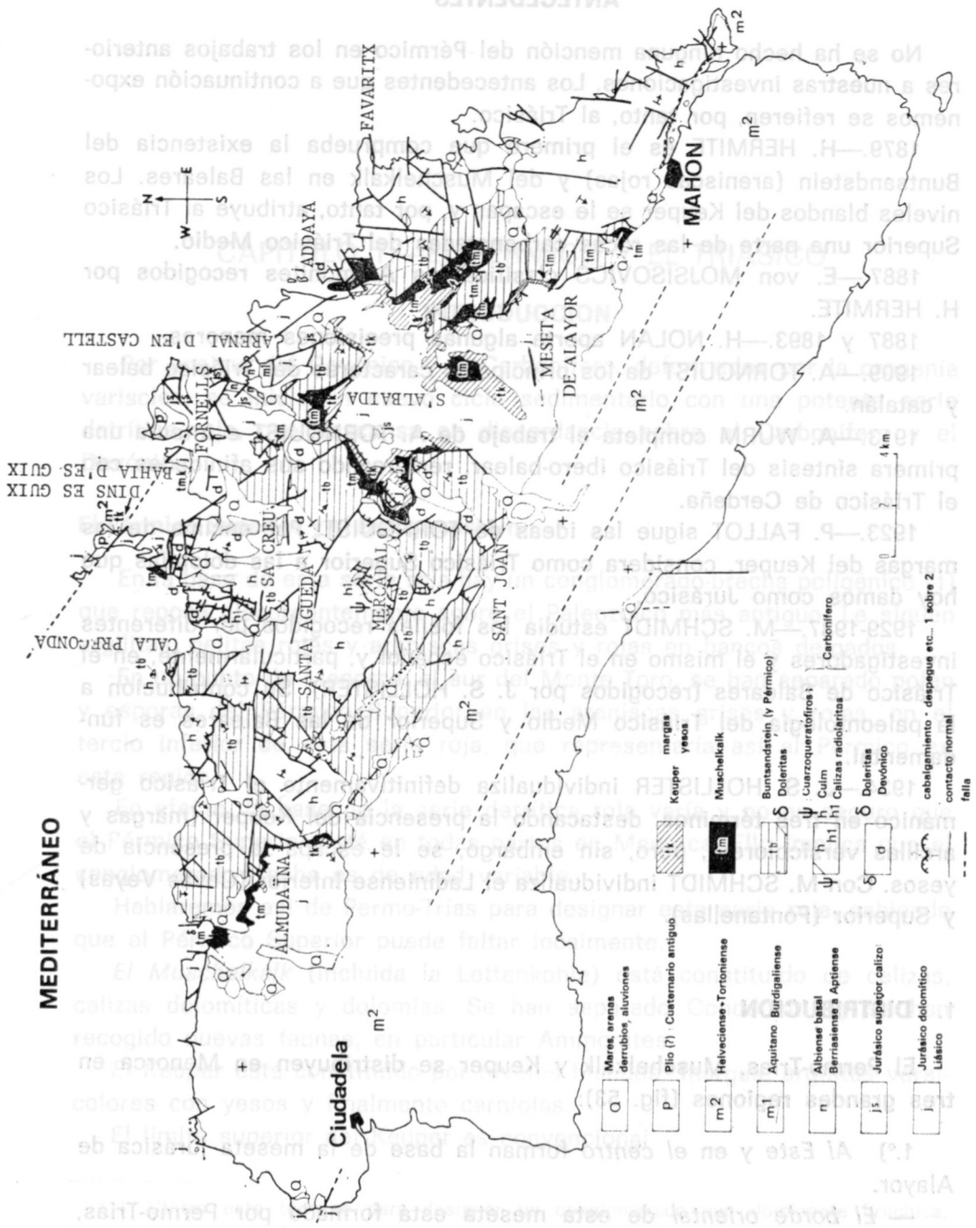


Figura 53.—Distribución de los afloramientos del Pérmico y del Triásico.

roja del Buntsandstein se sigue por el Muschelkalk y el Keuper, que están afectados por disarmonías importantes. Así, el Muschelkalk constituye pequeños afloramientos discontinuos (granja de Morell), mientras el Keuper está generalmente presente por debajo de las dolomías jurásicas, pero muy tectonizado. Hacia el Norte, el Muschelkalk forma toda la región entre Egipto y la bahía de Addaya.

— *El centro* de la meseta está reventado y aparece un domo de Muschelkalk rodeado de Keuper (S'Albaida, Es Clot d'es Guix).

— *El borde Oeste* de la meseta o entre el borde del acantilado Mioceno al S, Sant Joan, y Fornells, al N, pasando por la base de Monte Toro, el Permo-Trías, discordante sobre el Devónico, está seguido por el Muschelkalk y el Keuper. Esta zona se prolonga por la península de Caballería y Fornells.

El Buntsandstein y el Muschelkalk afloran en el pueblo de Fornells. Las obras han hecho desaparecer los afloramientos. Volvemos a encontrar estos terrenos en la bahía de Fornells, donde forman las islas de Sargantana e islas vecinas, el borde oeste de la base de la península Atalaya de Fornells, luego hacia el Sur la región de Carbonell, Es Pujol Roig, Ses Covas, etc...

A orillas de la costa reaparece el Triásico en Arenal d'en Castell y en Es Macar de Sa Llosa.

2.º) *En Cala Pregonda* y hacia Sa Creu reaparece el Permo-Trías solo.

3.º) *Al O de Menorca* y extendiéndose hacia el centro de la isla hasta el sur de Mercadal, el Permo-Trías aflora ampliamente muy tectonizado. El Muschelkalk y el Keuper afloran al borde del Mioceno de Migjorn y al borde de la meseta jurásica de Almudaina.

2. ESTRATIGRAFIA

1. EL PERMICO SUPERIOR Y EL BUNTSANDSTEIN

Es una potente serie detrítica roja, constituida de abajo a arriba por:

1.º Un conglomerado-brecha poligénico.

2.º Una primera serie detrítica constituida por argilitas y pelitas rojas, con recurrencias detríticas bastas (microconglomerados, pudingas).

En el centro de Menorca, al sur del Monte Toro, esta serie pasa poco a poco hacia arriba a areniscas grises y rojas que alternan con pelitas y argilitas rojas todavía bien desarrolladas.

Se han separado esporas y polen del Pérmico Inferior en las areniscas grises.

Nomenclatura francesa para la serie de Lorena		Nomenclatura alemana del Triásico de Lorena	Triásico alemán. PIA, 1930	Triásico alpino. GIGNOUX, 1950
Jurásico	Rhetiense	Oberer Keuper	Rhetiense	Rhetiense
Triásico Superior o Keuper	Keuper Superior	Mittlerer Keuper	Noriense	Noriense
	Keuper Medio		Tuvaliense	
	Keuper Inferior		Juliense	Carniense
Triásico Medio	Lettenkohle	Unterer Keuper	Corde-voliense	Ladiniense
	Muschelkalk Superior	Oberer Muschelkalk	Lango-bardiense	
	Muschelkalk Medio	Mittlerer Muschelkalk (ou) Anhydrit-gruppe	Fassaniense	
	Muschelkalk Inferior	Unterer Muschelkalk	Pelsoniense	Anisiense o Virgloriense
			Hydaspiense	
Triásico Inferior o Buntsandstein	Arenisca abigarrada	Oberer Buntsandstein	Scythiense o Werfeniense	Scythiense o Werfeniense
	Arenisca vosgiense	Mittlerer Buntsandstein		
Pérmico		Unterer Buntsandstein		

Figura 54.—Divisiones estratigráficas utilizadas para el Triásico (según J. RICOUR, 1961).

Esta primera serie, con el conglomerado de base, correspondería por tanto al Pérmico. Varía de potencia de Este a Oeste. Menos potente al Este *parece* estar cogida en bisel por las areniscas grises y rojas y las argilitas del Bunstsandstein.

3.° El Buntsandstein lo constituye una segunda serie detrítica, en la que la sedimentación areniscosa sustituye a la sedimentación pelítica. Son areniscas grises, rojas, muy potentes, con niveles de pelitas rojas o grises menos potentes.

El conjunto de la serie detrítica roja se aproxima a 500 metros de potencia. El Pérmico alcanza 100 metros de potencia donde está datado.

1. El conglomerado-brecha

Reposando en discordancia sobre el Devónico o sobre el Carbonífero, tiene sin embargo características comunes.

A) *Contacto con el Culm*

— *Al este* de Menorca es una brecha poligénica que descansa sobre el Carbonífero. Dominan los elementos angulosos al lado de otros redondeados, en una matriz detrítica rojo violeta. Sin embargo, es claramente discernible una fuerte proporción de cantos rodados de 5 a 8 cm. Entre estos elementos, los procedentes del Culm son los más abundantes. Están acompañados de cuarzos lechosos y radiolaritas.

Este conglomerado-brecha reposa sobre el Culm, que está generalmente rubefactado en varios metros de espesor. Entonces el Culm toma el aspecto del Pérmico.

— *En el centro* de la isla, por ejemplo cerca de la granja de Binisiqui (S de Mercadal), este conglomerado-brecha está constituido por (fig. 55):

a) Una base bastante basta, con cantos que alcanzan hasta 10 cm. y elementos angulosos. Es visible una granoclasificación basta. Una matriz detrítica roja une estos elementos, de los que la mayor parte son idénticos al Culm subyacente, pero algunos proceden de radiolaritas.

En lámina delgada, se ven elementos líticos redondeados o angulosos procedentes del Culm, fragmentos de radiolaritas envueltos por una matriz compleja con granos de cuarzo mono o policristalinos, redondeados o angulosos. Los granos policristalinos muestran contactos en puzle. Esta matriz tiene una fuerte proporción de arcillas y óxidos de hierro.

b) El tamaño de los elementos disminuye y aparecen fragmentos de

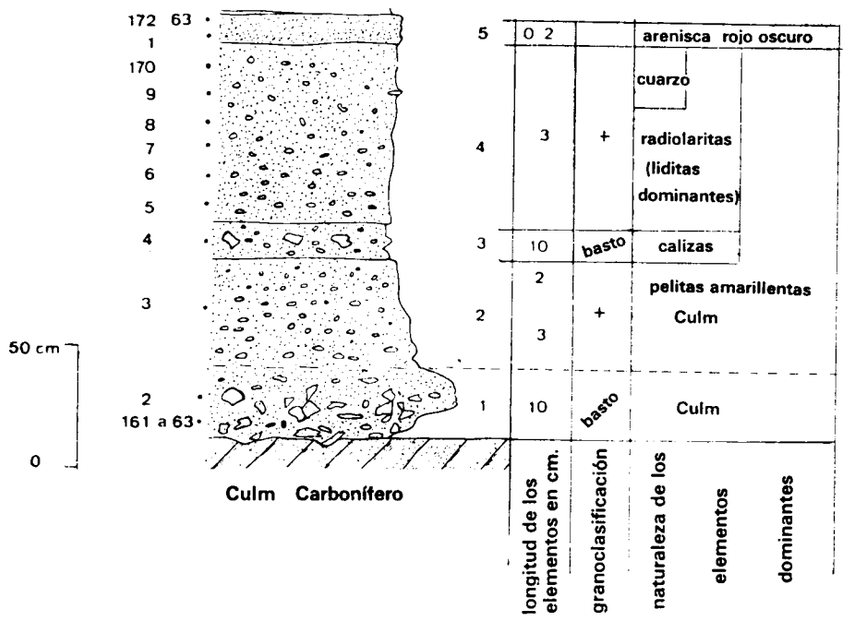


Figura 55.—El conglomerado-brecha de la serie detrítica roja en Binisiqui.

pelitas amarillentas micáceas. La matriz tiene calcita y mucho hierro en impregnaciones o removilizado. Los granos de cuarzo son angulosos (Ar=Sp=0,5) y alcanzan 0,5 cm.

c) Por encima el conglomerado se enriquece en elementos calizos y se hace más basto. Los granos de cuarzo están fracturados o a veces corroidos secundariamente.

d) Después, de nuevo, la granulometría decrece y entre los elementos son más frecuentes las radiolaritas acompañadas de cuarzo y fragmentos del Culm.

e) Finalmente, el conglomerado-brecha cede el sitio a arenitas constituidas por cuarzo mono o policristalino de cerca de 0,5 cm., anguloso (Ar=0,1; Sp=0,5), raras muscovitas y biotitas, estando estas últimas alteradas en hierro. Los granos detríticos son contiguos, con contactos planos o tangentes, muy rara vez cóncavo-convexos. El conjunto está unido por una mezcla de calcita, hierro y arcillas. Los granos no tienen orientación, pero están relativamente calibrados.

El estudio de este conglomerado-brecha muestra:

1.° Una constancia en la dominante bréchica de los elementos.
2.° Un claro poligenismo con aportes más o menos abundantes de diferentes materiales.
3.° No han podido ser reconocidos con certeza elementos procedentes del Devónico, pero el Culm y el Carbonífero basal (radiolaritas y calizas) están removilizados.

Diagramas de rayos X

162-63: La matriz del conglomerado ha mostrado ilita y caolinita, además de los minerales identificados antes (cuarzo y calcita).

169-63: La matriz del conglomerado ha mostrado hematites y caolinita, además de cuarzo y calcita (débil proporción).

En estas dos muestras parece que se puede excluir la presencia de cloritas.

— *Al oeste* de Menorca, al oriente de Punta Teula, el conglomerado recubre en discordancia al Culm. Es todavía una brecha que alcanza hasta 6 metros de espesor y que contiene muchos elementos calcáreos que son calizas finas, pudiendo contener un poco de cuarzo (5 por 100) diseminado, de tamaño inferior a 90μ. No se ha encontrado ningún Conodonto.

La matriz del conglomerado-brecha está constituida por granos de cuarzo mono o policristalinos, de tamaño algo superior a 0,5 cm., bastante variados en su morfología (Ar de 0,1 a 0,5; Sp de 0,3 a 0,7); granos de *feldespato detrítico, frecuentemente calcitificados.* El aglomerante es muy arcilloso, muy ferruginoso y calcítico y podría proceder en gran parte de la alteración de los ferro-magnesianos como micas o feldespatos. Los granos son tangentes o presentan contactos planos.

B) *Contacto con el Devónico*

Al oeste de la meseta de Alayor, el contacto es sedimentario y puede verse a uno y otro lado de la carretera Mahón-Fornells en el km. 20,9.

Al norte de la carretera el conglomerado reposa sobre las capas del Devónico Inferior, rubefactado y volcado. Al sur de la carretera este contacto no se ve. El conglomerado-brecha es poligénico y formado por elementos de areniscas y turbiditas calizas devónicas, grauvacas carboníferas, radiolaritas probablemente del Carbonífero basal y grajeas de cuarzo lechoso. Todo ello englobado por una matriz roja calcárea. Es visible una granoclasificación basta e incluso una orientación incipiente de los elementos planos (lám. 49, fig. 1).

Conclusiones

En el conjunto de la isla de Menorca, la serie detrítica roja permotriásica, discordante tanto sobre el Devónico como sobre el Carbonífero, empieza por un conglomerado-brecha poligénico.

Por debajo de este conglomerado el Paleozoico está rubefactado en varios metros de potencia. Esta rubefacción corresponde a una alteración continental.

El propio conglomerado representa una brecha residual continental, formada en parte por elementos angulosos procedentes del Paleozoico subyacente y, en menor medida, por elementos rodados procedentes de afloramientos paleozoicos más alejados, algunos elementos parecen incluso proceder de afloramientos primarios que no se conservan hoy en Menorca (por ejemplo, los cantos rodados de caliza del conglomerado de Punta Teula).

Los plegamientos varíscicos han provocado así la emersión de los sedimentos devónicos y carboníferos. Esta emersión fue seguida de una intensa erosión, de la que sólo los depósitos más recientes nos son conocidos.

2. Las argilitas, pelitas y areniscas inferiores

Inmediatamente encima del conglomerado-brecha precedente viene una primera serie arenítica y pelítica caracterizada por el mayor desarrollo de los niveles pelíticos.

A) *Centro de Menorca: Corte de la carretera Mercadal-Alayor*

En el km. 16,9 de esta carretera, una pequeña cantera al Sur corta areniscas grises, que han dado abundantes restos vegetales. Se han podido aislar esporas y polen (1). Madame J. TAUGOURDEAU ha podido clasificar (fig. 56).

SCHAARSCHMIDT decía en 1963 que en el Zechstein de Franconia las dos especies más abundantes eran *Lueckisporites virkkiae, Falcisporites schaubergeri,* como es el caso en Menorca.

Por otra parte, KLAUS (1964) señala que, aunque algunas especies presentes en el Pérmico Superior se encuentran todavía en el Buntsandstein, ya no son tan abundantes y, sobre todo, están asociadas a formas nuevas que están ausentes en la muestra de Menorca. Por estas razones la muestra de Menorca se debe considerar como Pérmico Superior, según Madame J. TAUGOURDEAU.

(1) Sobre más de 30 muestras tratadas, sólo una fue fértil.

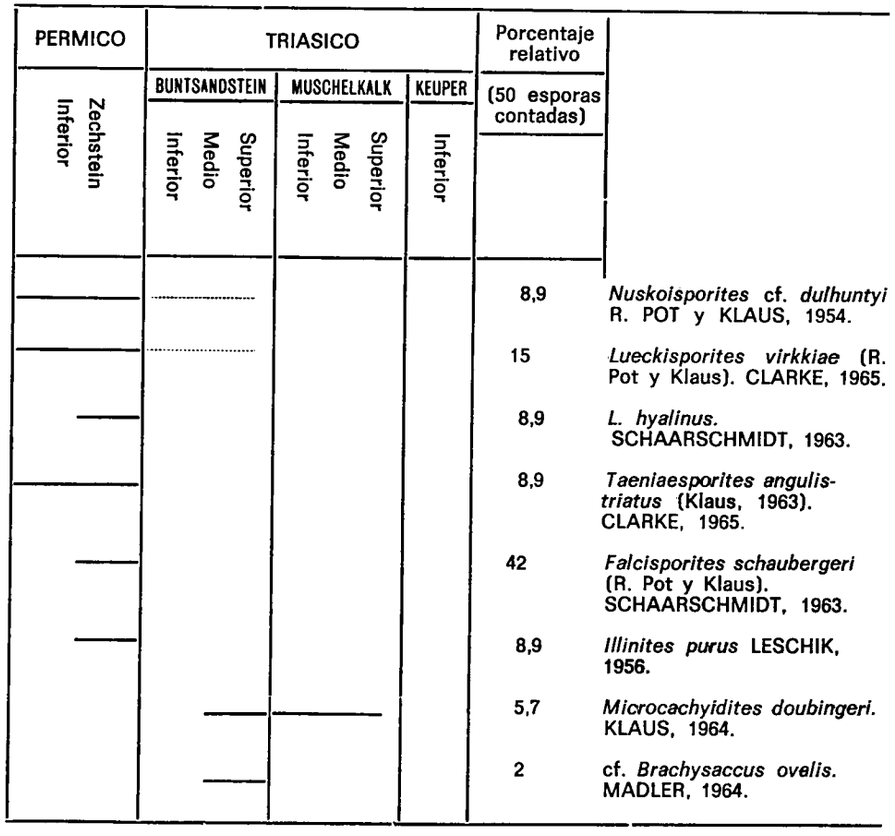


Figura 56.—Distribución de esporas y polen.

Siguiendo hacia Alayor (fig. 57), estas areniscas grises del Pérmico Superior desaparecen pronto y son coronadas por niveles blandos, probablemente argilitas y pelitas rojas que están cultivadas. La carretera aborda luego una serie superior de areniscas grises, pasando a rojas y pelitas rojas.

Las areniscas (niveles 1 a 6, fig. 57) están constituidas en lámina delgada de 85 a 90 por 100 de cuarzo, que puede alcanzar hasta 0,3 mm., pero en general más pequeño (150μ). Algunos granos parecen angulosos (Ar=0,3; Sp=0,3-0,5), pero a menudo este carácter es secundario y es resultado de un acrecimiento; la huella del grano primitivo se ve a veces. Entonces se trata de un grano redondeado (Sp=0,7-0,9; Ar=0,9). Según niveles son visibles algunos granos de feldespato o de muscovita.

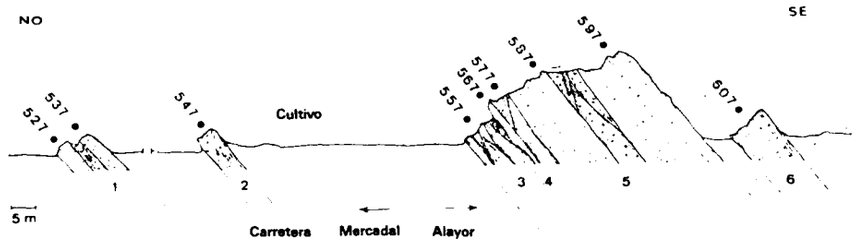


Figura 57.—Corte de la carretera Mercadal-Alayor en el km. 16,9.

El aglomerante de las areniscas está constituido por cuarzo, calcedonia. La arenisca era originalmente porosa. La porosidad se ha podido conservar durante un momento de la diagénesis permitiendo el desarrollo (en varias etapas) de calcita autígena en romboedros, con exudados de hierro (lám. 51, figs. 1, 2, 3) encajados.

Por otra parte, estos exudados de hierro rodean a los granos de cuarzo según sus contactos diagenéticos, pero también existe una aureola de minerales opacos alrededor de los granos primitivos, lo que puede corresponder a un barniz de oxidación original.

En el terreno estas areniscas están generalmente dispuestas en bancos de varias decenas de centímetros a varios metros. La estratificación general es plana paralela. Muchos bancos, cuyo muro y techo son planos, muestran sin embargo una estratificación oblicua interna que puede ser paralela, convergente, en artesa, etc... (lám. 49, figs. 4, 5). Los ángulos de las hojas de los diferentes haces están comprendidos entre 14° y 23° (14°, 15°, 16°, 16°, 16°, 17°, 22°, 23°).

En algunos niveles, estas areniscas inferiores admiten hiladas de cantos blandos de argilitas (lám. 49, figs. 2 y 3), frecuentemente localizadas en canales de abarrancamiento y acompañadas de restos de plantas flotadas. Incluso las areniscas inferiores, muy bien clasificadas, contienen restos de plantas flotadas y son ricas en micas flotadas, dispuestas en lechos y dando a algunas de estas areniscas el aspecto de psamitas.

El conjunto de estos caracteres evoca un medio sedimentario sometido a *fases alternantes de exondación* durante las que se forman, por desecación, cantos blandos y durante las cuales una parte de los sedimentos arenosos son removilizados por un sistema eólico y *lluvias violentas y repentinas* que vuelven a coger estos cantos blandos, arrastran nuevos sedimentos al área de derrame y removilizan los sedimentos depositados anteriormente.

B) *Oeste de Menorca: Corte de Punta Teula al Peñal de Antecristo*

En Punta Teula la serie detrítica roja reposa en discordancia sobre el Culm fosilífero. Sobre un Culm alterado aproximadamente en un metro de potencia, comprende sucesivamente (fig. 58):

1) 6 m. de conglomerado-brecha.
2) 40 m. de pelitas y argilitas rojas, admiten algunos bancos de arenisca.
3) 6 m. de areniscas rojas con estratificación oblicua; falladas.
4) 60 m. de pelitas y argilitas rojas con algún raro banco de areniscas rojas.
5) 10 a 12 m. de areniscas rojas masivas, con estratificaciones oblicuas (125-66, 126-66) admitiendo aquí y allá lechos microconglomeráticos cuyo aspecto recuerda a ciertas grauvacas del Culm.

Las areniscas muestran en lámina delgada:

125-66: 60 a 70 por 100 de cuarzo, alcanzando 60μ, feldespatos abundantes, en granos angulosos (Ar=Sp=0,3) dispersos en un aglomerante de calcita y muy rico en óxidos de hierro.

126-66: 70 por 100 de cuarzo, alcanzando 110μ, anguloso, y feldespatos en *vías* de alteración a calcita, dispersos en un aglomerante de calcita y óxidos de hierro.

En estas muestras el cuarzo está como granos monocristalinos, para los que son menores de 70 a 80μ; pero cuando los granos son mayores, el cuarzo es frecuentemente policristalino.

6) 8 m. de pelitas rojas.
7) 3 a 4 m. de pelitas más arenosas.
8) 12 a 14 m. de areniscas rojas con estratificación oblicua.
9) 10 m. de pelitas rojas con algunos bancos de arenisca.
10) 8 m. de areniscas rojas que admiten niveles delgados de pelitas rojas.
11) 60 m. de pelitas rojas y de areniscas que tienen:

127-66: 70 por 100 de cuarzo, alcanzando 250μ, siempre anguloso, y feldespatos dispersos en un aglomerante de hierro y calcita.

Este nivel 11 queda pronto enmascarado por los cantos y arena de la playa. Al otro lado de esta playa se ven:

12) 10 m. de pelitas rojas.
13) 10 m. de areniscas grises y rojas.
14) 200 a 300 m. o (más) de areniscas dominantes sobre las pelitas rojas. Estos niveles constituyen el macizo de Peñal de Antecristo.

En este corte, los niveles de areniscas grises con restos de plantas

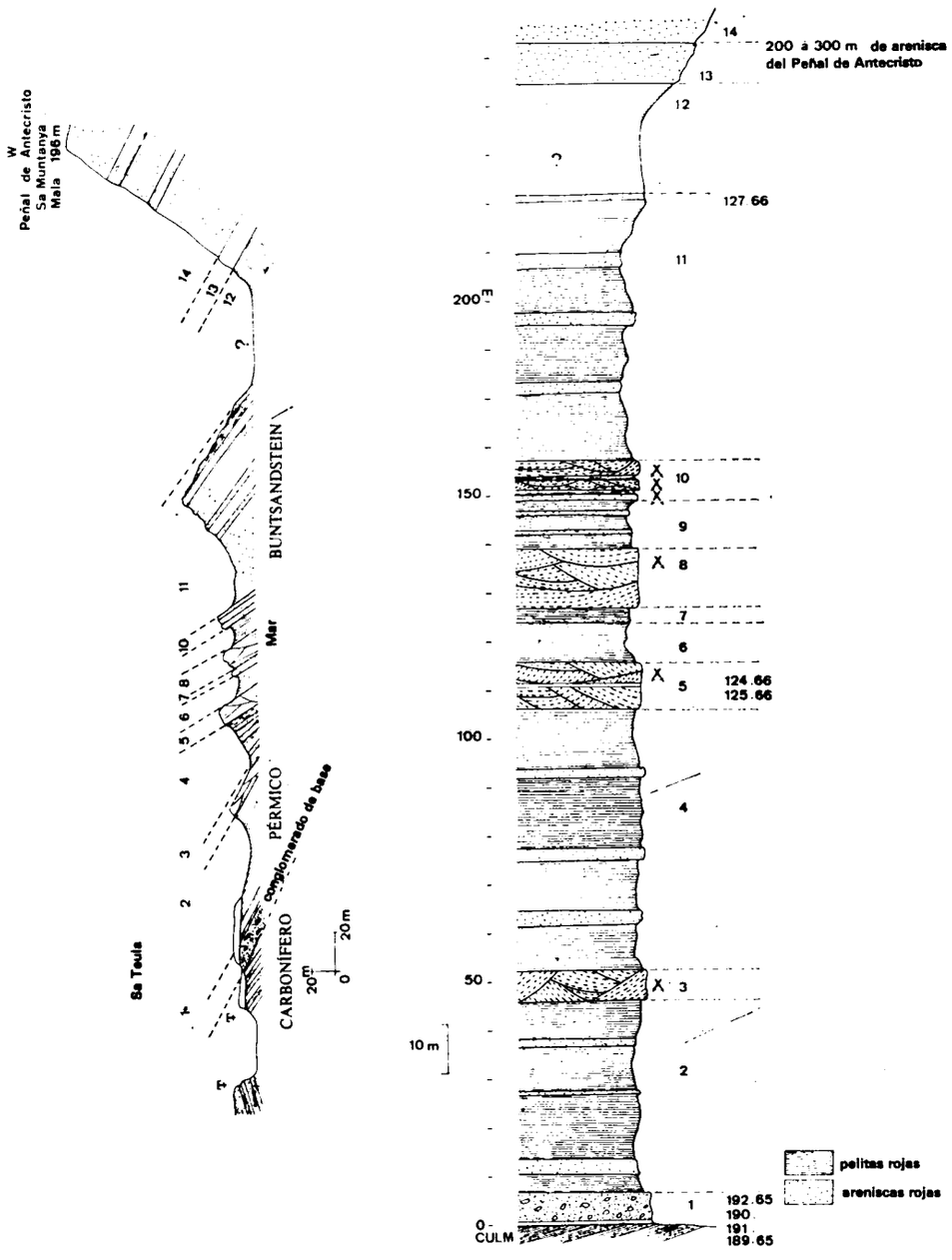


Figura 58.—Corte geológico (a la izquierda) y columna litológica del Pérmico y del Triásico Inferior de Punta Teula al Peñal de Antecristo.

flotadas del Pérmico Superior no se ven. El nivel 5, que podría parecerse, ofrece unas características y una composición mineralógica diferentes.

El equivalente de los niveles 2 a 4 no podía verse en el corte de la carretera Mercadal-Alayor. Por el contrario, al este de Menorca (Addaya) y al sur de Fornells, el equivalente posible de estos niveles muestra en comparación importantes variaciones litológicas.

Por ejemplo, al sur de Fornells, entre el km. 6,8 de la carretera de Mercadal y Cala Tirant, el conglomerado-brecha discordante sobre el Devónico está coronado por 30 metros (?) de pelitas y argilitas rojas (km. 6,8) que sólo han dado a los rayos X cuarzo, hematites, ilita y caolinita (680-63), lo que pone de manifiesto intensas alteraciones continentales. Hacia Cala Tirant estas argilitas son pronto recubiertas por una serie de areniscas y pelitas rojas con varios bancos de conglomerados, unos rojos y otros blancos, con cantos perfectamente redondeados.

Conclusiones

Son visibles grandes variaciones litológicas en la serie de argilitas, y de pelitas rojas intercaladas de niveles areniscosos que coronan el conglomerado-brecha. La serie detrítica roja, atribuible al Pérmico, es así más o menos potente y completa según las regiones, siendo probablemente el conglomerado-brecha de edad variable. El Buntsandstein, más areniscoso y tal vez destacado hacia su base por niveles de pudingas, podría tomar esta serie en bisel.

3. Las areniscas superiores

Por encima del límite del Pérmico y el Triásico, que es incierto en cuanto a su lugar y naturaleza exacta, viene una serie potente (300 metros o más?) de areniscas rojas y grises seguida de nuevo por pelitas, argilitas y areniscas blandas rojas que representan al Buntsandstein. Mediante términos complejos y variables según las regiones se realiza el tránsito al Muschelkalk.

Las areniscas rojas y grises superiores se ven al este de Menorca, al sur y sureste de Addaya, al oeste de Mahón, en el centro y oeste de la isla donde, más potentes, forman grandes macizzos, tales como Fonts Redona, Peña del Indio, Sa Marina d'en Choe y luego, más al Oeste, los de la Inclusa, Santa Agueda, Peñal de Antecristo-Falconera, Cap Gros...

Su facies permanece relativamente constante: son areniscas cuarzosas rojas, a veces muy pelíticas, pasando sin lógica aparente a areniscas grises o blancas. Estas, mejor clasificadas, con un porcentaje de cuarzo muy elevado (90 por 100 o más) en granos sobre todo monocristalinos

(pero hay granos policristalinos) redondeados (Sp=Ar=0,9) o angulosos (Sp=0,7; Ar=0,5-07), recrecidos secundariamente, han sufrido más intensamente los esfuerzos tectónicos, tanto que, a menudo, todos los granos de cuarzo están fracturados. Estas areniscas grises admiten también hiladas (micro)-conglomeráticas.

Muy frecuentemente las areniscas superiores contienen restos de plantas flotadas que se acumulan al techo de algunos bancos o en los canales. H. HERMITE atribuyó algunos de estos restos a *Equisetum arenaceum* Bron.

4. Tránsito de la serie detrítica roja al Muschelkalk

A) *Oeste de Menorca: Corte de Algayarens*

La orilla oriental de la bahía de Algayarens está constituida de N a S por:

1) Serie muy potente de areniscas rojas y grises con bancos con estratificación oblicua, que sigue a las areniscas de Cap Gros (lám. 50, figura 1). Esta serie está atravesada por un basalto dolerítico, estudiado con más detalle a continuación, a partir del cual un corte de la cumbre del Buntsandstein permite observar (fig. 59):

2) 15 m. de pelitas rojas, que en su coronación tienen un banco más calcáreo con geodas de calcita.

3) 3 a 5 m. de pelitas rojas y amarillas, con estratificación oblicua, con numerosas geodas de calcita blanca.

4) 3 a 5 m. de areniscas micáceas con estratificación oblicua y dendritas de manganeso.

5) (Punto c, fig. 59) 7 m. de areniscas cuarzosas, amarillas, grises o rosas con estratificación oblicua y cruzada.

6) 20 m. de pelitas rojas calcáreas, en bancos pequeños, con numerosas disarmonías.

7) (Punto b, fig. 59) 10 m. de dolomías grises a amarillas, cavernosas, mal estratificadas.

8) 15 m. aproximadamente de pelitas rojas calcáreas, enmascaradas por derrubios.

9) 3 m. de margas amarillas.

10) 4 a 5 m. de pelitas rojas.

11) 2 m. de areniscas.

12) 20 m. de pelitas rojas induradas, muy calcáreas, a veces con manchas. Este nivel está enmascarado en parte por derrubios.

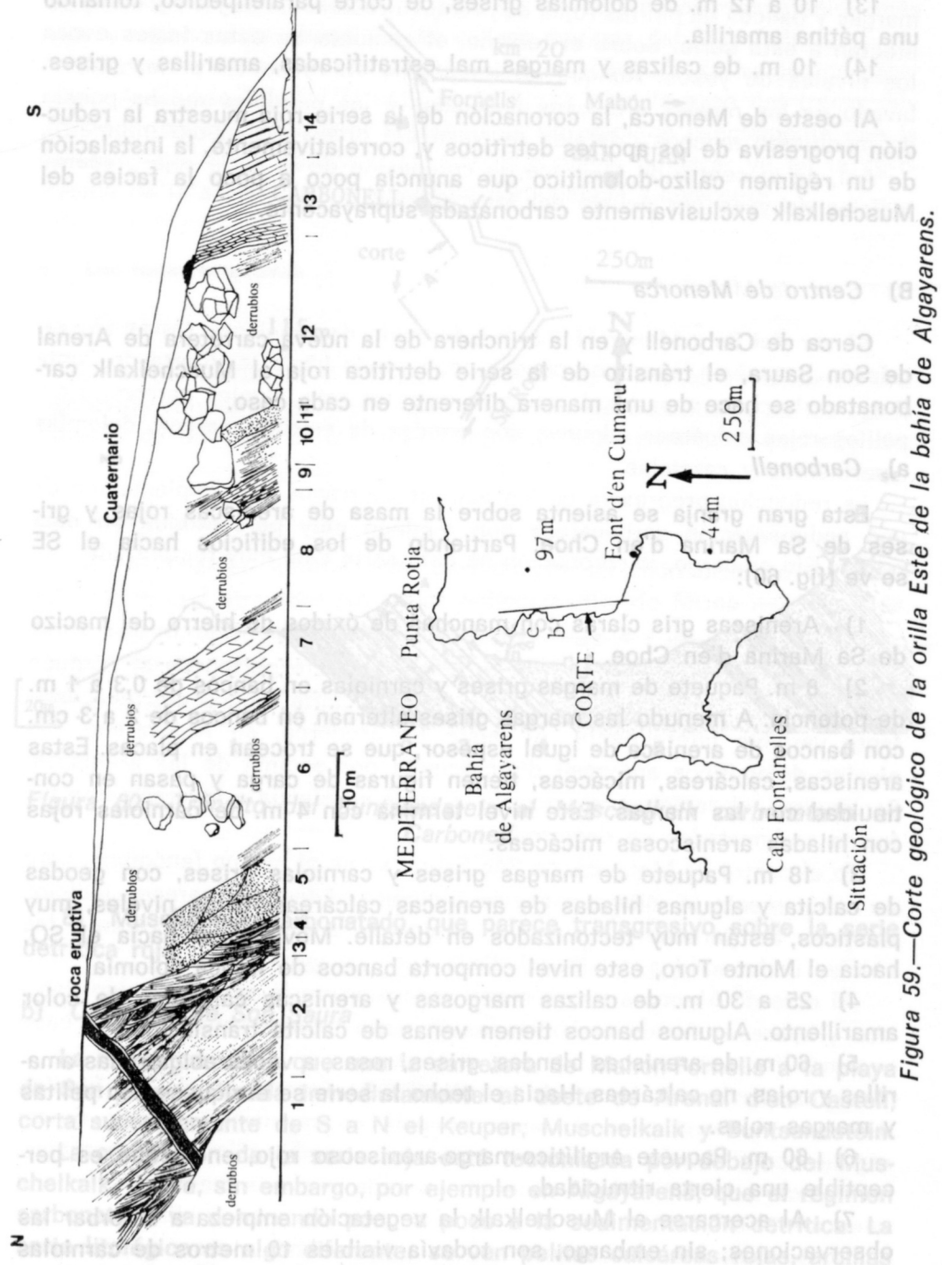


Figura 59.—Corte geológico de la orilla Este de la bahía de Algayarens.

13) 10 a 12 m. de dolomías grises, de corte paralelipédico, tomando una pátina amarilla.

14) 10 m. de calizas y margas mal estratificadas, amarillas y grises.

Al oeste de Menorca, la coronación de la serie roja muestra la reducción progresiva de los aportes detríticos y, correlativamente, la instalación de un régimen calizo-dolomítico que anuncia poco a poco la facies del Muschelkalk exclusivamente carbonatada suprayacente.

B) *Centro de Menorca*

Cerca de Carbonell y en la trinchera de la nueva carretera de Arenal de Son Saura, el tránsito de la serie detrítica roja al Muschelkalk carbonatado se hace de una manera diferente en cada caso.

a) *Carbonell*

Esta gran granja se asienta sobre la masa de areniscas rojas y grises de Sa Marina d'en Choe. Partiendo de los edificios hacia el SE se ve (fig. 60):

1) Areniscas gris claras con manchas de óxidos de hierro del macizo de Sa Marina d'en Choe.

2) 8 m. Paquete de margas grises y carniolas en bancos de 0,3 a 1 m. de potencia. A menudo las margas grises alternan en bancos de 2 a 3 cm. con bancos de arenisca de igual espesor, que se trocean en placas. Estas areniscas, calcáreas, micáceas, tienen figuras de carga y pasan en continuidad con las margas. Este nivel termina con 4 m. de carniolas rojas con hiladas areniscosas micáceas.

3) 18 m. Paquete de margas grises y carniolas grises, con geodas de calcita y algunas hiladas de areniscas calcáreas. Estos niveles, muy plásticos, están muy tectonizados en detalle. Moviéndose hacia el SO, hacia el Monte Toro, este nivel comporta bancos de franca dolomía.

4) 25 a 30 m. de calizas margosas y areniscas calcáreas de color amarillento. Algunos bancos tienen venas de calcita translúcida.

5) 60 m. de areniscas blandas, grises, rosas, a veces abigarradas amarillas y rojas, no calcáreas. Hacia el techo la serie se enriquece con pelitas y margas rojas.

6) 60 m. Paquete argilítico-margo-areniscoso rojo, en el que es perceptible una cierta ritmicidad.

7) Al acercarse al Muschelkalk la vegetación empieza a estorbar las observaciones; sin embargo, son todavía visibles 10 metros de carniolas grises, rojas, amarillas y muy vacuolares. Sus límites son imprecisos.

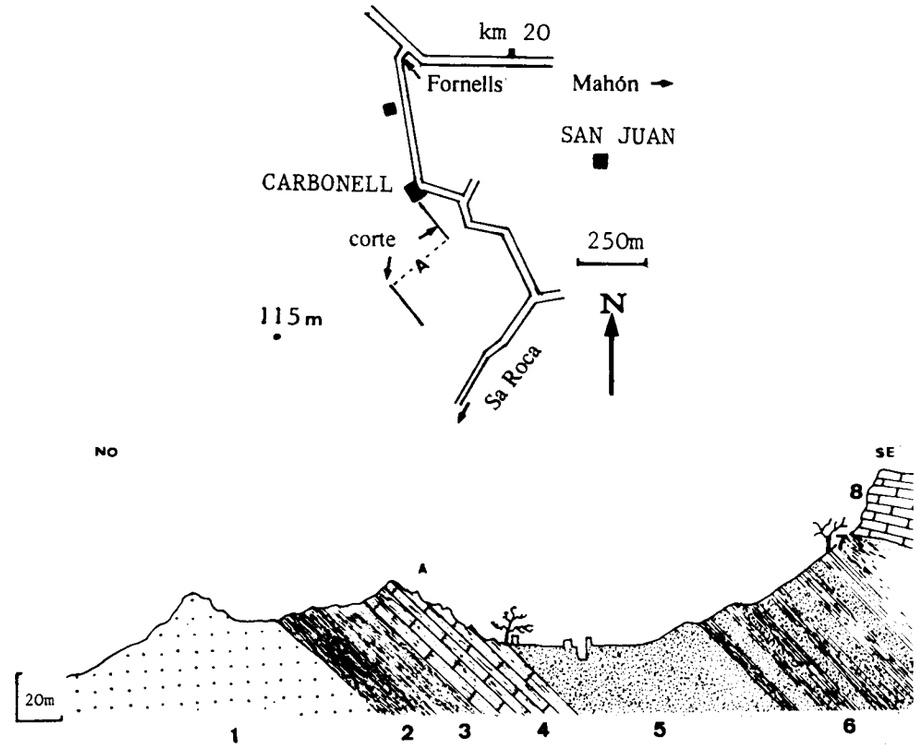


Figura 60.—Tránsito del Buntsandstein al Muschelkalk carbonatado en Carbonell.

8) Muschelkalk carbonatado, que parece transgresivo sobre la serie detrítica roja.

b) *Carretera de Son Saura*

La nueva carretera que une la carretera de Mahón-Fornells a la playa de Son Saura, situada inmediatamente al oeste de Arenal d'en Castell, corta sucesivamente de S a N el Keuper, Muschelkalk y Buntsandstein.

La coronación de la serie roja está tectonizada por debajo del Muschelkalk. Se ve, sin embargo, por ejemplo en Algayarens, que el régimen carbonatado va dominando poco a poco a la sedimentación detrítica. La serie litológica es algo diferente: se ven pelitas calcáreas rojas, arcillas y pelitas grisáceas, bancos poco potentes dolomíticos amarillos, carniolas,

margas y bancos de pelitas rojas con removilizaciones. Pliegues y fracturas afectan a esta serie. Sobre el terreno, el conjunto de estas facies evoca los niveles de yesos. Aunque no he podido ver yeso en el terreno, el lavado de los niveles arcillosos asociados a las carniolas me ha puesto de manifiesto muchos cristales de yeso del orden del medio milímetro.

Así, en el centro de Menorca, la coronación de la serie roja presenta indicios de yeso por debajo del Muschelkalk.

C) *Este de Menorca*

Al sur del Puig Menor (112,5 m.), formado de areniscas claras (rosas, grises...) masivas, aparecen poco a poco yendo hacia la Huerta de Punta Roig, en la parte superior de la serie detrítica roja, niveles carbonatados, pelitas rojas calcáreas, algunas con geodas de calcita, margas, dolomías amarillentas y carniolas.

La reducción progresiva de los aportes detríticos y la implantación de una sedimentación carbonatada son también muy perceptibles en esta región. Sin embargo, la coronación de esta serie está muy tectonizada.

Conclusiones

La serie detrítica roja, de la que la mayor parte pertenece al Pérmico Superior y al Buntsandstein, termina por una serie menos detrítica, bastante variable lateralmente. Al oeste de Menorca, en Algayarens, los niveles dolomíticos aparecen directamente por encima de las areniscas. Por encima, el carácter detrítico de la serie se atenúa e inversamente las facies carbonatadas se desarrollan.

En el centro de Menorca, en Son Saura, se ve el mismo fenómeno, pero no exactamente la misma sucesión litológica. Además, aparecen indicios de yeso. En Carbonell la sucesión litológica también es diferente y los niveles carbonatados del Muschelkalk son transgresivos.

Al este de Menorca también hay reducción de la sedimentación detrítica y aparecen facies carbonatadas, primero intermitentes y luego cada vez más frecuentes.

Estos fenómenos ponen de manifiesto el agotamiento de las fuentes de material detrítico y, al mismo tiempo, el tránsito progresivo de un régimen continental a un régimen marino, con cambio climático progresivo.

Parece que el mar hace incursiones cada vez más frecuentes en una cuenca intracontinental que acaba por ser colmatada por sedimentos detríticos. Se depositan estos sedimentos cada vez más ricos en carbonatos y van acompañados de pequeños episodios de yeso, todavía representantes

de períodos de inestabilidad. Finalmente se define una transgresión más neta y entonces se depositan las calizas marinas del Muschelkalk.

La serie francamente carbonatada del Muschelkalk se ha podido datar como Anisiense Inferior al este de Menorca y en la base del tramo. Sin embargo, es posible que el Muschelkalk no empiece exactamente con la facies francamente carbonatada, sino que puede empezar ya en la coronación de la serie roja de tendencia carbonatada subyacente.

5. Las rocas eruptivas

A) *Ferrerías*

En el pie Norte de la pequeña montaña de S'Ermita se extiende una depresión cultivada sobre el Triásico Inferior. He encontrado en las vallas bloques de dolerita, de los que no he podido determinar la procedencia.

B) *Algayarens*

Allí el Triásico Inferior está cortado por un filón eruptivo de corte prismático que atraviesa las capas oblicuamente, de forma muy acusada. Mide 3,30 m. de potencia (fig. 61 y lám. 50, figs. 2 y 3).

La roca eruptiva se enfrió dando prismas perpendiculares a los hastiales, es decir, a las superficies isotermas. A lo largo de las superficies

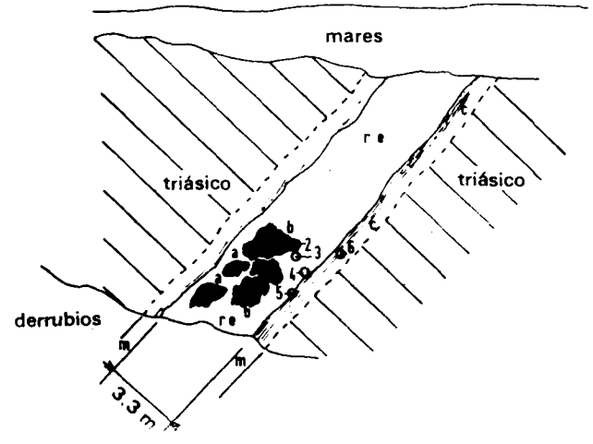


Figura 61.—Basalto dolerítico de Algayarens.

de contacto de estos prismas y de las diaclasas la roca es de color verde claro y está muy alterada (zona a, fig. 61). El microscopio sólo muestra fantasmas de cristales y una fuerte impregnación de hierro (5-65). Hacia el centro de los prismas la roca está mejor conservada (zona b, fig. 61). Presenta una estructura dolerítica con abundancia de feldespatos alcalinos y plagioclasas, algunas alteradas, augita, algunas transformadas en actinota, algo de clorita y gran abundancia de esfena, apatito y pirita (lám. 50, figuras 4 y 5). Las diferentes muestras tomadas no han dado diferencias sensibles entre el corazón y el exterior del filón.

Esta roca es un basalto dolerítico que es de estructura y génesis diferentes a las de las doleritas intrusivas en el Paleozoico de Ferragut y Binimalla. Corresponde a una fase de volcanismo particular, Triásico.

Con ocasión de la intrusión de este basalto dolerítico, el Triásico Inferior encajante sufre un ligero metamorfismo de contacto: una zona más oscura (m, fig. 61), más dura, desagregándose paralelamente al filón, no tiene al microscopio nada más que modificaciones de color y fuertes impregnaciones de hierro. Es un «borde fijado».

2. EL TRIASICO MEDIO

El Triásico Medio, según los franceses, no corresponde exactamente al Muschelkalk de los autores alemanes (fig. 54). En Menorca estas divisiones son todavía muy precisas y he utilizado en sinonimia Triásico Medio y Muschelkalk.

Después de un período de inestabilidad, definido en la coronación de la serie roja por niveles carbonatados intermitentes, se produce una clara transgresión y el mar se instala definitivamente, depositando francas calizas marinas del Triásico Medio. Estas no reposan sobre los mismos niveles según las regiones.

1. El Triásico Medio al este de Menorca: Turdunell de Dalt

En el borde este de la meseta de Alayor el Triásico Medio está muy tectonizado e incompleto. El Triásico Medio fue estudiado por P. FALLOT (1923, p. 8, fig. 1) en Casa Morell y en Binixemps (donde encontró «un Ammonites» muy vecino del *Ceratites occidentalis* Tornq.).

Para encontrar cortes satisfactorios hay que ir hacia el NO, hacia Egipto y Son Banyuls.

El Triásico Medio de Son Banyuls forma una meseta cuyo borde domina en acantilado la carretera de Cap de Favaritx (fig. 62). El Triásico Medio carbonatado está claramente despegado tectónicamente del Buntsandstein

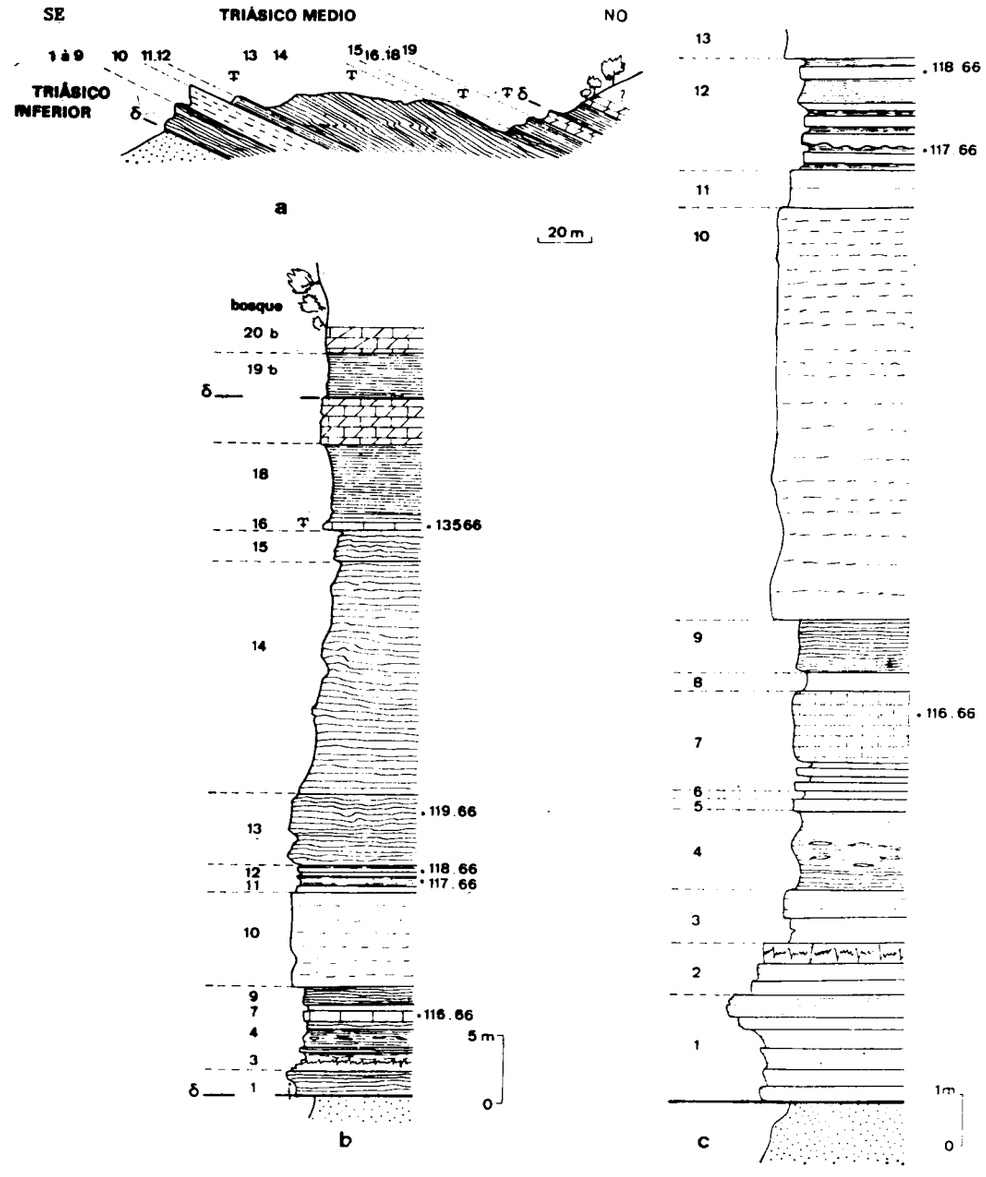


Figura 62.—Triásico Medio carbonatado en Turdunell de Dalt. a: corte geológico; b: corte litológico; c: detalle de los niveles inferiores de este corte (ver también la lámina 52).

rojo. En Turdunell de Dalt, teniendo en cuenta este despegue, se puede ver en buenas condiciones.

De abajo a arriba está constituido por (fig. 62b y c, lám. 52, fig. 1):

1) 2 m. de calizas verdosas, en bancos gruesos, con estratificación plana paralela fina.
2) 1 m. de calizas en bancos gruesos, con estratificación plana y fracturación estilolítica en la coronación.
3) 1 m. de calizas en bancos gruesos, con algunas hiladas de calizas en placas.
4) 1,50 m. de calizas arcillosas con Gasterópodos *(Loxonema* sp.) en lechos muy delgados, con algunos nódulos más calcáreos.
5) 25 cm. de caliza más masiva.
6) 10 cm. de caliza arcillosa en lechos delgados.
7) 1,80 m. de calizas, con fracturación en cubos, que, en lámina delgada, es una caliza finamente cristalina, con zonas contorneadas de calcita espática, contiene Frondicularias y algunos restos de Ostrácodos («dismicrita»).
8) 40 cm. de caliza en bancos gruesos.
9) 1 m. de caliza en placas, finamente estratificada.
10) 8 a 9 m. de calizas vermiculadas.
11) 75 cm. de caliza masiva.
12) 2,10 m. de alternancia de bancos calizos y margas claras.

En la base, en el primer nivel blando, se recogen Gasterópodos *(Loxonema* sp.), después el primer banco calizo subyacente muestra secciones de grandes Braquiópodos, tubos y pistas de gusanos hacia su parte inferior.

Por encima se ven algunos restos malos indeterminables de Ammonites, luego pequeñas conchas de tamaño cercano al centímetro que se hacen muy abundantes hacia la coronación del nivel 12, donde aparecen *Daonella* sp.

Entre los niveles 1 y 12 se ven frecuentemente estas pequeñas conchas de Lamelibranquios. Sin embargo, son más frecuentes en el nivel 117-66 y muy abundantes en el nivel 118-66 (fig. 62c).

En lámina delgada, las calizas 117-66 y 118-66 están constituidas por un fondo finamente cristalino que separa pequeñas capas elementales a lo largo de las cuales se encuentran conchas completas o valvas aisladas de estos Lamelibranquios paralelas a la estratificación plana. Cada uno de estos lechos elementales está subrayado por óxidos de hierro singenéticos. Cada concha de Lamelibranquio está rellena de calcita secundaria dispuesta perpendicularmente al caparazón en tres etapas:

1.° Contra el caparazón, en pequeñas agujas convergentes hacia el centro de la concha.
2.° Sobre estas agujas se desarrollan agujas más grandes de calcita espática.
3.° Finalmente, el hueco central de la concha está incompletamente relleno de grandes cristales de calcita.

Estas observaciones muestran que el sedimento se ha depositado lentamente en un medio tranquilo y que la compactación ha sido insignificante, es decir, que la cantidad de sedimentos depositados era débil. Por otra parte, no he observado estructuras particulares en estas conchas.

Estas conchas están constituidas por dos valvas frecuentemente unidas y hay una cierta incertidumbre sobre su datación. Se trata de una nueva especie:

Pseudomonotis schmidti nov. sp. (lám. 52, figs. 3 y 4)

1927. non *Posidonomya munieri* Nolan (manuscrito Mahón)
1935. non *Orbiculoidea* sp. Llopis Lladó. La microfauna de Braquiópodos del Triásico de Monte Toro (Menorca). Boll. Soc. de Hist. Nat., XXXV, páginas 217-226
1936. non *Posidonomya munieri* Nolan? M. Schmidt, p. 51, lám. IV, fig. 39
1936. *Pseudomonotis* sp. (non Terebratula sp.?) Schmidt, p. 43, fig. 6
1937. *Pseudomonotis* sp. Schmidt, p. 27

Discusión: Estas formas se han encontrado en 1927 por H. NOLAN en Menorca, en 1936 por M. SCHMIDT en los *niveles más bajos del Anisiense inferior,* del prebético de la región de Agost (carretera de Agost a Alicante, yacimiento no precisado por SCHMIDT).

M. SCHMIDT atribuyó estos restos al Lamelibranquio *Posidonomya munieri* Nolan? (1936, p. 51, lám. IV, fig. 39). M. SCHMIDT señala, sin embargo, el mal estado de conservación de estas formas y su tamaño, que puede alcanzar 1 cm.

En el mismo trabajo, M. SCHMIDT describe (p. 43, fig. 6) organismos muy parecidos que alcanzan hasta 0,8 cm. y que clasifica como *Pseudomonotis,* hasta entonces desconocidos, lo que confirman DIETRICH y QUENSTEDT.

Por otra parte, N. LLOPIS LLADO (1935) encuentra estos organismos en el Muschelkalk de Monte Toro, en Menorca. Los clasifica como Braquiópodos *(Orbiculoidea* sp.) y data las capas que los contienen como Ladiniense Medio a Langobardiense Inferior (sic).

M. SCHMIDT, habiéndose enterado del trabajo de N. LLOPIS LLADO, rechaza tanto la clasificación como la edad propuesta por este último autor. Para M. SCHMIDT (1936, p. 43; 1937, p. 27) es un Lamelibranquio

del género *Pseudomonotis* y de nueva especie con edad Anisiense Inferior basal.

Compartimos la opinión de M. SCHMIDT a quien dedicamos esta especie, habiendo podido recoger, por tratamiento cuidadoso con ácidos, ejemplares menos estropeados que los que él pudo observar.

Descripción: He podido aislar muchos ejemplares que no están, sin embargo, en excelente estado. El ataque cuidadoso con ácidos ha hecho desaparecer algunas estructuras orgánicas, a pesar de las precauciones tomadas. El tamaño de estas formas va desde casi un centímetro hasta algunos milímetros.

Es una concha con dos valvas delgadas, levemente ornamentadas con estrías concéntricas. Las dos valvas están a menudo juntas y recuerdan engañosamente Braquiópodos.

Sin embargo son Lamelibranquios, pues aunque las dos valvas estén unidas, no son simétricas respecto a un plano, pasando por un eventual crochet. Esta zona, frecuentemente gastada, da la impresión de un foramen. En los ejemplares en buen estado es una zona no perforada. M. SCHMIDT ya había señalado la asimetría de estos organismos (1936, página 43).

Por otra parte, las *Pseudomonotis* y *Posidonomyas* descritas por M. SCHMIDT (1936, p. 51 y 43; 1937, p. 27) son para mí una sola especie. Estos organismos, probablemente sensibles a débiles variaciones de su biotopo, tendrían tamaños reducidos o un poco mayores según las condiciones de vida.

Esta especie caracteriza la base del Anisiense Inferior.

Por encima de estos niveles tan interesantes, se ven:

13) 6 m. de calizas onduladas, en pequeños bancos de 1 a 10 cm. de espesor, con *Daonella* sp. Son calizas finamente cristalinas con escasos Gasterópodos (119-66).

14) 20 m. de calizas onduladas en pequeños bancos, con algunos niveles de calizas vermiculadas en superficie, pero que son en realidad tubos que se desarrollan *en superficie* y *en el sedimento* (lám. 52, fig. 2) representando bioturbaciones de nutrición. Los autores antiguos los llamaban, en Menorca, «Fucoides». Esta denominación, empleada indistintamente, debe abandonarse.

En lámina delgada, estos conductos no están rodeados de ninguna secreción. Se ve una segregación en el sedimento, entre el interior de los tubos (caliza afanítica con zonas espáticas) y el exterior (caliza finamente cristalina a afanítica, y con restos de organismos).

15) 3 m. de calizas onduladas.

16) 0,5 m. de calizas ligeramente dolomíticas, en placas, con *Protrachyceras hermitei* Schmidt, *P. hispanicum* v. Mosj, *P. ibericum* v. Mosj, *Nannites* cf. *mambrini* Sch., *Nannites* sp. (lám. 52, fig. 3).

Aunque las muestras de las capaas subyacentes hayan sido tratadas, este nivel ha sido el primero que ha dado Conodontos. Clasificados por J. HELMS son:

Epigondolella mungoensis (Diebel)
Neospathodus sp.
Enantiognathus ziegleri (Diebel)

cuya edad es Ladiniense Superior, es decir, un poco más reciente que la edad indicada por la lista de Ammonites de antes. En efecto, para TORNQUIST (fide A. WURM, 1913, p. 542) y para M. SCHMIDT (1936) estos Ammonites indican una edad Fassaniense Superior, lo que corresponde sensiblemente al Ladiniense Medio (fig. 54).

Según las indicaciones de J. HELMS, esta fauna es diferente de las asociaciones contemporáneas de Europa central y de la provincia alpina. Por el contrario, se ha encontrado al NE y SE de España, Cerdeña (también con los mismos restos de peces —no precisados— que en Menorca), Grecia, Austria, Israel y el Sinaí.

En lámina delgada, las calizas fosilíferas son finamente cristalinas (135-66). Tienen muchos restos orgánicos y, especialmente, caparazones de *Protrachyceras* aplastados, en los que el mismo sedimento está deformado. Es una deformación sindiagenética. Los distintos caparazones son paralelos a la estratificación original.

17) 0,75 m. de calizas masivas onduladas.

18) 6 m. de calizas en finas placas de 1 a 2 cm. de espesor, con intercalaciones de margas.

19) 4 m. de calizas dolomíticas.

Despegue tectónico.

20) Serie de varias decenas de metros de calizas onduladas o en finas placas, replegadas, equivalentes al nivel 18) que están recubiertas por calizas dolomíticas semejantes a las del nivel 19).

Conclusiones

En el este de Menorca, la parte inferior del Muschelkalk carbonatado ha podido datarse como base del Anisiense Inferior. Por encima, faunas de Ammonites y Conodontos caracterizan al Ladiniense Medio-Superior.

El estudio en detalle de los sedimentos calizos muestra una zona de depósitos tranquila con un aporte sedimentario relativamente débil. La zona de sedimentación está fuertemente oxigenada, la vida animal se

desarrolla allí rápidamente, con un cierto número de especies diferentes. La presencia de restos de Peces, formas vecinas a Ammonites, Conodontos, que son casi idénticos a los de Cerdeña, en el Ladiniense Medio-Superior, caracterizan un dominio sardo-balear, separado del dominio alpino estricto y ligado al dominio catalán.

2. El Triásico Medio del centro de Menorca

A) *Covas Veyas*

Alrededor de la granja de Covas Veyas, H. HERMITE y J. S. HOLLISTER encontraron faunas importantes.

El yacimiento más importante está cerca de la carretera Mahón-Fornells, justo en la bifurcación del camino que conduce a la granja. Fueron recogidos por J. S. HOLLISTER y clasificados por M. SCHMIDT:

Daonella franconica Tornq. (in J. S. HOLLISTER, 1934), convertida en *D.* cf. *lommeli* (in M. Schmidt, 1936)
Protrachyceras pseudoarchelaus v. Mojs.
Protrachyceras vilanovae v. Mojs.
Protrachyceras hispanicum v. Mojs.
Protrachyceras ibericum v. Mojs.
Protrachyceras archiaci Schmidt
Protrachyceras hermitei Schmidt
Aspidites (?) *menorcinus* Schmidt
Nannites pinguis Schmidt
Nannites capucinus Schmidt
Nannites mambrini Schmidt
Nautilus sp.

M. SCHMIDT ha modificado algunas clasificaciones que hizo en su tiempo von MOJSISOVICS y atribuye una edad Fassaniense Superior a esta fauna que, es de notar, es conocida en la cuenca del Ebro, en Mora de Ebro, y en Menorca. Es clásicamente considerada como no teniendo nada más que especies a relacionar con las especies alpinas típicas.

Además, M. SCHMIDT cita:

Rhynchonella sp., *Spiriferina (Mentzelia)* cf. *koveskalliensis* (Suess) Boeckh?
Anatina balearica Schmidt
Solenomya hollisteri Schmidt
Loxonema cf. elongatum Picard
Loxonema sp., *Omphaloptycha* cf. *fusiformis* Koken

Al contrario de los Ammonites que he encontrado en asociación en Turdunell de Dalt y en Covas Veyas, estas formas no parecen proceder del mismo banco ni del mismo horizonte estratigráfico. Podrían proceder de niveles más antiguos que los que contienen a los Ammonites, como es el caso en el corte de Turdunell de Dalt.

B) *Islote de Sargantana*

El islote de los lagartos está en medio de la bahía de Fornells. Por encima del Triásico Inferior que forma la costa Oeste, el Triásico Medio se compone de gruesos bancos calcáreos con lechos vermiculados, en los que P. FALLOT encontró (1923, p. 10):

Trachyceras sp., *Terquemia spondyloides* Tate
Myophoria goldfussi Alberti
«Natica» sp.

fósiles a los que M. SCHMIDT añade:

Gymnites cf. humboldti v. Mojs. (?)

lo que confirma las primeras recogidas que había tomado HERMITE en este islote y que von MOJSISOVICS había clasificado.

C) *Monte Toro*

Recorriendo la carretera de Monte Toro, el Triásico Medio se encuentra en el Pas del Bou. Reposa, despegado, sobre argilitas, pelitas rojas y algunos niveles dolomíticos amarillos del Permo-Trías.

Se ve de abajo a arriba (fig. 63):

1) 0,6 m. de calizas dolomíticas, amarillo claro a marrón, cavernosas, que, en lámina delgada, ponen de manifiesto que se trata de una antigua roca carbonatada oolítica. Actualmente, los oolitos sólo están representados por fantasmas, constituidos por aglomeraciones dolomíticas ferruginosas, rodeados por una corona de pequeños cristales de calcita. Los oolitos están dispersos en un cemento de calcita espática. Algunos muestran estiramientos diagenéticos.

2) 0,1 m. de margas dolomíticas amarillentas.

3) 0,3 m. de calizas dolomíticas con fantasmas de microorganismos no reconocibles. La roca está esencialmente constituida por el entrecruzamiento de cristales de dolomita automorfa, encapuchonados de óxidos de hierro de una centena de micrones.

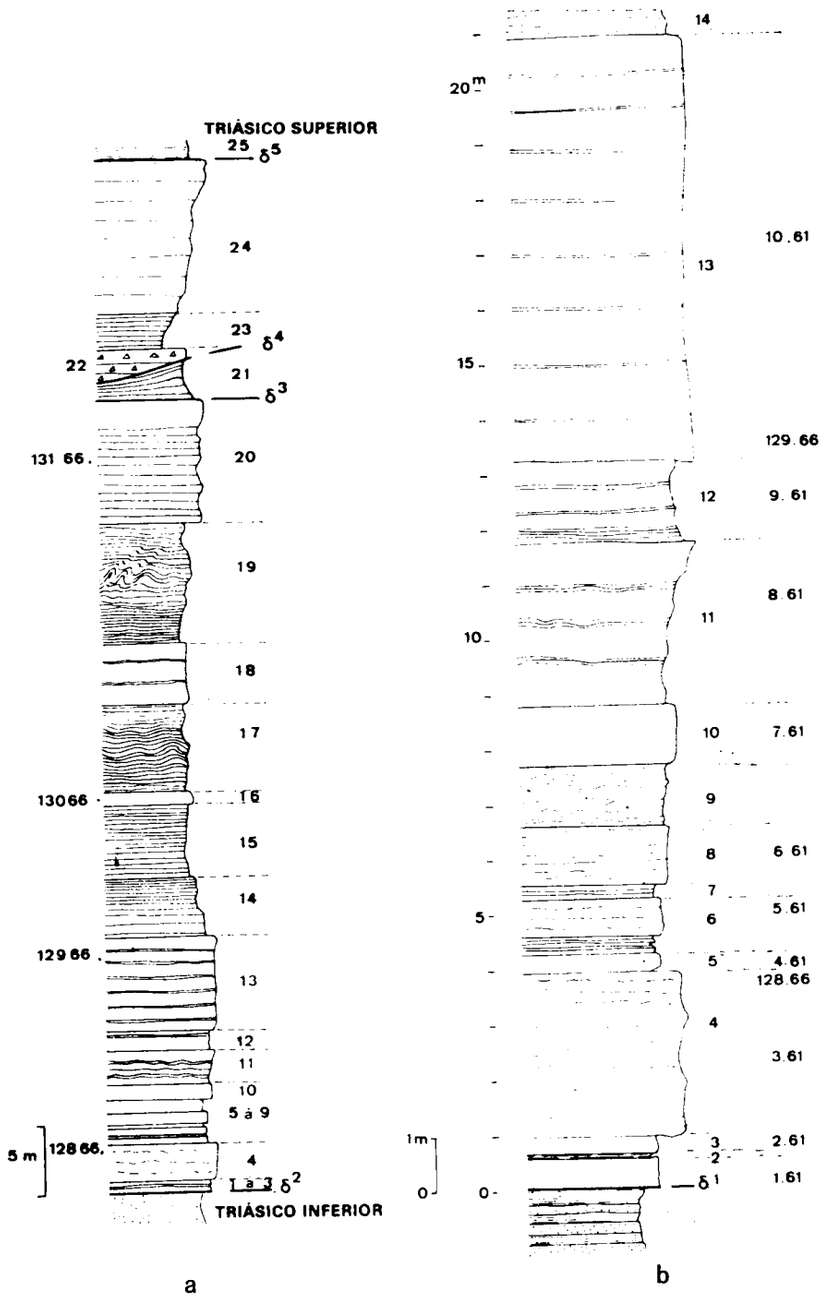


Figura 63.—Triásico Medio de Monte Toro. a: corte general; b: detalle de la parte inferior.

4) 3 a 3,5 m. de calizas masivas, verduzcas, con manchas más oscuras que se revelan como vermiculaciones hacia la coronación del banco. Son calizas finamente cristalinas, bioturbadas, con Frondicularias, Ostrácodos, artejos de Crinoides (128-66). En estos niveles no ha sido posible separar ningún Conodonto.

5) 0,3 m. de calizas idénticas a 4), pero separadas de estos últimos por 0,05 m. de caliza muy finamente estratificada.

6) 1 m. de calizas en placas en la base, masivas en la coronación, con bandas más oscuras paralelas a la estratificación. La microfacies es idéntica al nivel 118-66 del corte de Turdunell de Dalt.

7) 25 m. de calizas en finas placas.

8) 1 m. de calizas masivas.

9) 1,2 m. de calizas onduladas.

10) 1 m. de calizas masivas replegadas (pliegues en espiga).

11) 3 m. de calizas masivas verde oscuro en fractura, verde claro en superficie, con hiladas de calizas onduladas.

12) 1,5 m. de calizas en placas (sobre todo en la base), en las que P. FALLOT cita (1923, p. 12):

> *Myophoria orbicularis* Gold,
> *Phanodesmia* sp., *Coelostylina gregarea* Schlot.

He encontrado pequeños Gasterópodos, que podrían ser *Coelostylina.*

13) 7 a 8 m. de calizas masivas en bancos regulares, muestran en superficie muy bonitas *Daonella* cf. *lommeli* v. Mojs. (lám. 53, fig. 1).

Las láminas delgadas estudiadas (9-61, 129-66, 10-61) no muestran variaciones en las microestructuras: son siempre calizas finamente cristalinas, bioturbadas (con las mismas observaciones que para el nivel 135-66 de Turdunell de Dalt), con Frondicularias y Ostrácodos, en proporción variable.

14) 5 a 6 m. de calizas con estratificación cada vez más ondulada. La superficie de los bancos tiene frecuentes vermiculaciones.

15) 6 m. de calizas en finas placas.

16) 1 m. de caliza muy ondulada en la base, masiva en la coronación. Es una caliza finamente cristalina (130-66), con Frondicularias y Ostrácodos, mostrando cristales de neogénesis de siderosa alterados.

17) 7 m. de calizas en placas, replegadas.

18) 5 m. de calizas masivas con hiladas de calizas onduladas.

19) 10 a 14 m. de calizas en placas que pasan a calizas onduladas hacia su coronación (lám. 53, figs. 3 y 4).

20) 14 m. de calizas masivas, vermiculadas. Estas calizas se explotan en canteras al oeste de la carretera. En lámina delgada, son calizas finamente cristalinas con recristalizaciones secundarias (131-66).

Conclusiones

En el centro de Menorca, el Triásico Medio tiene las mismas características que en el este de la isla. Sólo son discernibles variaciones litológicas que dependen de factores sedimentológicos locales.

3. Tránsito del Triásico Medio al Triásico Superior

A) *Monte Toro*

Un despegue d 3 afecta la coronación de las calizas del nivel 20 del corte de Monte Toro (fig. 63a).

Por encima de este despegue d 3 se suceden:

21) Calizas en placas.

Nuevo despegue d 4, luego:

22) 1 a 3 m. de dolomías en bancos delgados.

23) 25 m. de dolomías marrón, primero masivas, luego en bancos delgados, luego en placas.

24) Margas dolomíticas y arcillas amarillas y verdes del Triásico Superior.

Los niveles 22 y 23 se vieron en el corte de Turdunell de Dalt, por encima de las calizas dolomíticas y las calizas en placas. Este horizonte dolomítico es constante al techo del Triásico Medio carbonatado. Indica que después de una sedimentación caliza de mar abierto, el quimismo del área marina cambia hacia el fin del Triásico Medio. Esta sedimentación carbonatada pasa en transición a una sedimentación cada vez más arcillosa en el Triásico Superior.

B) *Cala Fontanelles*

En 1934, J. S. HOLLISTER había citado una fáunula de Lamelibranquios del Ladiniense Superior procedente de esta región. Según este autor, el yacimiento no tenía una posición clara en el Muschelkalk.

En 1936, M. SCHMIDT citaba, procedente de este mismo yacimiento (coll. HOLLISTER):

Myophoria inaequicostata Klipst.
Cassianella cf. decussata von Mojs.

que determinan el Ladiniense Superior-Cordevoliense Superior (fig. 54).

Esta fáunula, encontrada en calizas margosas, podría indicar que la facies carbonatada alcanza el Triásico Superior.

III. EL TRIASICO SUPERIOR

Siempre muy tectonizado, se presta muy mal a estudios de detalle.

1. Monte Toro

En Monte Toro (fig. 63a) el límite superior del Triásico Medio es impreciso. La facies Keuper empieza por niveles de arcillas amarillas y verdes, seguidas de margas con hiladas de yesos localmente y niveles dolomíticos, recurrentes. TORNQUIST, en 1909, había hecho un corte del Triásico de Monte Toro, determinando algunos de estos niveles por encima del Muschelkalk.

Estas facies se ven localmente. Están muy tectonizadas y rápidamente enmascaradas por derrubios.

2. Bahía d'es Guix (1)

Inmediatamente al oeste de Fornells, el acantilado de la Bahía d'es Guix está constituido de abajo a arriba por (fig. 64):

1) 8 m. de calizas vermiculadas del Triásico Medio.
Despegue.
2) 10 m. de calizas dolomíticas.
3) 1 m. de arcillas dolomíticas con una intercalación de 0,2 m. de calizas marrón-ocre.
4) 2 m. de margas grises y rojas con cuarzos bipiramidados, tectonizadas.
5) 1 m. de dolomías finamente estratificadas que se disgregan en prismas.
6) Más de 20 m. de arcillas abigarradas, con yesos de diferentes colores, luego dolomías vacuolares amarillentas en su coronación.
7) Dolomías más o menos masivas, jurásicas.

El nivel está parcialmente enmascarado por derrubios y su contacto con las dolomías jurásicas no es visible. Estas están recubiertas, hacia la coronación del acantilado, por el marés cuaternario.

(1) Guix=yeso.

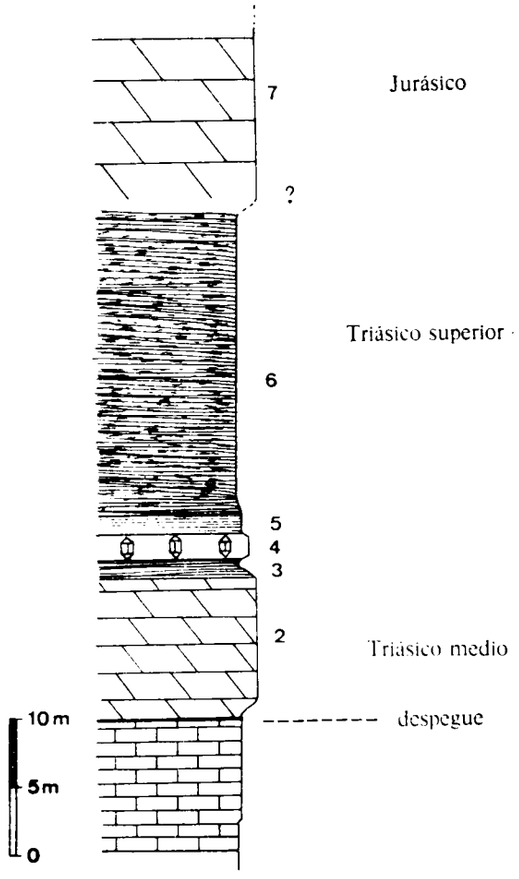


Figura 64.—Triásico Superior en la Bahía d'es Guix.

3. Dins es Guix

En la costa este de la península de Caballería, el Triásico Superior se compone de abajo a arriba de:

1) 0,3 m. de dolomías blandas.
2) 0,45 m. de dolomías más duras, con cristales de calcita y con finos niveles margosos.
3) 0,1 m., banco de caliza margosa.
4) 0,4 m. de dolomías vacuolares amarillentas y margas ocres y grises.
5) 2,5 m. de dolomías grises de aspecto noduloso, que se hacen más

oscuras hacia su techo y alteradas en superficie en un fino polvo calizo gris.

6) 4 m. de dolomías vacuolares y margas ocres y grises con cuarzos bipiramidados que pasan hacia su coronación a calizas finamente estratificadas.

7) 15 m. de margas rojizas y grises, con cuarzos bipiramidados y yesos rojos y blancos en cristales (algunos en punta de lanza) o en hiladas sacaroideas.

8) 0,5 m. de margas ocres.

9) 8 m. de margas grises y rojas, rematadas localmente por dolomías en vías de desdolomitización con cristales de calcita.

Conclusiones

El Triásico Superior sólo puede estudiarse a trozos. Sucediendo al Triásico Medio en transición, sus depósitos de arcillas, margas abigarradas y yesos definen un cierto confinamiento del medio de sedimentación. Sin embargo, son todavía perceptibles, aunque discretas, influencias marinas francas, subrayadas por el depósito de bancos de calizas.

El yeso aparece siempre en bolsadas o en hiladas. Puede ser bastante potente, facilitando las disarmonías. Son visibles explotaciones artesanas al NE de Alayor, en el domo triásico que rompe la meseta de Alayor. Principalmente el yeso aparece también en Es Clot d'es Guix (cerca de Binixemps), S'Albaida, Son Gall. La presencia de Triásico Superior había escapado a los autores precedentes, o incluso había sido negada.

La potencia de Triásico Superior, siempre reducida tectónicamente, puede estimarse como del orden de 50 a 100 metros.

3. PROPIEDADES MECANICAS

La potente serie de argilitas y pelitas rojas atribuibles al Pérmico representa un nivel de despegue preferencial, entre las masas más resistentes del Devónico y Carbonífero y las potentes areniscas del Buntsandstein por otra parte.

Aunque muy potentes (300 metros?), las areniscas del Buntsandstein no han reaccionado como una masa homogénea a los esfuerzos tectónicos. Los numerosos niveles de argilitas y pelitas que se han depositado en bancos delgados con estas areniscas han jugado casi sistemáticamente y constituyen otros tantos niveles disarmónicos.

Si el Muschelkalk reacciona en general de una manera homogénea

a los esfuerzos, los niveles de calizas onduladas del Ladiniense, en bancos delgados repetidos, se desolidarizan frecuentemente de los potentes niveles dolomíticos que las coronan.

En cuanto al Keuper, por sus arcillas, margas y yesos es un nivel de despegue preferencial, por debajo de la masa compacta de las dolomías y calizas del Jurásico y Cretácico.

4. CONCLUSIONES GENERALES SOBRE EL PERMICO Y EL TRIASICO

Por encima del Devónico y el Carbonífero plegados por las fases tectónicas varíscicas, luego emergidos y erosionados, los sedimentos detríticos rojos discordantes del Pérmico Superior y del Triásico Inferior inician un nuevo ciclo de sedimentación.

El área de sedimentación, primero continental, es poco a poco invadida por el mar que, después de algunas incursiones, llega en franca transgresión sobre el conjunto de esta región hasta el Anisiense Inferior.

Durante el Triásico Medio, el área marina, epicontinental, permanece estable. Hacia la coronación del Triásico Medio se inicia una regresión y las facies se hacen lagunares en el Triásico Superior.

1. LIMITES

Los límites de los diferentes términos representando al Pérmico y al Triásico son puramente litológicos. No corresponden, lo más frecuentemente, a límites cronológicos.

2. SERIE ESTRATIGRAFICA

1. Pérmico y Buntsandstein

En el conjunto de la isla de Menorca, la serie detrítica roja, discordante tanto sobre el Devónico como sobre el Carbonífero, se inicia por un conglomerado-brecha poligénico. Es, en parte, una brecha residual continental cuyos elementos angulosos proceden de la removilización casi «in situ» del Paleozoico subyacente y cuyos elementos rodados vienen, en menor medida, de afloramientos paleozoicos más alejados, de los que de algunos no queda señal en Menorca.

La parte inferior de la serie detrítica roja que sigue al conglomerado-brecha está constituida, en el centro de Menorca, por argilitas, pelitas rojas y areniscas «inferiores», que han proporcionado esporas y polen del Pérmico Superior. La serie atribuible al Pérmico aparece como más o menos potente y completa según las regiones, siendo el conglomerado-brecha de edad variable. El Buntsandstein, más arenoso y tal vez definido en su base por niveles de pudingas, podría tomar esta serie en bisel.

Por encima del límite del Pérmico y del Triásico, incierto en cuanto a su situación y naturaleza exacta, viene una serie potente de areniscas rojas y grises con *Equisetum arenaceum* Bron. Primero, esencialmente arenoso, el Buntsandstein se hace, hacia su coronación, más carbonatado y aparecen bancos de calizas y dolomías localmente, con muy discretas hiladas de yeso.

Estos niveles representan una inestabilidad del área de depósito y corresponden a incursiones marinas, preludio de la definitiva transgresión del Triásico Medio.

2. Triásico Medio

Las facies carbonatadas del Triásico Medio reposan en transgresión sobre los niveles precedentes y han podido datarse en su base como Anisiense Inferior. Sin embargo, es muy probable que el Triásico Medio no empiece exactamente con las facies de calizas, sino que puede ya empezar en la coronación de la serie roja con tendencia carbonatada subyacente.

El Triásico Medio está constituido por calizas fosilíferas, frecuentemente bioturbadas. Además del Anisiense Inferior, las faunas de Ammonites asociados a Conodontos han permitido caracterizar al Ladiniense Medio-Superior.

Hacia la coronación del Triásico Medio, es perceptible una neta variación sedimentológica y se depositan las dolomías, que llegan hasta el Triásico Superior.

3. Triásico Superior

Está constituido por arcillas, margas abigarradas con niveles de yesos y con cuarzos bipiramidados, dolomías estratificadas y carniolas. Es un nivel eminentemente plástico. No se han visto en las rocas eruptivas básicas («ofitas» ...). Su límite con el Jurásico es convencional.

El Buntsandstein está atravesado en Algayarens por un filón de basalto dolerítico.

3. AREA DE DEPOSITO

La potente serie detrítica roja del Pérmico Superior y del Buntsandstein corresponde a la diseminación, sobre grandes superficies, de los productos de erosión de los terrenos paleozoicos emergidos. Esta erosión se acompañó de alteraciones continentales intensas, como lo ponen de manifiesto la rubefacción del Paleozoico y la presencia de ilita y caolinita en la matriz del conglomerado y en las argilitas que le suceden.

El depósito de estos sedimentos rojos corresponde a fases alternantes de exondación, durante las cuales parte de los sedimentos anteriores son alterados o removilizados por fases eólicas locales, y lluvias violentas y repentinas provocando crecidas que recogen los sedimentos ya depositados y depositan nuevos sedimentos. En esta gran cuenca de diseminación, la parte exacta que corresponde a influencias marinas no ha podido diferenciarse. Sin embargo, hacia el fin del Buntsandstein, el mar hace incursiones cada vez más frecuentes en esta cuenca intracontinental que acaba por ser colmatada.

El mar llega en transgresión general en el Triásico Medio. Es un mar epicontinental, tranquilo, cuyo fondo está frecuentemente ocupado por organismos bioturbadores. La presencia de restos de Peces, de asociaciones de Ammonites, de Conodontos que son casi idénticos en Menorca y en Cerdeña, permite caracterizar un dominio marino sardo-balear, separado del dominio alpino estricto, del que recibe, sin embargo, influencia. Este dominio sardo-balear se enlaza con el dominio catalán.

Hacia la coronación del Triásico Medio se inicia una regresión, que es más acusada durante el Triásico Superior.

CAPITULO 2.—EL JURASICO

INTRODUCCION

Por encima del Keuper, con límites imprecisos, el Jurásico está constituido por una potente serie de dolomías que llegan al Toarciense fosilífero, luego al Jurásico Medio y al Jurásico Superior.

Los depósitos carbonatados jurásicos caracterizan un área de sedimentación nerítica (Toarciense), evolucionando hacia una plataforma (Dogger) y luego hacia una zona confinada (Malm). Reflejan esta evolución los diferentes fósiles y microfósiles, las estructuras sedimentarias y los sedimentos del Jurásico. Este confinamiento cesará en el límite Jurásico-Cretácico. Se desarrollarán rápidamente facies de mar abierto, de plataforma o de entorno arrecifal, con biotopos relativamente ricos en especies.

ANTECEDENTES

1879. H. HERMITE descubre en Alcoitx (meseta de Alayor) *Rhynchonella meridionalis* Desl. y *Terebratula mariae* D'Orb. de la base del Liásico Superior, según él. El Liásico existe, pero la ausencia de fósiles impide «establecer divisiones estratigráficas» (p. 118 del trabajo de H. HERMITE). Las dolomías son jurásicas.

1923. P. FALLOT sitúa la mayor parte de las dolomías de Menorca en el Triásico Superior. El Liásico está «formado por calizas masivas grises y, sin duda, todavía, parcialmente por dolomías. Continuación y luego eco del régimen sedimentario del Triásico Superior» (p. 14 del trabajo de P. FALLOT). P. FALLOT descubre un segundo yacimiento de Braquiópodos, del Liásico Medio, según él, al pie de la torre de Fornells. Piensa que el Jurásico Medio y Superior no se han depositado, o al menos no se han conservado.

1934. J. S. HOLLISTER, después de haber vuelto a situar justamente las dolomías en el Liásico, admite la presencia de Jurásico Medio y Superior, aunque sin aportar la prueba de su existencia.

1960. G. COLOM y B. ESCANDELL escriben que el Liásico comienza en Menorca con calizas, citan Braquiópodos del Pliensbaquiense y atribuyen los Braquiópodos de Fornells al Liásico Superior, como había hecho HERMITE. Para ellos, Menorca está emergida del Dogger al Malm.

En 1963 (R. BOURROUILH y M. MOULLADE) el estudio del cabo Fornells permite establecer la estratigrafía del Jurásico. Por encima del Keuper margoyesífero, el Jurásico empieza por una potente serie de dolomías liásicas, respetando hacia su coronación un yacimiento de Braquiópodos *toarcienses.* Las dolomías alcanzan el Jurásico Medio con *Meyendorffina* y el Jurásico Superior calcáreo.

1. DISTRIBUCION

El Jurásico de Menorca forma tres grandes regiones (fig. 65):

A) Al N, las penínsulas de Caballería, Fornells y Atalaya de Fornells, que permiten un estudio muy completo del Jurásico.

B) En el centro, la meseta de Alayor está formada sobre todo de dolomías. Sin embargo, hacia la cota 235, su punto culminante, hay calizas, y hacia Alcoitx reaparecen las margo-calizas con Braquiópodos del Toarciense. Separado al oeste de esta meseta el Monte Toro, por encima del Triásico, está formado por dolomías sobre todo.

C) Al oeste de Menorca, la meseta de Almudaina está constituida de dolomías sobre las que viene en transgresión el Vindoboniense (S de Cala Morell, Punta Nati, Cap Bajoli, al N y NO de Ciudadela).

2. ESTRATIGRAFIA

El problema del límite inferior del Jurásico ha sido evocado anteriormente. Arbitrariamente, he considerado que el Liásico empezaba con las dolomías masivas. Estas dolomías, muy potentes (300 m. ?), tienen intercalaciones de margo-calizas fosilíferas del Toarciense; luego, mucho más arriba, hay lentejones calizos o incluso bancos de calizas oolíticas con *Meyendorffina* (ex Dictyoconus) *cayeuxi* (Lucas) del *Dogger.* Por encima, el Jurásico Superior está representado por calizas dolomíticas y calizas. El límite con el Cretácico Inferior es impreciso.

Un primer punto queda establecido: el Dogger y el Jurásico Superior están claramente presentes en Menorca. No hay «emersión total» durante estos períodos.

Un segundo punto concierne a las dolomías que no son exclusivamente liásicas: es una facies de sustitución sin límite preciso, que conta-

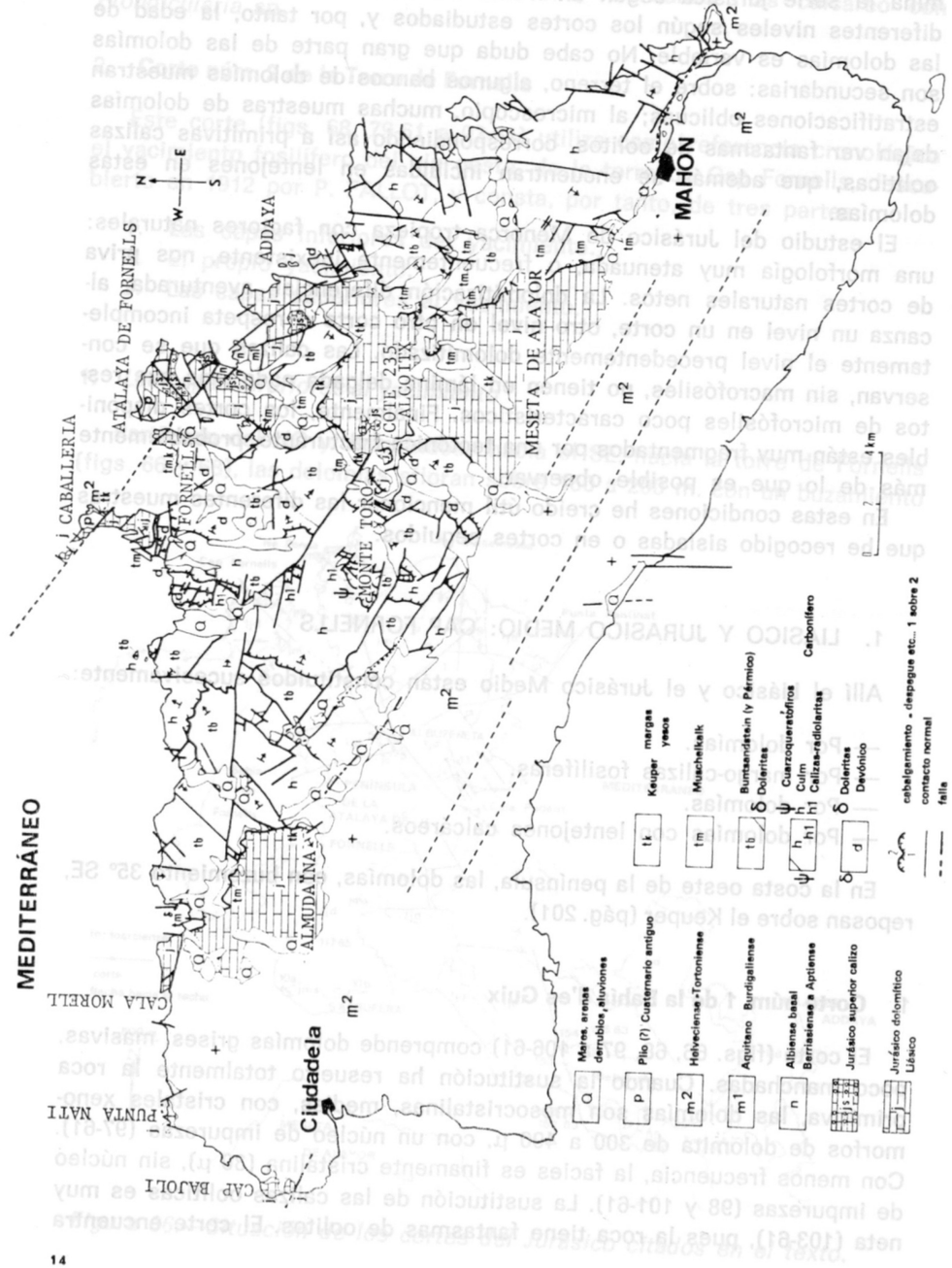


Figura 65.—Distribución de los afloramientos jurásicos en Menorca.

mina la serie jurásica según un *frente de dolomitización*. Este alcanza diferentes niveles según los cortes estudiados y, por tanto, la edad de las dolomías es variable. No cabe duda que gran parte de las dolomías son secundarias: sobre el terreno, algunos bancos de dolomías muestran estratificaciones oblicuas; al microscopio, muchas muestras de dolomías dejan ver fantasmas de oolitos, correspondiendo así a primitivas calizas oolíticas, que además se encuentran incluidas en lentejones en estas dolomías.

El estudio del Jurásico de Menorca tropieza con factores naturales: una morfología muy atenuada, o frecuentemente inexistente, nos priva de cortes naturales netos. La dolomitización diferencial, aventurada, alcanza un nivel en un corte, otro nivel en otro corte o respeta incompletamente el nivel precedentemente dolomitizado. Las calizas que se conservan, sin macrofósiles, no tienen en lámina delgada nada más que restos de microfósiles poco característicos. Finalmente, los cortes disponibles están muy fragmentados por una tectónica fracturante, probablemente más de lo que es posible observar.

En estas condiciones he creído útil mencionar las diferentes muestras que he recogido aisladas o en cortes seguidos.

1. LIASICO Y JURASICO MEDIO: CAP FORNELLS

Allí el Liásico y el Jurásico Medio están constituidos sucesivamente:

— Por dolomías.
— Por margo-calizas fosilíferas.
— Por dolomías.
— Por dolomías con lentejones calcáreos.

En la costa oeste de la península, las dolomías, con buzamiento 35° SE, reposan sobre el Keuper (pág. 201).

1. Corte núm. 1 de la Bahía d'es Guix

El corte (figs. 66, 68, 97 a 106-61) comprende dolomías grises, masivas, poco manchadas. Cuando la sustitución ha resuelto totalmente la roca primitiva, las dolomías son mesocristalinas, medias, con cristales xenomorfos de dolomita de 300 a 400 μ, con un núcleo de impurezas (97-61). Con menos frecuencia, la facies es finamente cristalina (30 μ), sin núcleo de impurezas (98 y 101-61). La sustitución de las calizas oolíticas es muy neta (103-61), pues la roca tiene fantasmas de oolitos. El corte encuentra

también microbrechas (102-61, 105-61), y un banco más calcáreo con *Frondicularia* sp.

2. Corte núm. 2 de la Torre de Fornells

Este corte (figs. 68, 79-61 a 93-61) utiliza como referencia cronológica el yacimiento fosilífero del pie oeste, de la torre de Cap Fornells, descubierto en 1912 por P. FALLOT, y consta, por tanto, de tres partes:

1. Las capas inferiores del yacimiento.
2. El propio yacimiento.
3. Las capas superiores al yacimiento.

1. *Las capas inferiores al yacimiento*

Partiendo del NO y dirigiéndose hacia el SE, hacia la torre de Fornells (figs. 66 y 68), las dolomías afloran sobre 150 a 200 m. con un buzamiento

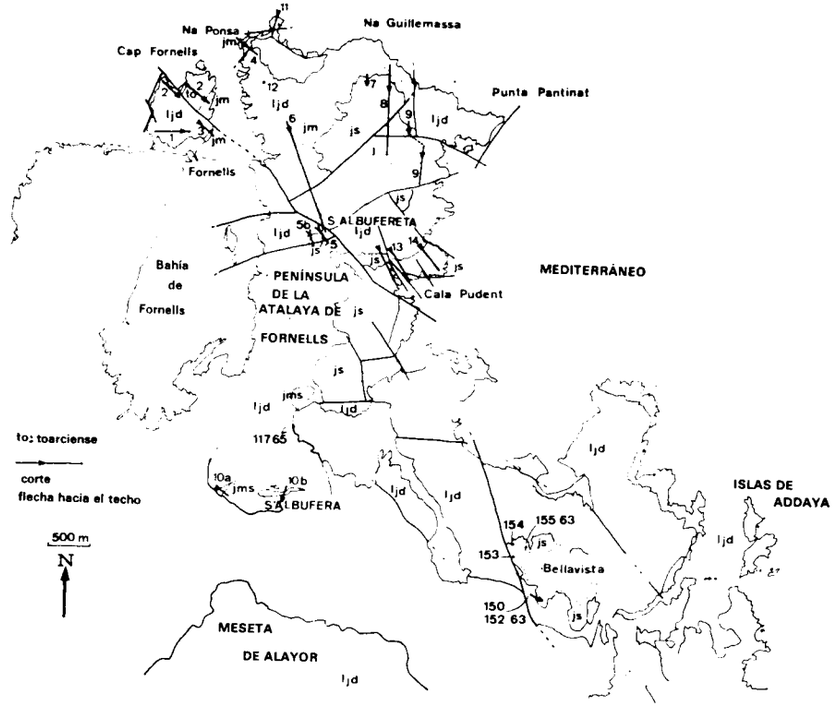


Figura 66.—Situación de los cortes del Jurásico citados en el texto.

SE, es decir, son cada vez más modernas dirigiéndose a la torre. De abajo a arriba se observa:

1) De 97 a 82-61 dolomías mesocristalinas finas (160 μ) con cristales xenomorfos con núcleo de impurezas.

2) De 83 y 84 dolomías mesocristalinas finas fajeadas, mostrando (84) lechos elementales de 0,6 mm., *granoclasificados directamente,* con una base cuyos cristales tienen 80 μ, y un techo donde los cristales tienen algunos micrones. Es probablemente aquí el indicio de una dolomía primaria.

3) De 85 a 87-61 dolomías mesocristalinas finas (80 μ) sin impurezas, luego (87) con impurezas y probables restos de organismos dolomitizados (Crinoides, Lamelibranquios, ?). Esta muestra forma el *muro* del yacimiento fosilífero.

2. *El yacimiento fosilífero* (figs. 67 y 68)

Por encima, vienen:

4) 4 a 5 m. de margas ocre-amarillo, con venas de calcita, con algunos restos de Crinoides y de Lamelibranquios.

5) 2,5 m. de margas y margo-calizas con (clasificaciones de G. DUBAR):

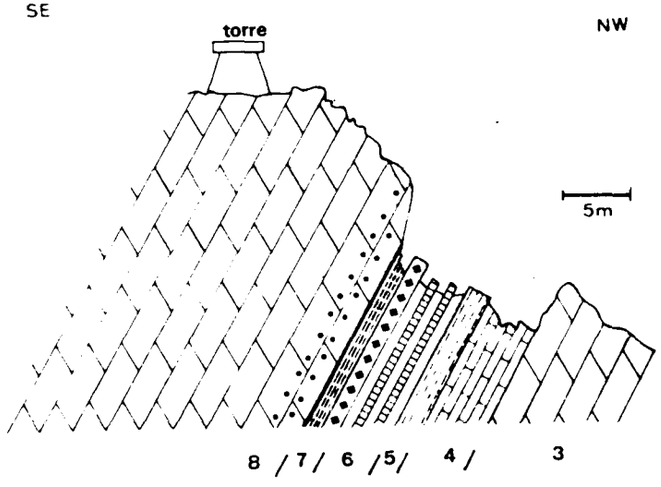


Figura 67.—Toarciense de Cap Fornells.

Rhynchonella bouchardi var. *rustica* Dubar.
Rh. bouchardi Davidson tendente a la variedad *penichensis* Choffat.
Rh. cf. *fallax* E. Desl.

Estas Rhinchonellas son muy abundantes y variables en sus diferentes formas. Clásicamente se encuentran en otro sitio en compañía de *Harpoceras serpentinum* Reinecke, o sea, Toarciense Inferior.

6) 4 m. de margas grises, más induradas que las precedentes, con Braquiópodos diferentes y mucho más grandes (det. G. DUBAR):

Rhynchonella meridionalis E. Desl., Rh. cf. *meridionalis* Desl.
Rh. batalleri Dubar, *Rh.* cf. *batalleri* Dubar.
Rh. sp., especie distinta, intermedia entre *Rh. meridionalis* y *Rh. batalleri* Dubar.
Rh. tifritensis Flamand y *Rh. cf. tifritensis* Flamand.
Rh. darestei Dubar.
Rh. «variabilis» Flamand non Schlotheim.

En el yacimiento hay numerosos ejemplares de todas estas especies, con numerosas variedades, formas próximas o parecidas.

Estos Braquiópodos se encuentran en otros sitios en la base de la zona de *Hildoceras bifrons,* Brug., o sea, el Toarciense Medio. Por lo demás, en su compañía he encontrado un núcleo de Ammonite que podría ser el de un joven *H. bifrons* Brug.

7) 2 m. aproximadamente, capas dolomíticas grises que pasan hacia arriba a capas ocre-amarillo, luego cada vez más rojas, con pirita, Allí he encontrado un Ammonite clasificable como *Mercaticeras* sp. (Toarciense Medio), o como *Crassiceras* sp. La zona de *H. bifrons,* estando situada debajo, parece que, por tanto, se trata de un *Crassiceras* sp. (Toarciense Superior).

Esta sedimentación margo-calcárea de zona nerítica se interrumpe por una superficie ferruginosa, tendente según lugares a una superficie endurecida (hard-ground) que separa los niveles 7 y 8, y representa una crisis sedimentológica al final del Toarciense.

Los óxidos de hierro de esta superficie contaminan «per descensum» el nivel 7, coloreándolo.

El lavado y tamizado de los diferentes niveles margo-calcáreos no ha dado ningún microfósil. Por el contrario, es muy abundante el cuarzo detrítico.

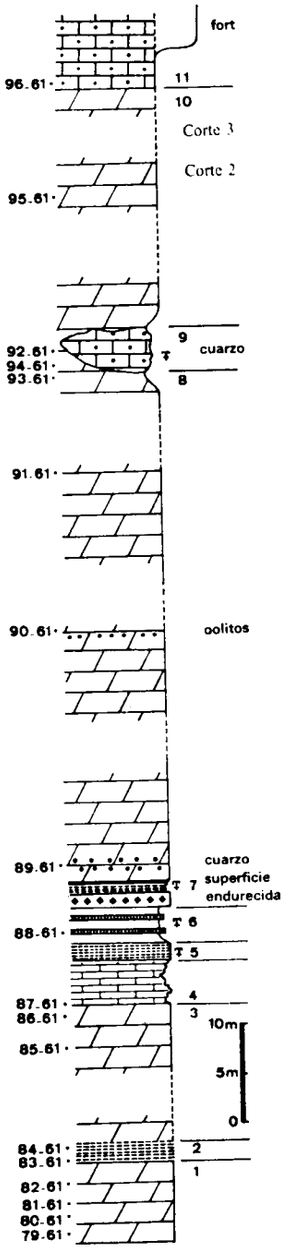


Figura 68.—Liásico y Dogger de Cap Fornells.

3. *Capas superiores al yacimiento*

8) Por encima de la superficie endurecida se reanudan las dolomías y siguen hasta el E del Cap. Son microcristalinas, medias, con cristales xenomorfos de dolomita con núcleos de impurezas, y la mayor parte de las veces con fantasmas de oolitos reliquias de una caliza original; también tienen a menudo *granos de cuarzo* (90-61, 91-61).

9) Se conserva un lentejón de caliza original a una treintena de metros al este de una capilla. Está constituido (92-61) por oolitos yuxtapuestos, ligados por calcita macrocristalina, lo que es testimonio de un depósito en *medio agitado*. Los núcleos de los oolitos son Foraminíferos, o granos de cuarzo que pueden estar recrecidos secundariamente y tener entonces sus caras cristalinas, o incluso agregados de calcita microcristalina. Los granos de cuarzo primitivos, que alcanzan hasta 0,5 mm., son más bien redondeados, mono o policristalinos.

Los Foraminíferos encontrados en estas calizas han sido objeto de una publicación separada (R. BOURROUILH y M. MOULLADE, 1963).

Son Orbitolínidos primitivos, cuyo lugar sistemático es todavía incierto. En efecto, M. MOULLADE había clasificado estas formas en 1963 entre las *Meyendorffina*, para agruparlas en 1967 en un nuevo subgénero: *Lucasella*.

En 1963 se habían individualizado en Menorca (fig. 69):

Meyendorffina bizonorum n. sp.
Meyendorffina minoricensis n. sp.
Meyendorffina sp., probablemente nueva.

que estaban asociadas a una forma descrita por

G. LUCAS en Argelia (1942) bajo el nombre de *Dictyoconus cayeuxi* Lucas, calificado por MOULLADE en 1967 como *Meyendorffina (Lucasella) cayeuxi* (Lucas), 1942.

Por encima de estas calizas, que considero, por las razones a continuación, como pertenecientes al Dogger, el corte sigue así (fig. 68):

10) Dolomías con fantasmas de oolitos (93-61), con intercalaciones de dolomías grises, mesocristalinas. La formación, denominada Jm en el mapa 1/50.000, desaparece en el mar hacia el este.

3. Corte núm. 3 del Fuerte de Fornells

Las margo-calizas del Toarciense son un excelente horizonte guía, pero, desgraciadamente, si se intenta seguirlas según su dirección y hacia el SO, se tropieza inmediatamente, al salir de la zona fosilífera, contra el espejo de una falla NO-SE (figs. 66 y 68, 94 a 96-61).

El compartimento al SO de esta falla está constituido por dolomías. No he encontrado las margo-calizas del Toarciense. Hacia Fornells, entre el camino y el viejo fuerte, el Jurásico Medio con *Meyendorffina* reaparece, constituido aquí todavía por calizas oolíticas o dolomías con fantasmas de oolitos (94-61, 95-61) y calizas oolíticas.

La microfacies y los microorganismos de estos niveles son idénticos a los de las calizas del lentejón precedente (corte 68, nivel 9). Podrían ser el equivalente lateral o, mejor, la continuación.

4. Discusión de la edad de las Meyendorffina de Menorca

A) En Barla Dag, en Turquía, M. GUTNIC ha encontrado las mismas *Meyendorffina* que en Menorca en las calizas comprendidas entre los niveles del Liásico Inferior-Medio (ver la base del Liásico Superior) con *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia y las calizas coronadas por el Neocomiense con Calpionellas. El corte que contiene estas *Meyendorffina* no permite una datación directa de estos organismos. Un segundo corte, tectonizado, ha dado *Protopeneroplis striata* Weynsch (Bajociense Superior-Neocomiense) (1) en las capas que GUTNIC y MOULLADE piensan que equivalen a las calizas que recubren las calizas con *Meyendorffina* del primer corte. Aunque esta equivalencia no esté todavía rigurosamente establecida (*op. cit.*, 1967, p. 63, 71), se puede aceptar, pero no impide para que las *Meyendorffina* de Turquía sigan comprendidas entre el Liásico Inferior-Medio (o base del Liásico Superior) y, *por lo menos*, el Bajociense Superior. Esto no permite a estos autores a confinar las *Meyendorffina*

(1) P. BRONNIMANN, M. DURAND DELGA Y C. GRANDJACQUET, 1971.

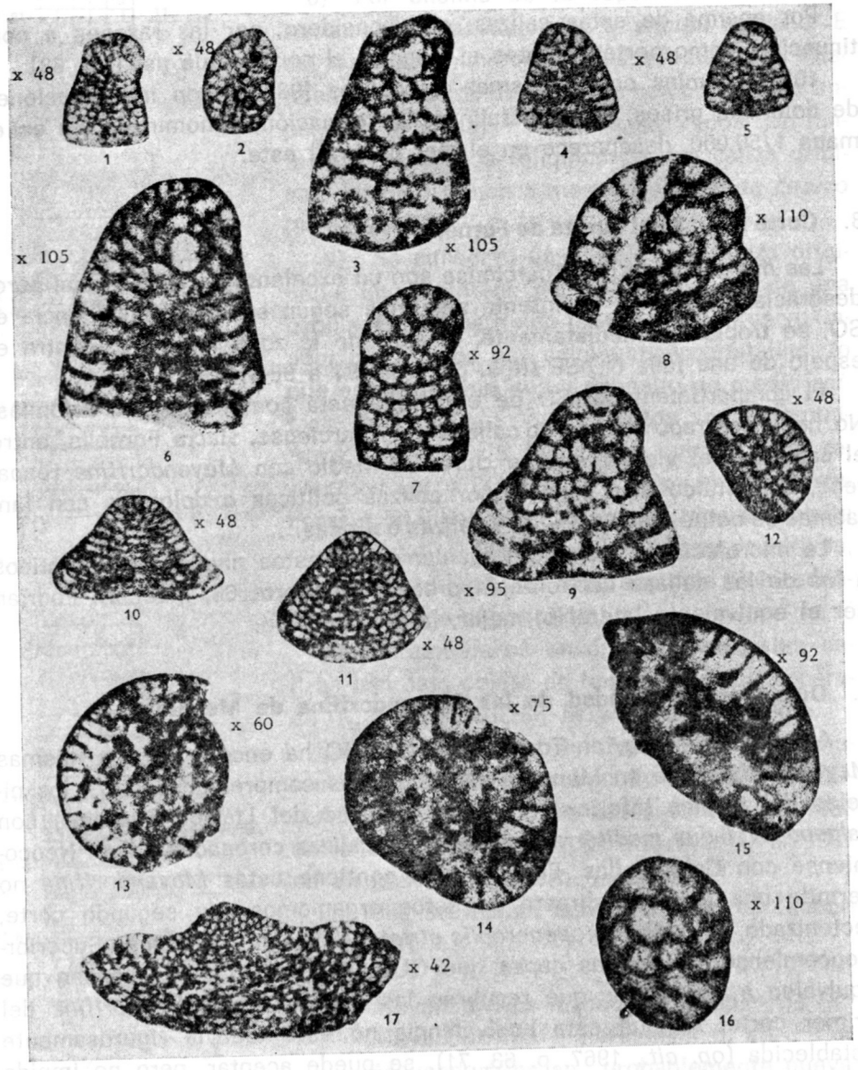


Figura 69.—«Meyendorffina» del Jurásico Medio de Menorca (R. BOURROUILH y M. MOULLADE, 1963, BSGF, pl. XVI).

en el Liásico mejor que en el Dogger (p. 73), ni afirmar que las *Meyendorffina bizonorum-minoricensis* aparecen «seguro desde el Toarciense».

B) *G. LUCAS (1942)* ha citado estos organismos en Argelia:

a) En *Tenouchfi* (G. LUCAS, pp. 251, 321), en calizas brechoides, coronando las calizas con *Cancellophycus,* mal datados, *probablemente aalenienses,* reposando sobre el Toarciense Superior datado y recubiertos por dolomías no datadas, atribuidas al Dogger. En Tenouchfi sólo existe la *Meyendorffina (Dictyoconus) cayeuxi* (Lucas).

b) En *Timeschouine* (p. 200), G. LUCAS menciona calizas toarcienses datadas, recubiertas por el Bathoniense discordante. Más adelante, en su tesis, G. LUCAS representa un microorganismo (p. 207, fig. 60) que M. MOULLADE (1967) clasifica como *Meyendorffina bizonorum-minoricensis.* Este Foraminífero no está localizado con precisión en el Jurásico de Timeschouine.

C) *R. BOUCHTA* (1967) cita en Argelia la misma asociación de *Meyendorffina* en los niveles datados del *Aaliense-Bajociense Inferior.*

D) *J. P. BASSOULET* encontró (comunicación oral) las *Meyendorffina* en el Atlas sahariano oranés, es decir, al sur del yacimiento de G. LUCAS. Entre dos capas con *Meyendorffina,* J. P. BASSOULET encontró un molde de Ammonites que el abate MOUTERDE clasificó como del género *Leioceras.* Excluye, por tanto, al Toarciense, y hay que considerar en este caso las Meyendorffina como *Aaleniense-Bajociense Inferior,* es decir, no liásicas, sino de la base del Dogger.

E) *F. ALLEMAN y R. SCHROEDER (1972)* describen *«Dictyoconus cayeuxi»* Lucas asociado a otros Foraminíferos en las calizas marinas de poca profundidad (subtidales). La edad de estas calizas no está desgraciadamente muy bien establecida. En este mismo trabajo, F. ALLEMAN y R. SCHROEDER consideran (p. 199) que: 1) *Meyendorffina* es una forma macro-esférica de *Orbitammina* Berthelin, 1893, los dos nombres son sinónimos; 2) *M. bizonorum* Bourrouilh y Moullade es una variación no específica de *M. cayeuxi* (Lucas).

F) *En Menorca,* las *Meyendorffina* están en las calizas situadas a varias decenas de metros por encima del Toarciense fosilífero, y además están separadas por una laguna estratigráfica. Las diferentes formas que fueron distinguidas en 1963 (R. BOURROUILH y M. MOULLADE) están incluidas en las calizas oolíticas.

En conclusión, estos organismos todavía no han sido situados con seguridad en el Toarciense. Por el contrario, parece que aparecen en la base del Dogger (Aaleniense-Bajociense). En Menorca son sin duda de

edad Jurásico Medio. Estos organismos podrían caracterizar así al Dogger; su asociación casi constante con las calizas oolíticas hace a estos organismos fósiles de facies mejor que fósiles estratigráficos.

5. Conclusiones

1.° *El Liásico* está constituido por dolomías microgranulares que están sobre el Keuper y están cubiertas por el Toarciense datado. Algunas de estas dolomías, por sus estructuras (presencia de granoclasificación, fajeado, ausencia de señales de epigenización), podrían ser primarias.

2.° Los Braquiópodos y fósiles que las acompañan permiten identificar el Toarciense Inferior-Medio con la base de la zona de *Hildoceras bifrons* y tal vez el Toarciense Superior.

3.° El Liásico parece caracterizarse por una sedimentación de mar poco agitado, con *tal vez* precipitación directa de dolomita (dolomías granoclasificadas, fajeadas) seguida en el Toarciense por una sedimentación margo-caliza, en medio litoral, donde pululan los Braquiópodos, Lamelibranquios («Ostras» s.l.), Crinoides, a los que vienen a mezclarse raros Ammonites (*Hildoceras* sp., *Crassiceras* sp.).

4.° Sucediendo a esta sedimentación margo-caliza hay una laguna que se manifiesta por una superficie endurecida, testimonio de corrientes submarinas. El área sufre así una modificación después del Toarciense.

5.° En efecto, durante el Jurásico Medio, los sedimentos de plataforma se depositan en medio agitado (oolitos, Foraminíferos bentónicos) con influencias continentales (cuarzo detrítico). Estas calizas están irregularmente epigenizadas por dolomita.

2. JURASICO MEDIO Y SUPERIOR: ATALAYA DE FORNELLS

Los niveles identificados en Cap Fornells se prolongan al otro lado de la bahía, sobre la Atalaya de Fornells.

1. Corte núm. 4, de la punta NO de La Atalaya (Na Ponsa)

El Cap de Na Ponsa está formado por dolomías y luego por calizas (figs. 66 y 70, 135-71 a, 135-61).

8) Dolomías grises, con fantasmas de oolitos (135-61) cuya microfacies es en todo punto comparable a la de las dolomías 8) del corte de Cap Fornells (fig. 68); por tanto, son la prolongación geométrica y el equivalente. Hacia su coronación, estas dolomías están seguidas por algunos bancos calizos con agregados de calcita parcialmente recrecidos

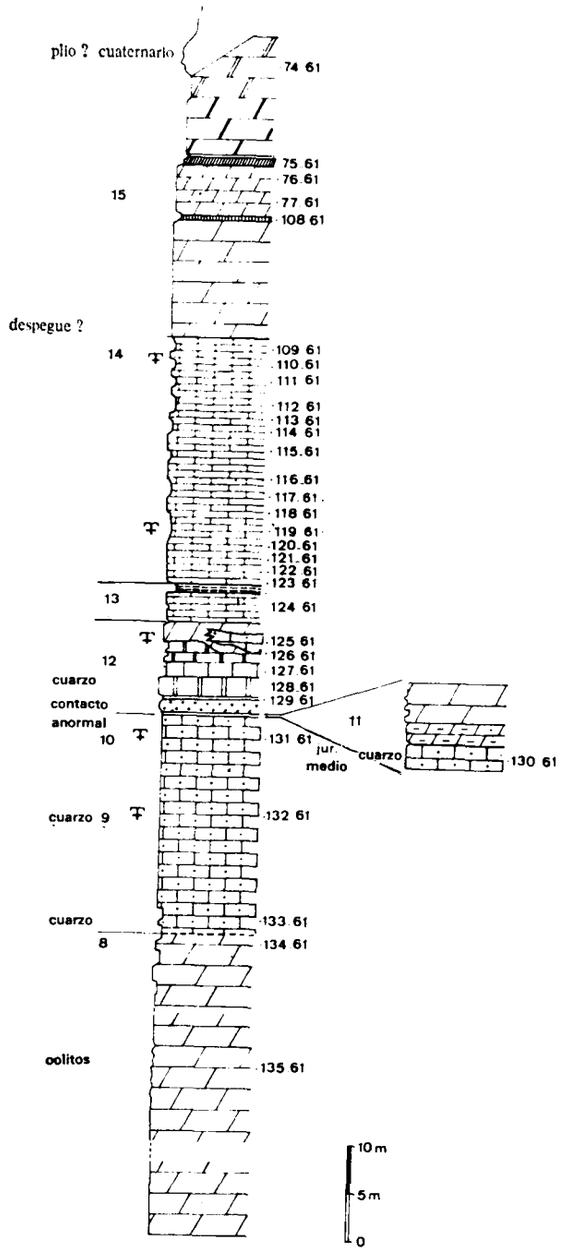


Figura 70.—Corte de Cap de Na Ponsa (Atalaya de Fornells).

(oolitos superficiales) y con ovoides. El conjunto está unido por calcita mesocristalina fina (170 μ), mostrando zonas en vía de dolomitización.

9) y 10) Sobre una veintena de metros viene una formación bastante homogénea cuya base está constituida por 2 a 3 m. de calizas grises con venas de calcita, pasa verticalmente a dolomías con fantasmas de oolitos y con cuarzo detrítico (133-61), pasa hacia su coronación a calizas oolíticas con *Meyendorffina* y con cuarzo detrítico (132-61), absolutamente idénticas a sus equivalentes de Cap Fornells.

Este nivel termina por calizas masivas moteadas, con venas de calcita, formando el primer acantilado que domina el Cap de Na Ponsa. En lámina delgada (131), la roca está constituida por granos tangentes que son sobre todo pseudo-oolitos o agregados contorneados (lumps), acompañados de restos de Lamelibranquios, Gasterópodos y Algas, como *Cayeuxia* sp. Los granos están unidos por calcita en grandes cristales de 0,5 mm. y, de cuando en cuando, se observa la presencia de cuarzo detrítico. Los Foraminíferos son *Meyendorffina cayeuxi* (Lucas), *Valvulinella.*

11) Un contacto anormal interrumpe la sucesión tranquila de las capas y se intercala una escama de calizas oolíticas con cuarzo detrítico (130-61), asociadas a dolomías finamente estratificadas que pasan a dolomías masivas.

12) (Contacto anormal) 0,80 cm. de calizas moteadas, luego 0,20 m. de calizas margosas, más blandas, aplastadas (129-61), que están, en lámina delgada, formadas de agregados en un cemento mesocristalino (200 μ). Aquí y allá hay algunos *Aeolisaccus dunningtonni* Ell.

Luego, 2 m. de calizas verduzcas con pequeñas Nerineas, en bancos masivos, cuya superficie tiene manchas de un centímetro de diámetro, más claras. Están formadas por bolas no yuxtapuestas de 150 μ aproximadamente, en un cemento de calcita mesocristalina que engloba también granos de cuarzo. En estas capas (128-61) hay una gran cantidad de *A. dunningtonni* Ell.

1,5 m. de calizas moteadas con una hilada margosa amarilla, local. Estas calizas aumentan de potencia hacia el SO. Están constituidas por agregados microcristalinos (126-61) y tienen caparazones de Gasterópodos.

13) 2 m. de dolomías grises, masivas, mesocristalinas finas, con cristales con impurezas. Aumentan de potencia hacia el SO, donde pasan a calizas formadas de agregados, con escasos oolitos, y algunos restos de Textuláridos y Lituólidos *(Valvulinella?)* en un cemento de calcita microcristalina (125-61).

2 a 3 m. de calizas microcristalinas con restos de Crinoides (124-61).

1 m. de margas amarillentas, microplegadas.

Contacto anormal

14) Vienen después 25 a 30 m. de calizas, grisáceas, constituidas más exactamente en su base por calizas pseudo-oolíticas, con cemento microcristalino y conteniendo *Cayeuxia piai* (frecuente), *C. Moldavica* (frecuente) (123-61). Luego, por calizas de cemento mesocristalino fino, con granos no yuxtapuestos. La facies pasa luego a calizas criptocristalinas (120-61, 116-115) con vacuolas (dismicritas) (119-61, 118? *Cayeuxia*). Estas rocas tienen frecuentes restos de Gasterópodos, de los que algunos parecen *Procerithiidae.*

Después vienen calizas oolíticas, en parte dolomitizadas, y dolomías con fantasmas de oolitos, mesocristalinas medias (114-61), con cristales de dolomita de 300 μ, que se desarrollan *a partir del corazón de los oolitos.* El corte se termina en niveles más finos: calizas microcristalinas con *Favreina* sp. (112-61), con agregados (111-61, 110-61), con restos de Algas: *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) Pia, *Clypeina catenula* Carozzi, *Cayeuxia piai* (Frollo), *C. moldavica* (Frollo), *Pianella (Salpingoporella) annulata* (Carozzi), que indican la probable presencia del Jurásico Superior.

15) Estos niveles están coronados por dolomías macrocristalinas, con cristales xenomorfos con impurezas. La posición estratigráfica de estas últimas dolomías no está clara: pueden representar el Jurásico Superior despegado tectónicamente sobre los niveles 13) y 14), o niveles jurásicos antiguos.

Así, por encima de los niveles de *Meyendorffina,* el Jurásico Medio-Superior se compone sucesivamente:

- De calizas microcristalinas, mesocristalinas con intraclastos, microcristalinas con bolas con *Aeolisaccus dunningtonni* Ell y escasas y pequeñas *Nerinea* sp.
- De calizas microcristalinas con Gasterópodos.
- De calizas microcristalinas con bolas, mesocristalinas con intraclastos y Algas: *Cayeuxia piai* (frecuente), *C. moldavica* (frecuente), con intraclastos estirados, calizas criptocristalinas, algunas con vacuolas (dismicritas).
- Por calizas mesocristalinas con oolitos, parcialmente o no dolomitizadas.

Estos sedimentos jurásicos se depositan en un medio poco agitado, pero turbado episódicamente por corrientes. Este medio debía corresponder a una zona infranerítica, influenciada episódicamente por la zona epinerítica.

2. Corte núm. 5, del sur de la granja de S'Albufereta

A) *Al sur de la granja de S'Albufereta,* a 10 m. de la era, es visible una sucesión más completa de calizas buzando 25° SO. Se compone de abajo a arriba (figs. 66, 71, 64-65 a 86-65):

1) 64-65, dolomías finamente cristalinas,
2) 1,5 m. de dolomías mesocristalinas muy finas.
3) 3 m. de dolomías gris-ocre, que se disgregan en pequeños cubos y muestran bioturbaciones hacia su coronación.
4) 0,8 m. de dolomías más duras, grises, mesocristalinas, 66-65.
5) 1,5 m. de dolomías ocres, con bioturbaciones, mesocristalinas finas, 67-65.
6) 6 m. aproximadamente de alternancias de dolomías gris-ocre, con bioturbaciones esporádicas.
7) Primer nivel calizo: lentejón de 3 m. por 1 m. de ancho de caliza microcristalina azoica con cristales xenomorfos de dolomita esparcidos, 68-65.

Estas calizas están incluidas en las dolomías grises, a menudo calcáreas, o pasando a zonas calcáreas, criptocristalinas, con muy escasos Ostrácodos, 69-65.

8) 2,5 m. de calizas bien estratificadas, con rosetas de sílice, pasando lateralmente a dolomías. 70-65, caliza microcristalina con *Nautiloculina oolithica* Mohl. y pequeños Gasterópodos lisos.
9) 6 m. aproximadamente de dolomías gris-ocre.
10) 5 m. de calizas grises, con venas de calcita, cuya base comporta lateralmente pequeños cantos de caliza de la misma naturaleza. 71-65, caliza mesocristalina con intraclastos estirados. 72-65, calizas microcristalinas con *N. oolithica* Mohl., *Eggerella* gr. *meentzeni* Klinger.
11) 8 m. de dolomías en pequeños bancos amarillentos, y calizas en vías de dolomitización, con restos de Lamelibranquios y Crinoides, pasando (73-65) hacia su techo a dolomías mesocristalinas finas. Esta facies se encuentra al sur de la Atalaya (176-65).
12) 2 m. de calizas grises, con manchas verdosas. 74 y 75-65, calizas criptocristalinas con Gasterópodos y Lituólidos.
13) 2,5 m. de calizas y dolomías macrocristalinas amarillentas en pequeños bancos (76-65).
14) 6 m. de calizas masivas, grises, con desagregación estilolítica, con *bancos bioturbados* hacia su parte media. 77, 78, 79-65, calizas microcristalinas a menudo dolomitizadas, con Gasterópodos lisos e intraclastos oscuros. Esta microfacies se encuentra sobre la costa E, asociada al Jurásico terminal-Neocomiense.

15) 5 m. de dolomías gris-ocre en pequeños bancos, mesocristalinas finas (80-65 y 81-65).
16) Ahora se suceden en 25 m.:

1) Calizas grises masivas. 82-65, caliza microcristalina con Gasterópodos, Lituólidos indet., *N. oolithica* Mohl.
2) Calizas con manchas verduzcas y bioturbaciones. 83-65, caliza microcristalina en vía de dolomitización, con una pequeña hilada de dolomía de 0,8 m. (84-65, dolomía recristalizada), luego:
3) Calizas con desagregación estilolítica, dolomitizadas. 85-65, dolomía con fantasmas de oolitos superficiales, luego:
4) Calizas con rosetas (85-65), que son microcristalinas, con pequeños Gasterópodos y Lituólidos indet.

Vienen después dolomías que siguen más allá de un muro. Este corte, muy pobre en microfósiles, concierne, sin embargo, a los niveles del Jurásico Superior. No presentarán estas facies ni el Jurásico Medio ni el Cretácico. En fin, aunque *N. oolithica* (Oxfordiense Superior-Aptiense) no constituye un microfósil muy característico, es un indicador aquí del Jurásico Superior, lo mismo que *Eggerella* gr. *meentzeni* Klinger.

B) *Un poco más al SO* se han recogido otras muestras paralelamente a este primer corte (fig. 66, corte 5 b). De abajo a arriba se ve:

63-65, Caliza microcristalina con *N. oolithica,* algo brechoide.

62-65, Idem., además con Miliólidos, pequeños Gasterópodos lisos, *Cayeuxia* sp. y otras Algas indeterminadas.

61-65, Dolomía mesocristalina.

60-65, Caliza microcristalina con Gasterópodos y *N. oolithica* Mohl.

Estas microfacies son parecidas a las subyacentes del Jurásico terminal-Neocomiense de la costa este de la Atalaya.

3. Cortes de calizas reposando sobre dolomías del N de La Atalaya

Las dolomías se extienden desde la bahía de Fornells hasta la Punta Pantinat. Están recubiertas por calizas.

Desde el SO y hacia la Punta Pantinat, se ve:

1. *Corte núm. 6 de la bahía de Fornells hacia S'Albufereta*

Al SO, este corte está levantado a partir del embarcadero, siguiendo el camino que lleva a la granja de S'Albufereta (fig. 66; 6, 163-61 a 173-61).

Se ven primero dolomías que, a la izquierda, en la subida del camino,

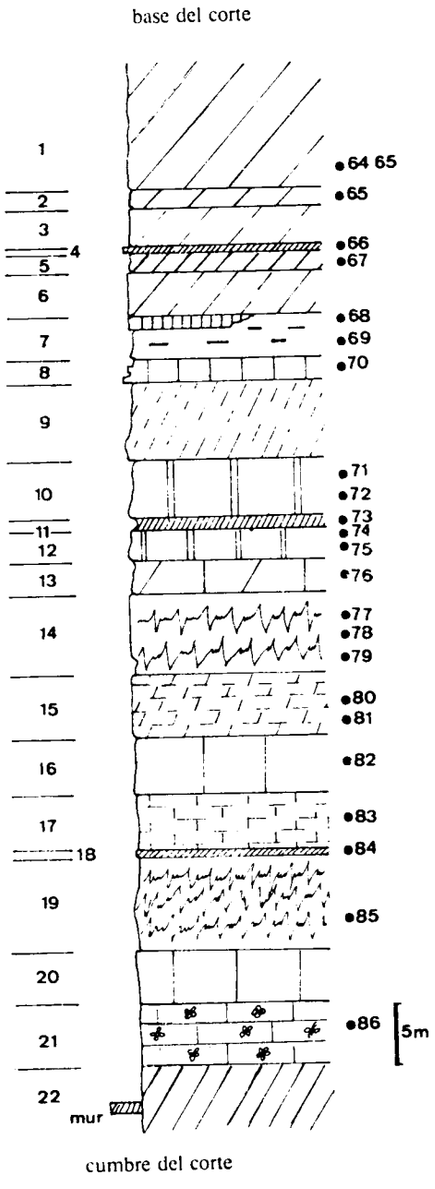


Figura 71.—El Jurásico del sur de la granja de S'Albufereta.

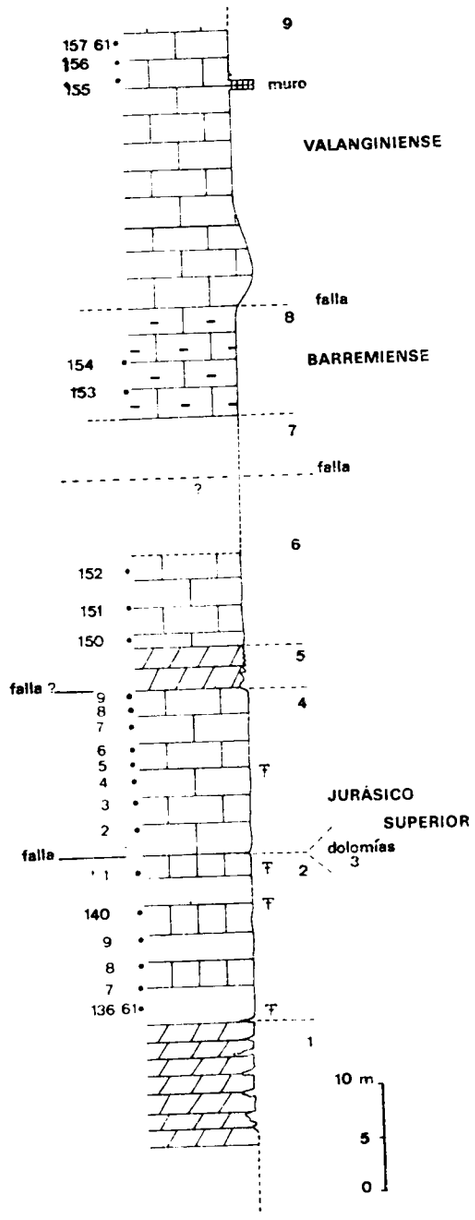


Figura 72.—Corte del Jurásico al sur de Na Guillemassa.

precediendo el muro que limita S'Albufereta, son un poco más claras y surgen de la garriga. En lámina delgada (163-61), son dolomías francas o calcáreas (164-61), mesocristalinas finas, con fantasmas de oolitos.

15 m. más lejos, calizas dolomitizadas, oolíticas (165-61), afloran entre helechos y resinosos enanos.

Una decena de metros después del muro comienza la serie caliza franca. Tiene la notación «Js» en el 1/50.000. Una serie de muestras indica:

166-61 (a 10 m. del muro), caliza microcristalina con *Pseudocyclammina* sp., *Trocholina* sp., *Nautiloculina* sp.

167-61, Caliza microcristalina de grano regular, con algunos restos de Lamelibranquios y Ostrácodos, invadida por cristales de dolomita.

168-61, Idéntica a 166. Son las mismas microfacies que las de S'Albufereta (corte núm. 5).

Falla probable.

169-61, Dolomía mesocristalina.

170-61 (a 200 m. aproximadamente de la granja), calizas mesocristalinas oolíticas, cuyos oolitos tienen a menudo como núcleo *nucleus de pequeñas Trocholinas.* No hay cuarzo.

171-61, Caliza con desagregación a veces estilolítica, finamente cristalina, con agregados, Textuláridos, pequeñas *Trocholinas,* Gasterópodos y cf. *Pianella grudii* Rad.

172-61, Caliza microcristalina, con restos de Crinoides, Lamelibranquios, Gasterópodos y raras hiladas de intraclastos.

173-61, Caliza microcristalina con *Trocholina* sp., *Actinoporella* sp. del Jurásico terminal o del Neocomiense, que se sigue hacia el Sur (174-61, 175-61); la última muestra contiene *Pianella grudii* Rad. y *Labyrinthina mirabilis* Weynsch.

Remontando hacia el NE, las dolomías están cubiertas por calizas mesocristalinas u oolíticas (59-65), o también microcristalinas con *Clypeina jurassica* Favre (58-65).

2. *Corte núm. 8, al SE de Punta Na Guillemassa*

Hacia la Punta Pantinat, las dolomías están siempre recubiertas por calizas, las relaciones entre dolomías y calizas no están claras. El corte número 8 muestra de N a S (figs. 66 y 72):

1) Dolomías.

2) Calizas de fondo microcristalino englobando elementos de caliza mesocristalina con intraclastos y *Protopeneroplis striata* Weynsch (136-61), coronados por calizas microcristalinas con Ostrácodos (137-61), luego con

Eggerella (139-61), luego mesocristalinas con intraclastos, oolitos superficiales y con *Protopeneroplis striata* Weynsch (140, 141-61).

3) Dolomía mesocristalina cuyas relaciones (falla ?) con los niveles 2) y 4) no son discernibles.

4) Calizas, primero microcristalinas, con cristales xenomorfos de dolomita (144-61), luego mesocristalinas con intraclastos y *P. striata* Weyn. (145-61), luego con intraclastos estirados (146-61).

La distribución estratigráfica de *P. striata* Weyn. va del Bajociense al Neocomiense. Sin embargo, aquí, estas calizas están asociadas a microfacies del Jurásico Superior y, por otra parte, el Jurásico terminal-Neocomiense se conoce en microfacies diferentes.

Por estas razones, estas calizas deben referirse al Jurásico Superior.

Hacia el Sur, estas calizas están cortadas por una falla que hace aparecer dolomías, éstas en contacto con el Barremiense con *Nannoconus* (153, 154-61), que viene a chocar contra una nueva falla que le separa de un nuevo afloramiento de Neocomiense (155 a 157-61).

3. *Corte núm. 9, al SO de Punta Pantinat* (fig. 66; 106-65 a 113-65)

Más lejos, hacia el Este, las dolomías están de nuevo recubiertas por calizas con intraclastos estirados (106-65), coronadas por calizas del Jurásico terminal-Neocomiense (107-65) que, lateralmente (108 a 113-65), van a chocar por falla contra estas mismas dolomías.

4. **Corte núm. 10, al sur de La Atalaya**

Al sur de la Atalaya, los niveles calizos están esporádicamente conservados en dolomías.

1) *Palomar*

117-65. Es un pequeño afloramiento de calizas en las dolomías, situado a caballo sobre la carretera de la batería de Fornells. Es una caliza oolítica y de agregados, con cemento mesocristalino, en vía de dolomitización, con *Thaumatoporella parvovesiculifera (Raineri)* Pia, pequeños Textulários, coprolitos, pequeños restos de Casterópodos.

2) *S'Albufera*

Al SO de este grupo de casas, que al borde S de la Atalaya domina el paisaje, las dolomías reposan en bisel sobre el Keuper e incluyen un nivel calizo de una docena de metros de potencia, buzando 30° SE. De abajo a arriba se ve (figs. 66 y 73):

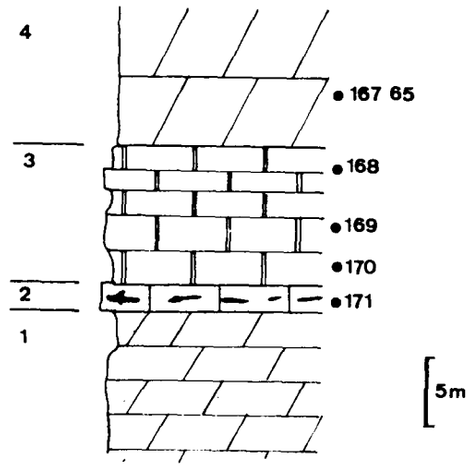


Figura 73.—Jurásico al SO de S'Albufera (corte 10a, fig. 66).

1) Dolomías.
2) 1 a 2 m. de calizas en vía de dolomitización, microcristalinas, con escasos sílex (171-65).
3) 10 m. de calizas, mesocristalinas, con oolitos (170-65), cuarzo detrítico y *Thaumatoporella parvosiculifera* (168-65) con intercalaciones de calizas microcristalinas (169-65).
4) Dolomías mesocristalinas (167-65).

Las calizas 2) y 3) están en lentejones. Se terminan en bisel hacia el NE.

Los bancos con sílex del nivel 2) son los únicos que he visto en Menorca. La muestra 168-65 indica el Jurásico Medio.

Al norte de S'Albufera, a una centena de metros del grupo de casas, se ve sucesivamente de N a S (fig. 74 a):

1) Dolomías masivas con un lentejón de caliza muy dolomitizado, mostrando todavía bolas, y muy rico en cuarzo detrítico (Ls=hasta 200 μ, Ar=Sp=0,3 a 0,5) (175-65).
2) 4 m. de calizas microcristalinas, con zonas macrocristalinas, con mucho cuarzo detrítico, grueso y redondeado (Ls=hasta 0,9 mm., Ar=Sp=0,7 a 0,9), oolitos superficiales y bastante frecuentes *Meyendorffina cayeuxi* (Lucas) (174-65).
3) 1,5 m. de dolomías negras.
4) 20 a 25 m. de calizas grises, a menudo dolomitizadas, microcris-

talinas con zonas macrocristalinas y conteniendo *Thaumatoporella parvovesiculifera* y *Eggerella* sp. (173 y 172-65).

5) Dolomías que se extienden hasta S'Albufera.

El nivel 4) indica el Jurásico Medio.

3. *Este de S'Albufera*

Siguiendo estos niveles calizos hacia el Este, a lo largo del muro que limita el único campo de algarrobos situado en el borde SE de la Atalaya, se ve que las calizas 172-65, poco a poco dolomitizadas, están coronadas por calizas (nivel 2, fig. 74 b) microcristalinas, con restos abundantes de Crinoides, Lamelibranquios y fragmentos de Plantas (176-65).

Un análisis de polen y esporas ha dado la siguiente asociación (determinación J. Taugourdeau), en el nivel 176-65:

Vitreisporites pallidus (Reissinger, 1938) Nilsson, 1958.
Disaccites sp. (abundantes).
Classopollis sp. (abundantes).
Styxisporites reissingeri Danze-Corsin y Laveine, 1962.
Klukisporites pseudoreticulatus Cooper, 1958.

formas acompañadas de Acritarcos (numerosos *Micrhystridium* sp.) y escasos Peridinianos del grupo *Gonyaulacysta*.

Según Madame TAUGOURDEAU, esta asociación es Jurásico. El gran número de formas pertenecientes al género *Micrhystridium* en relación con los kistes de Peridinianos, es más bien un carácter del Jurásico Inferior y Medio.

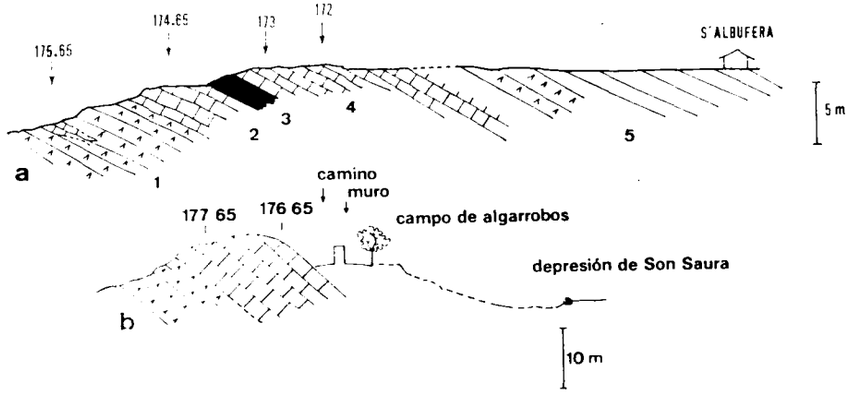


Figura 74.—El Dogger del sur de la Atalaya (10b, fig. 66).

Estas calizas contienen *Klukisporites pseudoreticulatus*, que es una forma que aparece generalmente en el Dogger. Coronan, además, las calizas del Jurásico Medio basal con *Meyendorffina cayeuxi* (174-65). Representan así el Dogger con restos de plantas, hasta ahora desconocido en Menorca.

Los cortes del Jurásico del sur de la Atalaya permiten observar que la base del Jurásico Medio está marcada por aportes de cuarzo detrítico y restos de plantas procedentes de una tierra emergida. Siendo las facies del Dogger litorales, esta tierra emergida debía estar muy cerca de Menorca.

5. Conclusiones sobre el Jurásico Medio y Superior

A) Una dolomitización irregular afecta a la serie Jurásica media y superior.

B) La parte inferior del Jurásico Medio está caracterizada por calizas ricas en cuarzo detrítico, con oolitos o bolas, con frecuentes *Meyendorffina cayeuxi* (Lucas) que parecen caracterizar el Aaleniense-Bajociense Inferior.

Por encima de estas facies, el Jurásico Medio tiene calizas ricas en restos de Crinoides, Lamelibranquios y restos de plantas. Estos niveles, al sur de la Atalaya de Fornells, tienen algunos bancos de sílex y han dado esporas, polen, Acritarcos y escasos Peridinianos.

C) El Jurásico Medio-Superior sigue con calizas frecuentemente microcristalinas, con pocos fósiles característicos.

Esquemáticamente se distinguen sucesivamente:

1) Calizas microcristalinas, mesocristalinas con intraclastos, microcristalinas con bolas, con *Aeolisaccus dunningtonni* y escasas y pequeñas *Nerinea* sp.

2) Calizas microcristalinas con pequeños Gasterópodos lisos.

3) Calizas mesocristalinas con bolas, mesocristalinas con intraclastos y Algas *(Cayeuxia piai, C. moldavica)*, con intraclastos estirados y pequeños Textuláridos, luego calizas microcristalinas o criptocristalinas, algunas con vacuolas (dismicritas).

4) Calizas mesocristalinas, con oolitos, parcialmente dolomitizadas, luego calizas microcristalinas con *Clypeina jurassica* Fav.

5) Finalmente, una serie de calizas mesocristalinas, con intraclastos, conteniendo *Protopeneroplis striata Weynsch.*, asociadas a calizas con intraclastos estirados.

Por encima, las relaciones entre el Jurásico Superior y el Neocomiense

no están claras, por razón de los malos afloramientos, de la escasez de organismos característicos y de fenómenos de dolomitización.

Los sedimentos del Jurásico Medio se han depositado en una zona costera, oscilando las facies entre depósitos litorales y de plataforma. Desde la base del Dogger es perceptible la presencia de una tierra emergida que constituye la orilla del área de sedimentación. Desde esta tierra llegan al área de sedimentación cuarzos detríticos y fragmentos de plantas, a los que acompañan esporas y polen.

La sedimentación de mar abierto, agitado, del Dogger Inferior, evoluciona poco a poco hacia facies confinadas. Así, los depósitos del Jurásico Superior parecen corresponder a una zona poco profunda, confinada, poco oxigenada, en la que quedan escasas faunas, a menudo monoespecíficas.

3. ESTUDIO REGIONAL DEL JURASICO

El Jurásico forma las tres penínsulas de Caballería, Fornells y Atalaya de Fornells.

1. Península de Caballería

Es la más occidental; su extremidad Norte tiene acantilados de 90 m., que se zambullen en vertical en el mar. El substrato de la península es de dolomías que reposan, allí donde el contacto es visible, sobre margas y yesos del Triásico Superior. Es el caso en la costa Este o en el borde Sur de la península, 100 m. antes de subir el camino que lleva a la granja de Santa Teresa. Al norte de la península, estas dolomías están recubiertas por el Plio (?)-Cuaternario, y al sur, tienen intercalaciones de escasos bancos calizos que afloran:

1. *Desde Sa Nitja hacia el Este* (fig. 75; 12-61 a 24-61)

Las calizas son gris claro en el afloramiento, a menudo de grano muy fino, moteadas de pequeñas manchas más verdes. En lámina delgada, son microcristalinas, con intraclastos, bioclastos (Gasterópodos), y pueden hacerse oolíticas.

Las calizas microcristalinas con intraclastos tienen numerosos restos de Algas, entre las cuales G. F. ELLIOTT ha clasificado:

12 a 61, Dos especies de *Cayeuxia,* entre ellas *C. piai* (Frollo).

13 a 61, *Cayeuxia sp? C. moldavica* (Frollo), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Rain) Pia y un microorganismo encostrante indeterminado.

13 b 61, *Th. parvovesiculifera?, Aeolisaccus dunningtonni* Elliot.

14 a 61, Id., Algas mal conservadas, entre ellas una *Cayeuxia* resedimentada.

14 b 61, *Cayeuxia moldavica?*

14 f 61, *Th.* sp., *Cayeuxia* sp., encostramiento indeterminado.

Con estas Algas hay Gasterópodos (12-61): *?Nerinella* sp. (14-61): Ostrácodos (15, 18-61), Coprolitos (Favreina sp., 16, 18-61), y Foraminíferos: *Trocholina* sp. (12-61), *Nautiloculina* sp. (17-61) y *Pseudocyclammina* sp., (13-61, 16-61).

Las Algas tienen una distribución amplia, cubriendo todo el Jurásico. Los otros organismos no permiten precisar. Las microfacies no indican tampoco la base o la coronación del Jurásico. Es de señalar la ausencia de cuarzo detrítico en las calizas oolíticas. La edad de estas calizas es imprecisa.

2. *Sobre la Costa Este* (fig. 75, 219-61 a 223-61)

Una decena de metros de calizas, también en lentejón en las dolomías comprenden de abajo a arriba:

n metros de dolomías

luego:

1,5 m. de calizas dolomitizadas (219-61).

2 m. de dolomías.

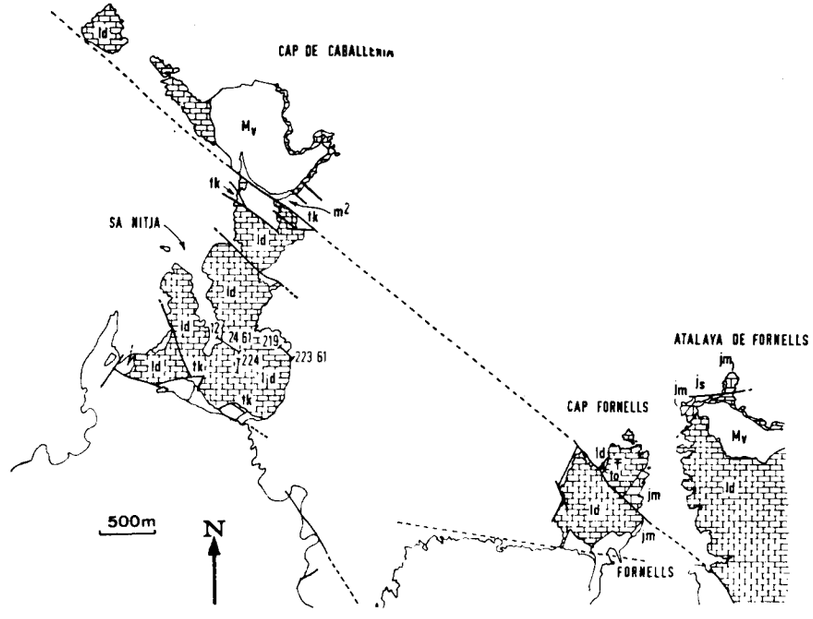


Figura 75.—El Jurásico de las penínsulas.

10 m. de calizas mesocristalinas, dolomitizadas, con intraclastos (220-61); luego microcristalinas, con intraclastos y oolitos, restos de Crinoides y cuarzo detrítico (222, 223-61).

La microfacies de estas últimas calizas recuerda la del Dogger con *Meyendorffina.*

3. *En la barrera de Sa Nitja*

Hacia el Sur se siguen las dolomías que reposan sobre el Keuper cerca de Santa Teresa.

Algunos metros después de la barrera de Sa Nitja, al lado derecho de la carretera que va al faro, afloran las calizas. En parte dolomitizadas, son microcristalinas, con vacuolas de calcita macrocristalina.

2. Cap Fornells

El Jurásico se ha estudiado en detalle al principio de este capítulo.

3. Atalaya de Fornells

El Jurásico constituye la mayor parte de esta península.

Además de los cortes estudiados anteriormente se han visto algunos afloramientos interesantes:

1. *Corte núm. 11, de Es Morter* (figs. 66 y 76)

Al NE del Cap de Na Ponsa, reaparecen algunos de los niveles del corte 4, concretamente en la punta extrema de la Atalaya de Fornells o Es Morter, que está formada por:

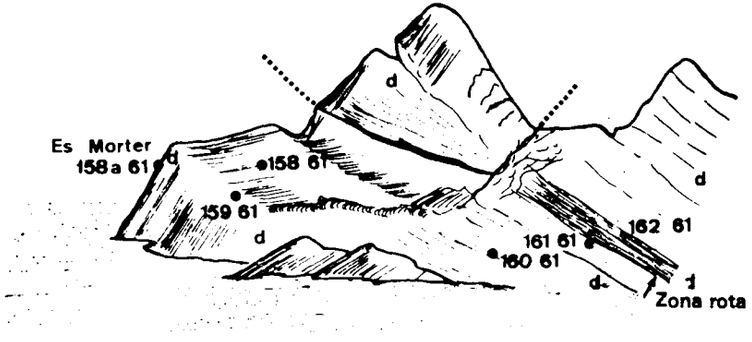


Figura 76.—El Jurásico de Es Morter.

158-61 a: Dolomías macrocristalinas sobre las que reposan.

159-61: Calizas con oolitos, oolitos superficiales, agregados, con cuarzo detrítico, ligadas por calcita masocristalina y con *Meyendorffina.*

158-61: Calizas con oolitos, oolitos superficiales, con cuarzo detrítico y con *Meyendorffina.*

El conjunto de estos niveles está removilizado y cubierto por una brecha calcárea reciente, muy desarrollada (5 a 6 m.), de cemento rojizo.

160-61: Calizas finamente cristalinas azoicas.

161-61: Dolomías mesocristalinas secundarias.

162-61: Dolomías fajeadas, negras y grises, finamente estratificadas, mesocristalinas bastas.

Por tanto, el Jurásico Medio está presente, siempre con sus microfacies típicas, y le están asociadas dolomías.

2. *Corte núm. 12, del camino de la batería* (fig. 66)

Al Sur, a partir de la costa y subiendo el camino de la batería, afloran las dolomías. Subiendo más se ve, en el primer atajo, un nivel más calizo durante algunos metros. Es una brecha dolomítica mesocristalina muy fina (25 y 26-61) de origen tectónico.

3. *Corte núm. 13, de la Cala Pudent* (figs. 66 y 77)

Sobre la costa este de la Atalaya, el valle que nace cerca de la granja de S'Albufereta y se zambulle en el mar en Cala Pudent recibe casi en su desembocadura un valle afluente. La lengua de tierra, separando los dos valles, está constituida por calizas que buzan 38° SE. Están coronadas por dolomías. Estas calizas son grises en superficie y presentan pequeñas rosetas de calcita.

A lo largo de la orilla sur del valle principal se ve, de abajo a arriba:

1) Dolomías, luego (fig. 77, a la izquierda).

2) 7 m. de alternancias irregulares de calizas criptocristalinas, azoicas (43-65) y de dolomías.

3) 7 m. de calizas grises, con rosetas de calcita, regularmente estratificadas, criptocristalinas, con zonas de cristales xenomorfos de dolomita (42 y 41-65).

4) 8 m. de calizas masivas con rosetas, microcristalinas con *Nautiloculina oolithica* (40-65).

5-6) 17 m. de calizas, con rosetas de calcita, más finamente estratificadas (6), microcristalinas, azoicas (39-65 y 38-65).

7) Dolomías.

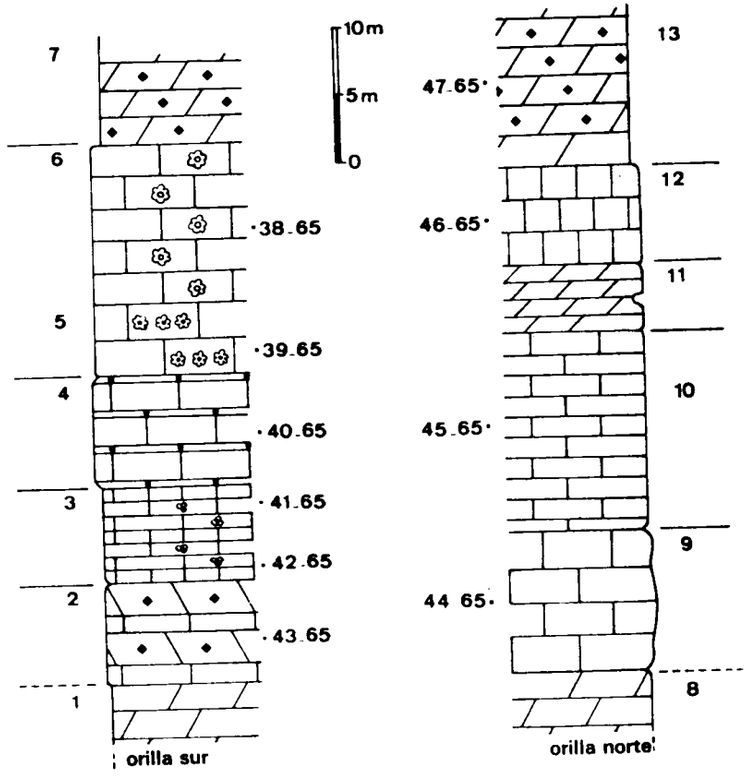


Figura 77.—El Jurásico de las orillas de la Cala Pudent.

La orilla norte presenta un corte diferente (fig. 77, a la derecha) con, de abajo a arriba:

8) Dolomías masivas.
9) Dolomías estratificadas grises, finamente cristalinas (44-65).
10) Calizas grises, muy potentes, bioturbadas.
Algunos bancos tienen rosetas de *calcita*. En lámina delgada, la caliza es microcristalina, con cristales de dolomita xenomorfa (45-65).
11) Dolomías.
12) Caliza azoica (46-65).
13) Caliza dolomítica, 47-65, pasando hacia arriba a dolomías.

4. *Corte núm. 14, al este de la Cala Pudent*

Un poco más al Este, este corte comienza en las dolomías y corta la prolongación de las calizas precedentes. Las muestras recogidas han dado:

55-65, caliza microcristalina con bolitas y *Nautiloculina oolithica* Mohl. luego:

Caliza microcristalina con *N. oolithica* (54-65, 52-65) o criptocristalina azoica (53, 51-65).

51-65, caliza mesocristalina con intraclastos y Algas, entre ellas *Salpingoporella annulata* Car., de igual facies que el nivel 14, corte núm. 2 de Na Ponsa.

Algunos lechos muestran cristales de dolomita secundaria.

4. Bellavista

El Jurásico, cortado por fallas, reaparece al SE de la Atalaya en una vasta meseta que se extiende desde Arenal d'En Castell hasta la orilla oeste del puerto de Addaya. Al S, este Jurásico se une al de la meseta de Alayor (fig. 66).

Las dolomías forman lo esencial de los afloramientos. Alrededor de la antigua alquería de Bellavista se conservan algunos bancos calizos, como lentejones en las dolomías.

Son calizas mesocristalinas oolíticas, en todo (151, 152-63) o en parte (150-63) dolomitizadas. Hacia el N estas calizas mesocristalinas (153, 154-63) contienen: *Thaumatoporella parvovesiculifera* junto con restos de Crinoides y Gasterópodos. Las muestras 150 a 152-63 tienen sólo *Favreina*.

5. La meseta de Alayor

Está formada de dolomías jurásicas, en las que se han conservado excepcionalmente algunos niveles calizos.

1. *Alcoitx* (X=1.269,5; Y=626,75; 1/25.000, Isla Colom)

Cerca de la granja de Alcoitx, en un campo, las labores han hecho aparecer fósiles, sobre todo Braquiópodos y algunos Lamelibranquios mal conservados. Algunos de estos fósiles están englobados en una ganga margosa gris o amarillenta. Así, el yacimiento es idéntico al de Cap Fornells. La fauna comprende: *Rhynchonella meridionalis* Desl., *R. batalleri* Dubar, con variedades, *R. cf. tifritensis* Flam., *Terebratula jauberti var. batalleri* Dubar, *Protocardium* sp., fauna que corresponde a la base de la zona de *H. bifrons* Brug. Este yacimiento estaba perdido desde H. HERMITE.

Estos fósiles son de la misma edad que en Cap Fornells y se recogen en una ganga margosa. Los dos yacimientos son equivalentes. En Alcoitx

las relaciones entre las dolomías y las margas fosilíferas no son observables.

2. *Albaida*

Afloran calizas en la ladera este de la cota 172 de Albaida, topográficamente están situadas por encima de las margas toarcienses de Alcoitx. Son dos lentejones calizos incluidos en las dolomías.

Se ven de abajo a arriba (fig. 78):

1) Dolomías.

2) 6 a 8 m. de calizas microcristalinas, vacuolares, con pequeños Foraminíferos, espículas de esponjas, pequeños Gasterópodos lisos, luego con Ostrácodos, después mesocristalinas con intraclastos y pequeños Lituólidos. Terminan por calizas nodulosas que muestran removilizaciones intraformacionales (227-61 a 228-61).

3) Por encima, un campo enmascara los niveles probablemente más blandos, pero no visibles.

4) En una decena de metros afloran después dolomías calcáreas brechoides: 232-61 a 236-61.

5) Dolomías. Las facies del nivel 2 evocan el Jurásico Superior.

3. *Sa Roca*

Al este del Monte Toro, el camino que lleva a la granja de Sa Roca muestra, un poco antes de la barrera de la granja:

1) Keuper.

2) Dolomías potentes, mesocristalinas, que han epigenizado una caliza oolítica (126-65).

3) 3 m. de calizas grises microcristalinas, con bioclastos (Crinoides...) (128-65, 130-65). Siguen hacia la cumbre que domina Santa Eulalia de Baix, pero se pierden a media pendiente y pasan a dolomías, en su parte superior y lateralmente.

4. *Cota 235*

Los niveles calizos jurásicos precedentes están recubiertos por dolomías, que se siguen en el camino que lleva de la granja de Sa Roca a la cota 235, elevándose al norte de la granja.

En el camino se observa (fig. 80):

1) Dolomías masivas.

2) 15 a 20 m. de calizas con pátina gris. En lámina delgada (132-65

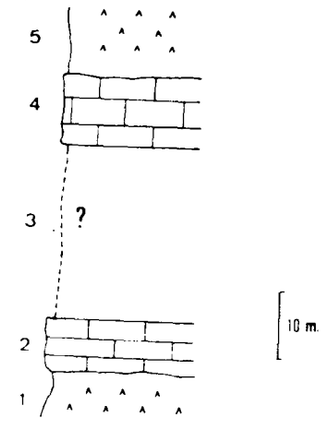


Figura 78.—El Jurásico de Albaida.

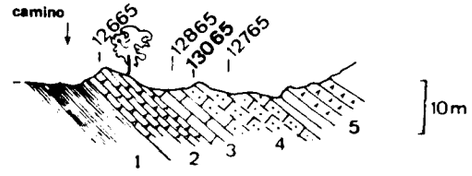


Figura 79.—El Jurásico de Sa Roca.

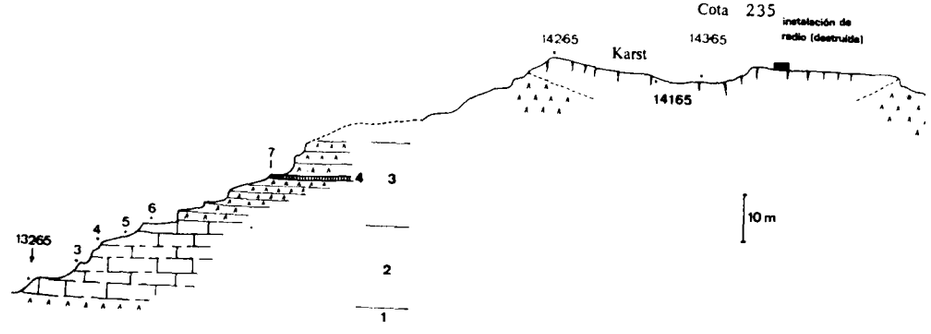


Figura 80.—El Jurásico de la Cota 235.

a 136-65), son calizas microcristalinas, a veces vacuolares, con *Eggerella* sp. y Ostrácodos.

3) Dolomías más o menos calcáreas, con un banco de caliza (4) de 30 cm. de potencia, que es microcristalino y azoico.

Continuando la subida del camino, se atraviesa una serie de dolomías grises (138 a 140-65), luego hacia la cumbre se ven de nuevo calizas microcristalinas con intraclastos y conteniendo *Thaumatoporella parvovesiculifera* (142 y 143-65).

Las calizas de la cota 235 son jurásicas y probablemente Jurásico Superior.

6. Las islas de Addaya

Bajas sobre el agua, las islas de Addaya ofrecen de lejos el aspecto del Devónico de la Punta de Mongofre, que prolongan morfológicamente. Esta impresión persiste hasta que se las aborda.

En realidad están formadas de dolomías jurásicas.

La isla Pequeña Addaya está hecha de dolomías a menudo mesocristalinas bastas. Los cristales automorfos comportan un núcleo de impurezas (157-71).

La isla Grande de Addaya muestra, al lado de estas facies, dolomías con fantasmas de oolitos (159-71) que, por tanto, han sustituido a las calizas del Jurásico Medio o Superior. En la costa oeste afloran bancos más calcáreos, bioturbados, con intercalaciones de bancos más blandos que no han dado nada. Esta facies, bastante particular, no se ha visto nada más que aquí, en Menorca. Desgraciadamente, en lámina delgada (160 y 161-71) son dolomías mesocristalinas finas.

El grupo de islotes que emergen entre Punta Mongofre y Cala Molins está formado de dolomías con fantasmas de oolitos.

Así, el Jurásico Medio y Superior está representado en las islas de Addaya, pero completamente dolomitizado.

7. Almudaina

La meseta Jurásica del oeste de Menorca, que se extiende desde la carretera de Ferrerías hasta Cala Morell, está formada por dolomías que son frecuentemente mesocristalinas finas (697-70).

8. Punta Nati-Bajolí

Afloran dolomías de sustitución al borde de la costa y son atribuibles al Jurásico por su microfacies. En ellas se ven fantasmas de oolitos de intraclastos y de Foraminíferos (654 a 662-70, 666-70).

4. CONCLUSIONES GENERALES SOBRE EL JURASICO

1. La dolomitización

Una potente serie de dolomías —300 m.?— inaugura la serie jurásica y alcanza, con un frente variable, diferentes niveles del Jurásico Medio y Superior.

Se trata, en lo esencial, de dolomías de sustitución.

Proporción de oxígeno y carbono radiactivo

Los análisis hechos por J. C. FONTES han permitido establecer las siguientes relaciones:

$$\frac{^{18}O}{^{16}O} \text{ y } \frac{^{13}C}{^{12}C} \text{ de:}$$

1.°) Tres muestras de dolomías liásicas de Cap Fornells (89, 91 y 93).
2.°) Tres muestras de dolomías de la Punta Nati (656, 659, 691).

	Muestras	$\delta\ ^{18}O$/P.D.B. (1)	$\delta\ ^{13}C$/P.D.B.
Fornells	89	—2,63	+2,41
	91	—2,97	+2,25
	93	—3,80	+1,56
Punta Nati	656	—4,14	+2,51
	659	—0,69	+1,74
	691	—2,15	+2,78

Según J. C. FONTES, los resultados indican dolomías de sustitución (93 y 656 son las muestras más características), de epigénesis, realizada después de la emersión.

Así, las dolomías de Menorca no resultan de un proceso sedimentario ligado a la cuenca de sedimentación jurásica.

2. Serie estratigráfica

El Keuper pasa a las dolomías cristalinas del Jurásico a través de las carniolas y dolomías finamente estratificadas («Retiense»?). El límite entre Keuper y Liásico es puramente convencional y una parte de las dolomías podría todavía representar al Triásico Superior.

(1) Valores corregidos en (— 0,80) $\alpha = 0{,}15$.

No es volver a las concepciones de TORNQUIST y P. FALLOT referentes a la presencia de un Triásico Superior únicamente dolomítico en Menorca, lo que ya no es aceptable. Es afirmar la imposibilidad momentánea de situar con exactitud el límite del Triásico Superior.

1. *El Liásico*

La masa principal de dolomías coronando los niveles plásticos del Keuper es indudablemente Liásica. Si estas dolomías son en lo esencial de sustitución, hay otras, granoclasificadas, fajeadas, que podrían ser tal vez de constitución (lám. 54, fig. 1).

Algunas dolomías liásicas han epigenizado calizas de estratificación cruzada.

Por encima de una primera masa dolomítica (200-300 m.?) el *Toarciense* está representado por margo-calizas con fauna epicontinental, donde los Braquiópodos y los Lamelibranquios fijos dominan, con escasos Ammonites. El Toarciense se sigue por una superficie ferruginosa, localmente endurecida.

2. *El Jurásico Medio*

Está constituido, por encima de la superficie endurecida precedente, de calizas oolíticas con cuarzo detrítico y *Meyendorffina,* lo más a menudo dolomitizadas (lám. 54, figs. 2 y 3). Estos niveles, del Jurásico Medio bajo, están seguidos por calizas con, excepcionalmente, delgados bancos de sílex y por calizas con restos de Crinoides, Lamelibranquios y fragmentos de plantas acompañados de esporas y polen.

3. *El Jurásico Superior*

De límites muy imprecisos, no ha dado ni Saccocomidos ni Calpionelas ni «filamentos».

Son:

— Calizas no detríticas, con escasos Foraminíferos poco característicos con intraclastos estirados (lám. 54, figs. 5, 6), con Algas, Ostrácodos, pequeños Gasterópodos, luego calizas con *Protopeneroplis striata* Weynsch. (lám. 54, fig. 7), o más a menudo calizas microcristalinas azoicas con cristales automorfos de dolomita, a veces desdolomitizados (lám. 54, fig. 8) y/o con *Eggerella* (lám. 54, figura 9), y calizas con *Favreina* sp., o con *Clypeina jurassica* Favre.
— Estos niveles están parcialmente o, parece, en totalidad dolomitizados.

3. **Areas de sedimentación**

Los sedimentos del Jurásico de Menorca se han depositado en un mar epicontinental poco profundo.

El área de sedimentación marina jurásica sufre una evolución que acaba en un cierto confinamiento en el Jurásico Superior.

En el *Liásico,* un mar epicontinental sigue a las facies lagunares del Triásico Superior. Es un mar abierto y el medio de sedimentación es relativamente agitado (estratificación cruzada). En el Liásico Superior las facies se hacen costeras e incluso litorales. Lamelibranquios fijos y Braquiópodos se desarrollan y acumulan en grandes cantidades. Son perceptibles algunos aportes detríticos.

Hacia el fin del Toarciense, el área de sedimentación evoluciona hacia una plataforma de aguas agitadas.

En el *Dogger* el área marina aparece como relativamente inestable. Las facies oscilan entre depósitos litorales y de plataforma. Desde la base del Dogger es perceptible la presencia de una tierra emergida, que constituye la orilla próxima de esta área de sedimentación.

De esta tierra llegan al área de sedimentación cuarzos detríticos y fragmentos de plantas acompañados de esporas y polen.

En el *Malm* la ausencia total de facies con «Protoglobigerinas», con «filamentos», con Saccocomidos, con Calpionelas, indica un confinamiento del área de sedimentación, donde se depositan lodos calcáreos a veces bioturbados. Los microorganismos son escasos y a menudo representados por poblaciones monoespecíficas.

En definitiva, el mar epicontinental del Jurásico de Menorca se caracteriza por una cierta inestabilidad hasta durante el Dogger, luego parece ser un cenagal episódico durante una parte del Malm.

Estos caracteres desaparecen bruscamente en el Neocomiense.

CAPITULO 3.—EL CRETACICO

INTRODUCCION

El Cretácico sólo se conserva en Menorca en la costa Este de la Atalaya de Fornells. Es una serie de calizas de ambiente arrecifal y de plataforma que se extiende desde el Neocomiense Inferior hasta la base del Albiense. No es fácilmente observable el límite de esta serie con el Jurásico, en razón de las malas condiciones del afloramiento y los cortes mediocres. El límite superior es erosivo.

ANTECEDENTES

Los afloramientos del Cretácico no han sido todavía objeto de descripciones precisas. La estratigrafía conocida hasta ahora estaba basada en Ammonites, recogidos a menudo en la superficie de la Atalaya de Fornells.

Los primeros Ammonites fueron descubiertos por H. HERMITE. Estas recogidas fueron completadas por H. NOLAN, luego P. FALLOT que, en 1923, en colaboración con H. TERMIER, consagró una publicación especial a los Ammonites de las islas Baleares. J. WIEDMANN volvió a hacer en 1963 las clasificaciones estratigráficas de estas faunas.

Faunas de Ammonites del Cretácico de Menorca

— 1879. H. HERMITE descubre dos yacimientos de Ammonites del Neocomiense (p. 171-173) en la Atalaya de Fornells. El más próximo a Cap Pantinat (yacimiento I) tiene una edad Neocomiense. El yacimiento II, situado entre la granja de S'Albufereta y la costa este, se considera como Neocomiense más antiguo. H. HERMITE subraya que no ha encontrado nunca un Cretácico de este tipo en Mallorca. De hecho, el primero de estos yacimientos es de edad Barremiense y el segundo de edad Barremiense-Aptiense (fig. 82a).

— 1923. P. FALLOT añade a los fósiles encontrados por H. HERMITE (H), los de NOLAN (N), y los recogidos por él mismo (fig. 82a).

Yacimiento I, de edad Barremiense para P. FALLOT, nivel de margocalizas con fósiles calizos:

Belemnites pistilliformis d'Orb. (H)
Belemnites sp. (H)
Desmoceras difficile d'Orb. (H)
Pulchellia compressissima d'Orb. (H)
Ancyloceras pulcherrimus Roem. (H)
Toxoceras sp. sic.? (H)
Pleurotomaria sp. (H)
Astarte sp. (H)
Arca n. sp. (H)
Terebratula sella Sow. (N)
Terebratula lemanensis Pict. et R. (N)
Glossothyris hippopus Roem. sp. (N)
Rhynchonella gr. de *Rh. malbosi* Pict. (N)
Echinospatagus sp. (H)

Yacimiento II, entre la granja de la Albufereta y la costa este; colección P. FALLOT y H. NOLAN, mención Albufereta:

Nautilus sp.
Lytoceras strangulatum d'Orb.
Lytoceras oblique strangulatum Kil.
Ptychoceras laeve Math.
Phylloceras thetys d'Orb.
Phylloceras cf. *thetys* d'Orb.
Phylloceras rouyanum d'Orb.
Phylloceras picturatum d'Orb.
Phylloceras paquieri Sayn.
Phylloceras cf. *velledae* Mich.
Phylloceras jeune gr. de *Ph. guettardi* d'Orb.
Phylloceras sp.
Holcodiscus caillaudianus d'Orb.
Holcodiscus sophonisba Coq.
Holcodiscus metamorphicus Coq.
Holcodiscus henoni Coq.
Pulchellia ouachensis Coq. (Sayn)
Pulchellia cf. *ouachensis*
Pulchellia sauvageaui Herm.
Pulchellia heintzi Coq. (Sayn)
Pulchellia sp. *(P. gildon* Heintz non Coq.)
Acanthoplites crassicostatus d'Orb.
Parahoplites gr. *weissi-consobrinus*

Parahoplites astarte Fall. et Term.
Desmoceras strettostoma Uhl.
Desmoceras cf. *strettostoma* Uhl. (joven)
Desmoceras cf. *difficile* d'Orb.
Uhligella monicae Coq.
Uhligella cf. *seguenzae* Coq.
Uhligella gr. *boussaci* Fall.
Puzosia jeune cf. *matheroni* Honn.
Silesites seranonis d'Orb., *S. sp.* var. *interpositus* Coq.
Silesites sp.
Parahoplites cf. *astarte* Fall. et Term.
Parahoplites soulieri Maths.
Leptoceras cirtae Coq.
Leptoceras ouachensis Coq.
Leptoceras parvulum Uhl.
Leptoceras sp.
Ancyloceras cf. *scalare* v. Koenen
Hamulina munieri Nickl.
Hamulina n. sp.
Hamulina sp.
Astarte sp.
Solarium papieri Coq.
Plicatula placunea Lk.
Pygaulus depressus Def.

Fósiles a los que conviene añadir los «piritosos», separados por P. FALLOT, pero que provienen en realidad del mismo sitio:

Phylloceras guettardi Rasp. (N)
Holcodiscus geronimae Herm.
Holcodiscus cardonae Herm. (H)
Holcodiscus diversecostatus Coq. (N)
Holcodiscus sp. (N)
Hamulina sp. (H)
Toxoceras sp. (H)
Gastéropodes indét. (H)
Glossothyris hippopus (N)

de edad Barremiense-Aptiense para P. FALLOT.

Con estas listas se citan fósiles recogidos por H. NOLAN, de los que P. FALLOT no pudo localizar el yacimiento exacto.

1. «S'OLLA»

Belemnites sp.
Rhynchonella multiformis Roem.

2. «ES SABO»

Phylloceras cf. *guettardi* Rasp. (joven)
Desmoceras strettostoma Uhl.
Desmoceras cf. *difficile* d'Orb.
Silesites sp.
Parahoplites astarte Fall. y Term.

— 1923. P. FALLOT y H. TERMIER consagran una monografía a los Ammonites nuevos de las islas Baleares. La mayor parte de ellos provienen de Ibiza. En lo que concierne a Menorca, P. FALLOT y H. TERMIER no han dispuesto sino de fragmentos o de ejemplares de Ammonites en mal estado procedentes de las colecciones de HERMITE y NOLAN, y de localización incierta. Por estas razones:

A) Los fragmentos de Ammonites, referidos «con duda» (1923, p. 43), o los (p. 41) «muy malos ejemplares dudosos procedentes de Cap Pontinat» (1) referidos tal vez a *Saynoceras* del Valanginiense (pp. 41, 43, 80), o «tal vez» a una forma ambigua de *Astieridiscus* sp. indt. del Barremiense (p. 66) son, por el mismo hecho de su mal estado, de la ambigüedad y de la duda que se une a un ensayo de su determinación, de su procedencia desconocida, a rechazar definitivamente.

B) Los *Holcodiscus geronimae* Herm. y *H. cardonae* Herm. (pp. 51, 56, 80) no son del Hauteriviense, como pensaba HERMITE, a consecuencia de una equivocación sobre la posición de las calizas margosas que los contienen (1879, p. 172), sino del Barremiense. Estos fósiles se recogen con otros Ammonites barremienses procedentes de estas calizas margosas.

C) A los Ammonites citados por P. FALLOT antes de esta monografía hay que añadir, procedentes de las calizas barremienses de S'Albufereta (p. 70): *Parahoplites astarte* Fallot y Termeir.

— 1963. J. WIEDMANN revisa el conjunto de estas faunas y propone la sucesión siguiente (fig. 81), para la que hay que advertir:

a) Los *Holcodiscus geronimae* Herm. y *Metahoplites (ex-Holcodiscus) cardonae* (Herm.) están justamente resituados por J. WIEDMANN con los otros Ammonites barremienses.

b) Las margo-calizas barremienses están seguidas por el Beduliense con Ammonites.

(1) El cap Pontinant —o Punta Pantinat— está constituido de dolomías.

c) La caliza urgoniana, llamada «*con Matheronia arnaudi*», no existe. A este respecto, volvamos a lo que decía P. FALLOT (1923, p. 17) de estas calizas «urgonianas». «En cuanto a los bancos zoógenos, sólo se puede mencionar la Matheronia señalada por NOLAN y las secciones de Políperos». Habiendo encontrado el ejemplar recogido antes por mi predecesor he podido —en base a las sugestiones de M. KILIAN, a quien la atribución específica hecha por NOLAN le ha parecido dudosa— estudiarlo de nuevo. En lugar de *Matheronia arnaudi* Math. esta muestra me parece más bien pertenecer a *Matheronia virginiae* A. Gras sp. Es una forma Aptiense que se encuentra en nuestros países en la parte superior del Urgoniano.

En Menorca, los únicos bancos calizos «zoógenos, de facies urgoniana» que encierran Rudistos y Políperos contienen *en realidad microfauna del Valanginiense Superior.* Además el Aptiense se conoce bajo una facies de margas y margo-calizas con Ammonites.

Por tanto hay que abandonar totalmente esta idea de «caliza urgoniana» basada, además, en una determinación aproximada.

Digamos, para terminar, que en Ibiza también este tipo de calizas había

MENORCA (FALLOT, HERMITE)

CENOMANIENSE I N F	Hiato
VRACONIENSE	?
ALBIENSE	
CLANSAYESIENSE	Caliza urgoniana con *Matheronia arnaudi*
GARGASIENSE	
BEDOULIENSE	Margas con *Procheloniceras* cf. *albrechtiaustriae, Holcophylloceras guettardi*
BARREMIENSE SUPERIOR	Margo-calizas con *Pulchellia sauvageaui Pulchellia ouachensis Nicklesia heintzi Holcodiscus geronimae Metahoplites henoni Metahoplites cardonae Parahoplites soulieri Hamulina boutini*
BARREMIENSE INFERIOR	
HAUTERIVIENSE	?

Figura 81.—Revisión de faunas de Ammonites de Menorca, según J. WIEDMANN.

sido tenido mucho tiempo por «urgoniano», hasta que G. COLOM y H. RANGHEARD ponen en evidencia (1965) microfaunas del Jurásico Superior-Valanginiense.

1. DISTRIBUCION

Los afloramientos actuales del Cretácico son extremadamente reducidos, y situados en la mitad oriental de la Atalaya de Fornells y en Cap d'Es Redoble, entre Arenal de Son Saura y Es Macar de Sa Llosa (figura 82b).

He representado (fig. 82a) los yacimientos fosilíferos y los afloramientos cretácicos que han sido mencionados por mis predecesores.

2. ESTRATIGRAFIA

1. BERRIASIENSE, VALANGINIENSE, HAUTERIVIENSE?

1. Berriasiense y Valanginiense

La orilla oeste del Arenal de Son Saura expone de N a S (fig. 83):

1) Calizas masivas del Jurásico terminal-Neocomiense.

2) Zona fracturada tectónicamente (fallas); luego, de abajo a arriba:

3) Zona de calizas masivas, cortadas por bancos más arriñonados (61-68). Las muestras 59, 60, 61-68 muestran en un fondo microcristalino, algunos pequeños Foraminíferos apelotonados, de 130 a 170 micrones, *Nautiloculina oolithica* Mohl., y Textuláridos. Hacia la coronación estas calizas se hacen mesocristalinas con Textuláridos y *Trocholina* sp.

4) 1,5 m. de calizas microcristalinas, azoicas (63-68).

5) 10 a 12 m. de calizas masivas, microcristalinas con *Trocholina alpina* L., *T. elongata* L.

6) 1 m. de calizas finamente estratificadas, microcristalinas (65-68).

7) 1 m. de caliza masiva, microcristalina, con *Cayeuxia* sp. (66-68) que termina por una superficie endurecida, con concreciones ferruginosas, atacada por litófagos.

8) 4 m. de calizas margosas, arriñonadas, en bancos delgados, microcristalinas con *Favreina* sp., *Nautiloculina oolithica* Mohl. (67-68).

9) 12 m. de calizas masivas, microcristalinas, con intraclastos y bioclastos como *Acicularia,* sp. (longitud 1.600 μ; diámetro 250 μ, 5 a 8 esporangios de 62 μ de diámetro): 68-68.

10) 1,5 m. de calizas margosas y margas amarillentas.

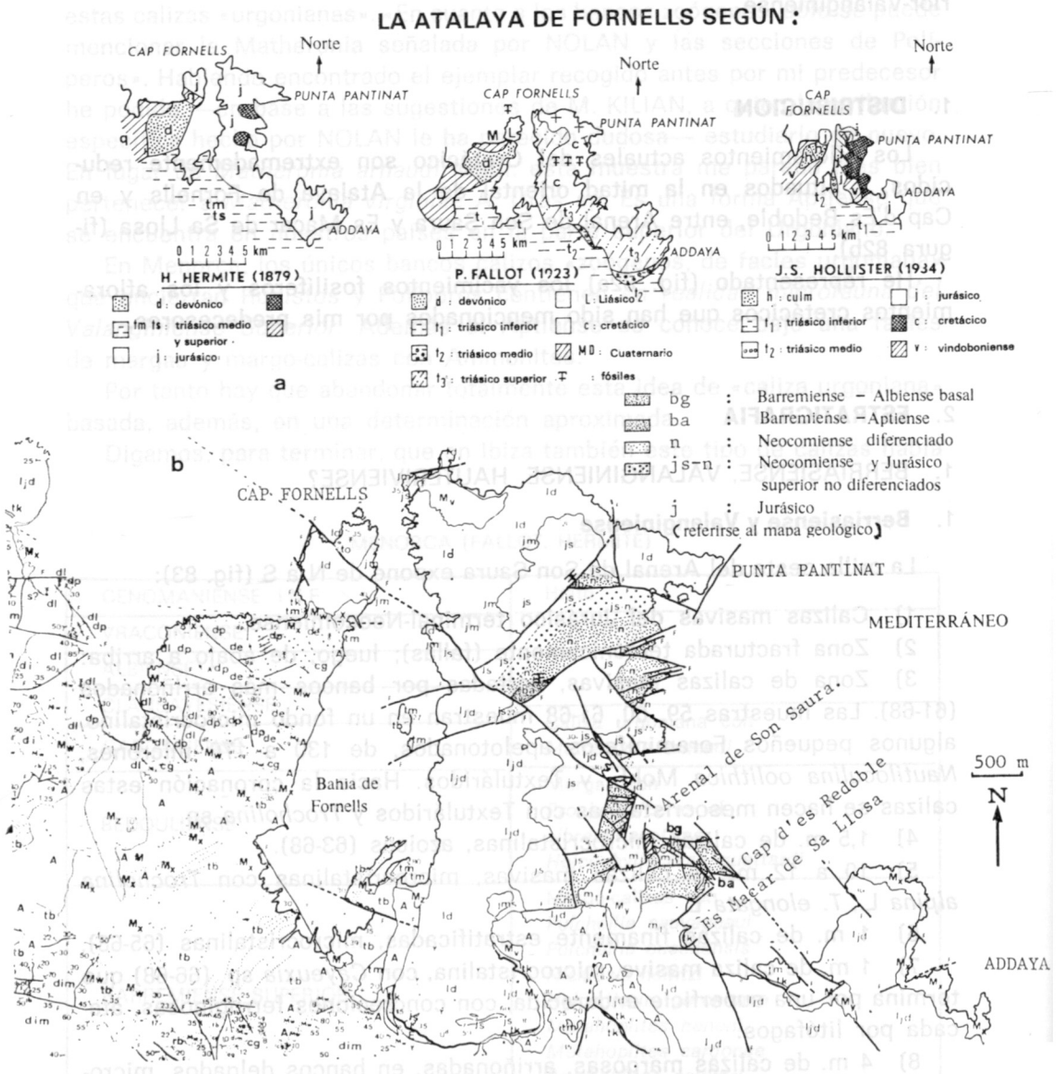


Figura 82.—a) Yacimientos fosilíferos y afloramientos cretácicos señalados por H. HERMITE, P. FALLOT y J. S. HOLLISTER. b) Extracto del mapa geológico de Menorca a 1/50.000.

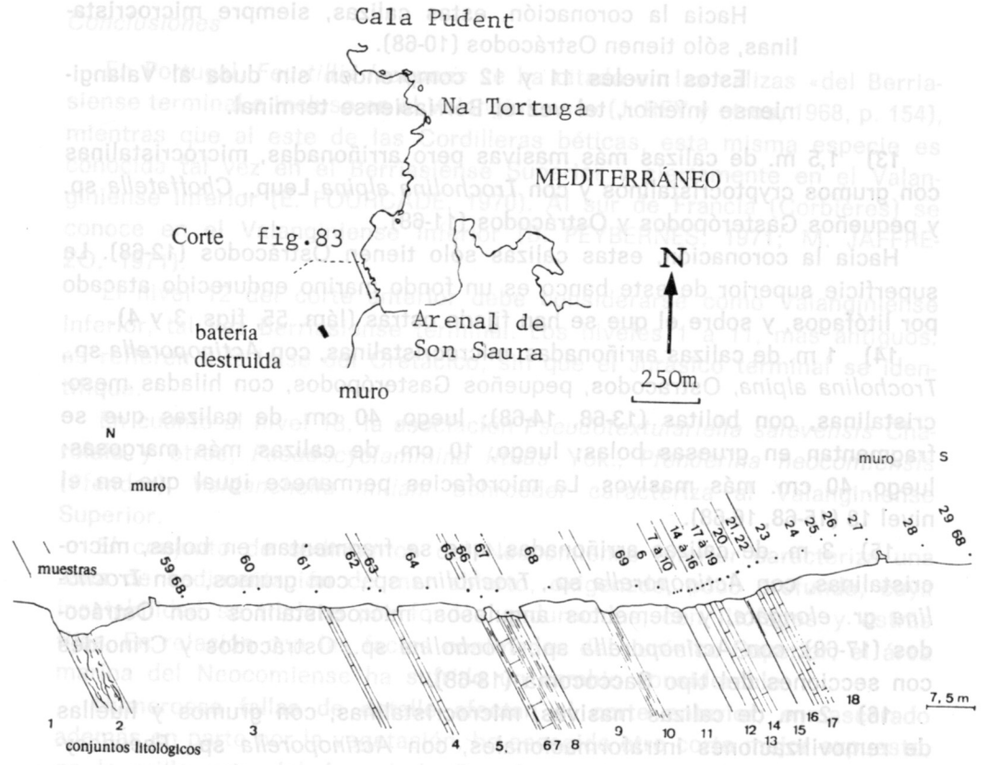


Figura 83.—El Cretácico basal de la orilla oeste del Arenal de Son Saura.

11) 10 m. de calizas con *Nerinea* sp., microcristalinas, con intraclastos, *Trocholina* sp., *Feurtillia frequens* Maync, *Nautiloculina* sp., *Favreina prusensis* (Parejas), *Trochamminidae* y Lituólidos indt. (6-68).

12) 2 m. de calizas que se dividen en (fig. 83):

1) 90 cm. de calizas arriñonadas, microcristalinas con grumos cryptocristalinos, y con *Feurtillia* sp., *Pseudocyclammina* gr. *lituus* Yok., *Trocholina alpina, Nautiloculina* sp., *Actinoporella* sp., Ostrácodos y pequeños Gasterópodos (7-68).
2) 10 cm. de calizas más homogéneas, de la misma microfacies (8-68).
3) 1 m. de calizas arriñonadas, microcristalinas con *Feurtillia* sp., *Trocholina alpina? Everticyclammina* cf. *virguliana* Koechlin. Ostrácodos, pequeños Gasterópodos (9-68).

Hacia la coronación, estas calizas, siempre microcristalinas, sólo tienen Ostrácodos (10-68).

Estos niveles 11 y 12 comprenden sin duda al Valanginiense Inferior, tal vez el Berriasiense terminal.

13) 1,5 m. de calizas más masivas pero arriñonadas, microcristalinas con grumos cryptocristalinos y con *Trocholina alpina* Leup., *Choffatella* sp. y pequeños Gasterópodos y Ostrácodos (11-68).

Hacia la coronación, estas calizas sólo tienen Ostrácodos (12-68). La superficie superior de este banco es un fondo marino endurecido atacado por litófagos, y sobre el que se han fijado ostras (lám. 55, figs. 3 y 4).

14) 1 m. de calizas arriñonadas, microcristalinas, con *Actinoporella* sp., *Trocholina alpina,* Ostrácodos, pequeños Gasterópodos, con hiladas mesocristalinas, con bolitas (13-68, 14-68); luego, 40 cm. de calizas que se fragmentan en gruesas bolas; luego, 10 cm. de calizas más margosas; luego, 40 cm. más masivos. La microfacies permanece igual que en el nivel 13 (15-68, 16-68).

15) 3 m. de calizas arriñonadas, que se fragmentan en bolas, microcristalinas, con *Actinoporella* sp., *Trocholina* sp., con grumos, con *Trocholina* gr. *elongata,* y elementos angulosos, microcristalinos con Ostrácodos (17-68), con *Actinoporella* sp., *Trocholina* sp., Ostrácodos y Crinoides con secciones del tipo Saccocoma (18-68).

16) 2 m. de calizas masivas, microcristalinas, con grumos y huellas de removilizaciones intraformacionales, con *Actinoporella* sp., *Pseudocyclammina lituus* Yok., *Trocholina* sp.

17) 3 m. de calizas arriñonadas, microcristalinas, con intraclastos y grumos, con *Feurtillia* sp., *Trocholina,* Ostrácodos, e hiladas finamente cristalinas con Crinoides del tipo *Saccocoma* (22-68).

18) Por encima (fig. 83), calizas masivas, con algunos bancos arriñonados que siguen hasta un muro. Estas calizas pueden ser:

1) Microcristalinas, con intraclastos y con *Actinoporella* sp., *Trocholina* sp., Ostrácodos (23-68).
2) Mesocristalinas, con intraclastos, bolitas, *Trocholina* sp. (24 a 26-68) y *Pseudocyclammina lituus* Yok. (8-68).

   En el terreno, la facies de estas calizas permanece constante en varias decenas de metros de potencia; luego, en un fondo mesocristalino aparecen: *Pseudotextulariella salevensis,* Charolais y otros, *Pseudocyclammina lituus* Yok., *Pfenderina neocomiensis* (Pfender), *Valdanchella miliani* Schroeder (ex *Dictyoconus walnutensis* Carsey) (29-68).

Conclusiones

En Portugal, *Feurtillia frequens* se ha citado en las calizas «del Berriasiense terminal e incluso en el Valanginiense» (J. REY y otros, 1968, p. 154), mientras que al este de las Cordilleras béticas, esta misma especie es conocida tal vez en el Berriasiense Superior y ciertamente en el Valanginiense Inferior (E. FOURCADE, 1970). Al sur de Francia (Corbières) se conoce en el Valanginiense Inferior (B. PEYBERNES, 1971; M. JAFFREZO, 1971).

El nivel 12 del corte anterior debe considerarse como Valanginiense Inferior, tal vez Berriasiense terminal. Los niveles 1 a 11, más antiguos, se refieren a la base del Cretácico, sin que el Jurásico terminal se identifique.

En cuanto al nivel 18, la asociación *Pseudotextulariella salevensis* Charolais y otros, *Pseudocyclammina lituus* Yok., *Pfenderina neocomiensis* (Pfender), *Valdanchella miliani* Schroeder caracteriza al Valanginiense Superior.

El conjunto de sedimentos del Neocomiense Inferior caracteriza una zona de sedimentación de mar abierto, oxigenado, poco profundo, cuya inestabilidad se traduce por fondos endurecidos, con litófagos y ostras fijas. En relación con las facies confinadas del Jurásico Superior, el área marina del Neocomiense ha sufrido un cambio considerable.

Numerosas fallas de detalle afectan al corte anterior, enmascarado además en parte por la vegetación, he escogido otro corte mejor expuesto, en la orilla este del Arenal de Son Saura, para estudiar *en detalle* el Valanginiense Superior.

2. Corte de detalle del Valanginiense Superior

La costa este del Arenal de Son Saura ofrece una secuencia de bancos calizos muy tectonizados, cortados por fallas. Sin embargo, al borde del mar, se ha podido levantar un corte de detalle del Valanginiense, limitado por dos fallas.

El detalle de las observaciones del terreno (fig. 84, a la izquierda) y microscópico (a la derecha) se ha resumido.

1. *Caracteres macroscópicos de las calizas*

Son calizas *masivas,* en *bancos potentes,* con muy frecuentes restos de organismos: Braquiópodos, Gasterópodos *(Nerinea* sp.) y Lamelibranquios, en particular Rudistos (1).

(1) Son las conocidas «calizas urgonianas» de los autores anteriores.

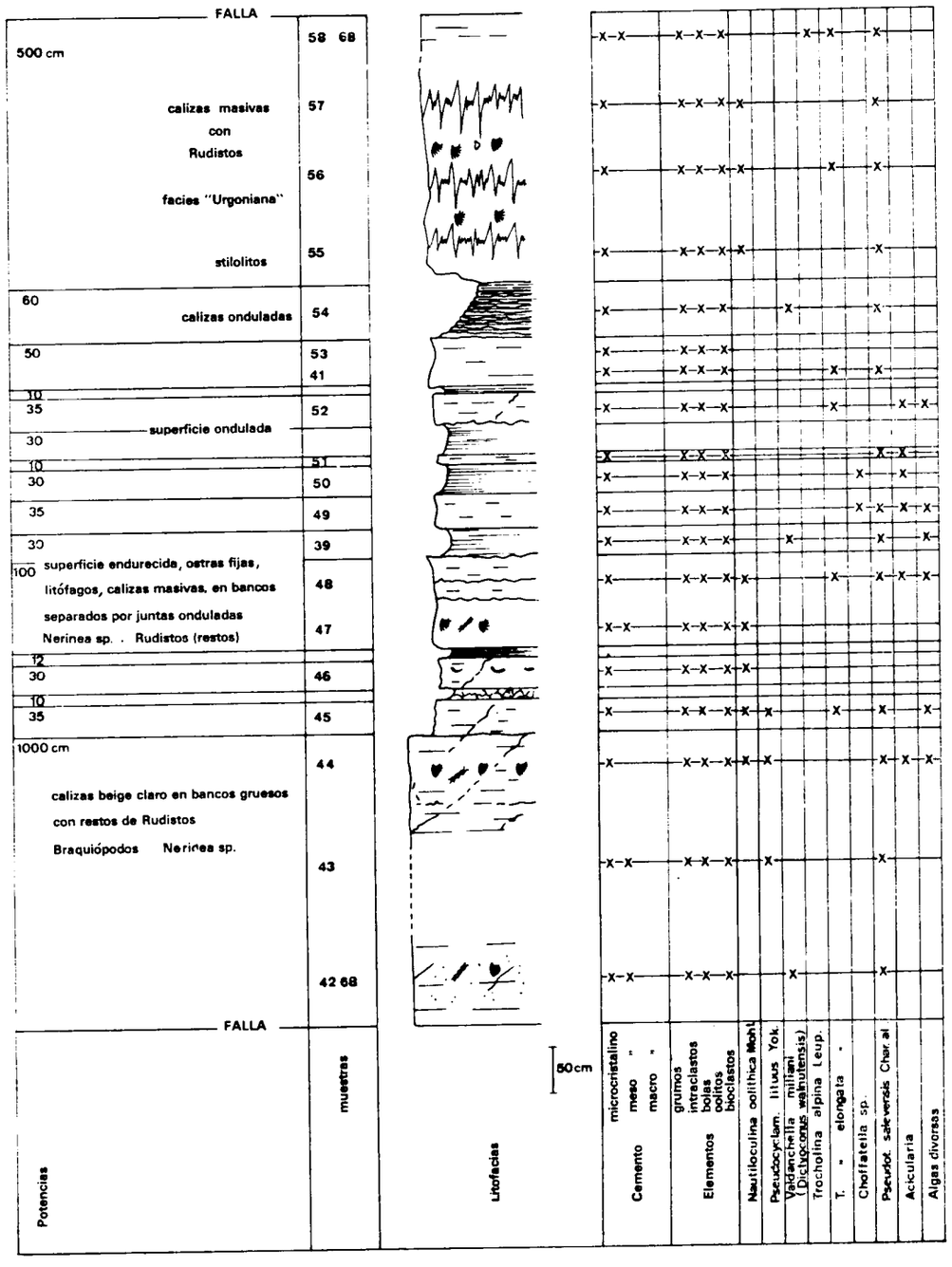


Figura 84.—Corte de detalle del Valanginiense Superior.

2. *Caracteres microscópicos*

En estas calizas, cuyo fondo es microcristalino, y muy raramente mesocristalino, la presencia constante de *Pseudotextulariella salevensis* Charolais y otros, cuya presencia en las calizas de Provenza es «tan característica de las calizas blancas del Valanginiense que equivale a una firma» (J. PFENDER, 1938, p. 237), asociada a *Pfenderina neocomiensis* (Pfender), *Valdanchella miliani* Schroeder, *Trocholina alpina* Leup., *T. elongata* Leup., caracteriza al Valanginiense Superior.

3. El problema del Hauteriviense

El Hauteriviense no está individualizado en Menorca. Los Ammonites, pretendidos tales por H. HERMITE, han sido clasificados como Barremiense por J. WIEDMANN (1963).

Los diferentes cortes que he podido levantar están muy tectonizados y recubiertos por la vegetación en cuanto se aleja uno de la costa.

Si se considera el corte de la costa Oeste del Arenal de Son Saura (figura 83), la parte superior del nivel 18, y a fortiori las capas que coronan este nivel 18, podrían ser del Hauteriviense.

Pero, hacia el Sur y hacia el Oeste (fig. 82b), tanto el nivel 18 como los niveles que lo coronan conservan siempre las mismas facies de calizas masivas con Rudistos, Políperos, etc...

a) Hacia el Sur, en dirección a una batería, las microfacies son siempre las mismas, con *Pseudocyclammina* sp., *Pseudotextulariella salevensis* Char. y otros, acompañados por numerosos restos de Gasterópodos («Cerithidae»), Rudistos y Crinoides (30 a 32-68).

Más abajo de la batería, a algunos metros del mar y del muro que cierra la playa de Son Saura, las microfacies tienen, además de los fósiles anteriores, *Nautiloculina* cf. *oolithica, Bacinella irregularis* Rad. (201 a 205-61).

b) Subiendo desde este punto hacia el O se ven siempre calizas masivas de igual facies y microfacies (200 a 198-61). Lo mismo sucede hacia el S y hacia el N (206 a 209-61).

Estas formaciones suprayacentes al Valanginiense datado podrían representar al Hauteriviense, pero no se ha identificado todavía con certeza ningún organismo típico de este piso. Además, numerosas fallas perturban en detalle estas secuencias, que el conglomerado oligo-mioceno inferior recubre al SE.

4. Conclusiones

Después del área de sedimentación confinada del Jurásico Superior, donde se depositaron calizas microcristalinas con microfaunas escasas y monoespecíficas, vienen los sedimentos del Neocomiense Inferior, característicos de un área marina abierta, oxigenada y poco profunda.

Los sedimentos del Valanginiense se han formado en un medio agitado, donde se acumulaban organismos de un biotopo marino poco profundo, incluso arrecifal (Políperos), o fragmentos de ellos.

Esta sedimentación se interrumpió por frecuentes hiatos materializados por planos de estratificación ondulados o fondos submarinos endurecidos sobre los que se desarrollaron litófagos y organismos fijos de biotopo poco profundo (Ostras). El conjunto refleja la inestabilidad de esta área marina.

Así, la zona de sedimentación corresponde paleogeográficamente a una plataforma continental: está comprendida entre algunos metros y 60 metros.

Este área marina se enlaza al dominio mesógeno y las calizas cretácicas de Menorca tienen microfaunas conocidas en Provenza, en las zonas externas de las Cordilleras béticas, etc... Estas microfaunas han permitido individualizar el Berriasiense Superior (?)-Valanginiense Inferior y el Valanginiense Superior. No se conocen las relaciones entre el Neocomiense y el Jurásico Superior. El conjunto de calizas masivas, con abundantes restos de Políperos y Rudistos, contiene microfauna del Valanginiense Superior y muy probablemente también está representado el Hauteriviense.

2. BARREMIENSE, APTIENSE, ALBIENSE

Entre Ses Ollas y el Cap d'Es Redoble, los niveles blandos de margocalizas de Barremiense y de margas del Barremiense-Albiense se conservan en un compartimiento tectonizado, hundido entre fallas N 120-140° (lámina 55, figs. 1 y 2).

A) *En la orilla este* de una pequeña cala están plegadas en un sinclinal fallado una quincena de metros de calizas margosas y margas del Barremiense. El sinclinal está separado por fallas N 120-140° de las calizas masivas del Jurásico terminal-Neocomiense (151-65 y 150-65) al Norte, y de los conglomerados Oligo-Mioceno Inferior al Sur (fig. 85, 3 y lám. 55, figura 2).

El Barremiense de este sinclinal fallado está constituido por bancos de 10 a 30 cm. de calizas margosas amarillentas, más o menos compactas.

Son visibles aproximadamente 13 metros de estas calizas margosas.

En lámina delgada (27 a 31-67), son calizas microcristalinas con finos artejos de Crinoides pelágicos y *Nannoconus steinmanni* Kamptner.

El levigado de los términos más margosos, cogidos de abajo a arriba (fig. 85, 2 y lám. 55, fig. 2), ha permitido a J. MAGNE clasificar (sólo se citan los niveles más ricos):

153-65: Abundantes restos de Equinodermos, radiolas de Equínidos, piezas de Ofiuros y Foraminíferos:

Lenticulina cf. *nodosa (Reuss), L.* cf. *ouachensis* (Sigal), *L.* cf. *kugleri* Bartenstein, Bettendstaedt et Bolli, *L. eichenbergi* Bartenstein et Brand, *L.* sp., *Marginulina* cf. *pyramidalis* (Koch), *M.* sp., *Vaginulina* cf. *recta* Reuss, *V.* sp., *Tristix* sp., *Dentalina* sp., *Nodosaria* sp., *Frondicularia* sp., *Pseudoglandulina* sp., *Gavelinella barremiana* Bettendstaedt, *Spirillina* cf. *minima* Schacko, *Epistomina ornata* (Roemer), *E.* gr. *caracolla* (Roemer), *Patellina subcretacea* Cushman et Alexander, *Globorotalites* cf. *bartensteini intercedens* Bettendstaedt, *Globigerina infracretacea* Glaessner, *G.* sp., *Trocholina molesta* Gorbatchick, *Neotrocholina* aff. *vasserodi* Guillaume, *Tritaxia tricarinata* (Reuss), *T. pyramidata* Reuss, *T.* sp., *Dorothia oxycona* (Reuss), *Gaudryina* cf. *dividens* Grabert, *G.* sp., *Ammobaculites subcretaceus* Cushman et Alexander, *Trochammina* sp., *Marginulinopsis djaffaensis* Sigal, *Astacolus tricarinella* (Reuss).

Ostrácodos: *Protocythere triplicata* (Roemer), *Protocythere* sp., *Cythereis* sp., *Neocythere* sp., *Cytherella* sp.

Por encima, el nivel 155-65 ha dado muchos restos de Equinodermos acompañados de los siguientes Foraminíferos:

Lenticulina nodosa, L. cf. *kugleri, L.* cf. *praegaultina* Bartenstein, Bettendstaedt et Bolli, *L.* cf. *ouachensis striata* Flandrin, Moullade et Porthault, *L.* sp., *Astacolus tricarinella, A.* sp., *Marginulinopsis djaffaensis, Marginulina pyramidalis, M.* sp., *Vaginulina* cf. *arguta* Reuss, *Dentalina* sp., *Nodosaria* sp., *Tristix* sp., *Pseudoglandulina* sp., *Gavelinella barremiana, G.* sp., *Trocholina molesta, Tritaxia pyramidata, Gaudryina* sp., *Patellina subcretacea.*

Ostrácodos: *Cytherella* sp., *Paracypris* sp., *Bairdia* sp., *Cythereis* sp.?

Para J. MAGNE estas asociaciones micropaleontológicas definen el Barremiense.

Estas calizas margosas contienen Braquiópodos (2 fragmentos indeterm.), Equinodermos, Belemnites *(Neohibolites* sp. o *Hibolites* sp.?, *Mesohibolites* sp. probable (clasificaciones de J. SORNAY) y Ammonites, sobre todo calizos *(Barremites* sp.).

Hacia el SO, estas calizas margosas están en contacto tectónico con niveles Barremienses más margosos, también tectonizados y cubiertos de

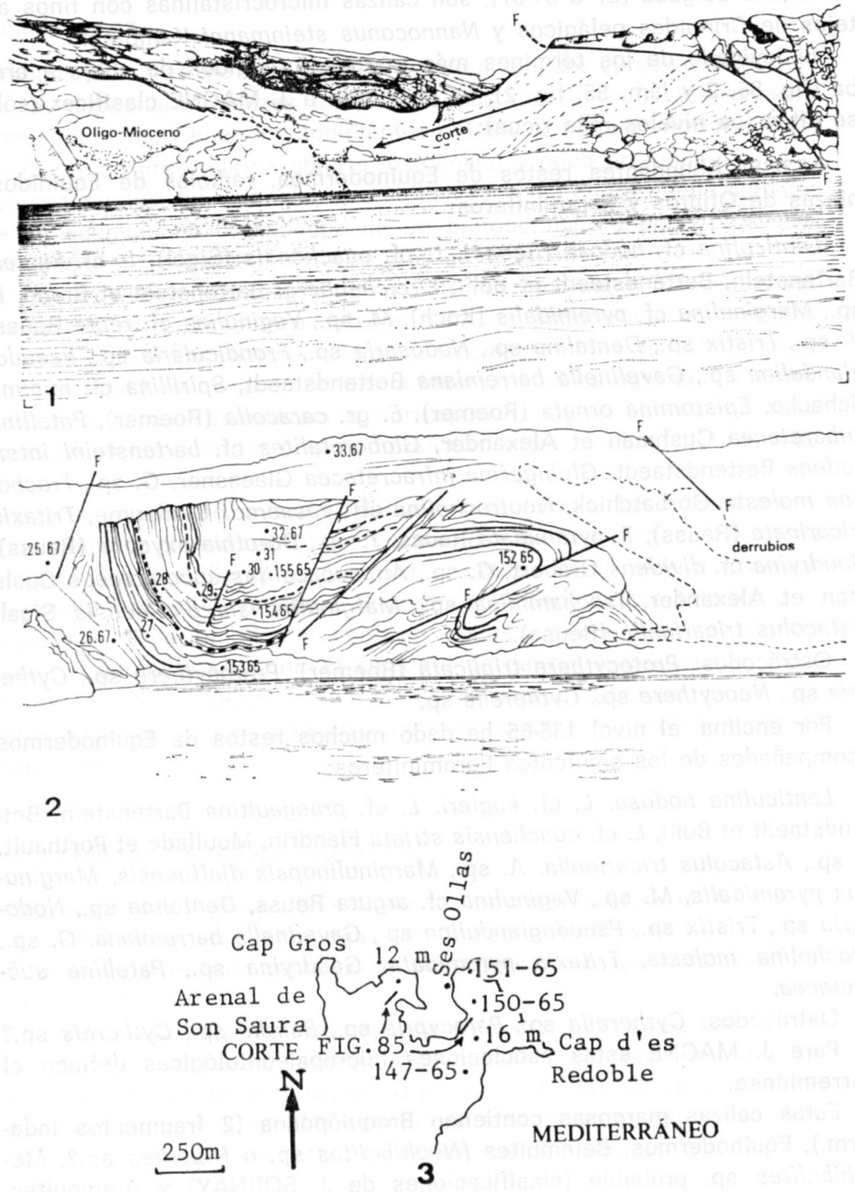


Figura 85.—Barremiense, Aptiense y Albiense de la cala de Ses Ollas. 1. Orilla Oeste: Corte del Barremiense Superior, Aptiense y Albiense.— 2. Orilla Este: Corte del Barremiense.—3. Situación.

derrubios en un contexto poco visible. Allí he recogido fósiles piritosos muy encostrados: Ammonites, Gasterópodos, Braquiópodos y Políperos solitarios.

Así, este primer corte muestra un Barremiense muy tectonizado, constituido por calizas margosas, microcristalinas, con *Nannoconus,* y niveles más margosos que han dado microfaunas con especies bentónicas y pelágicas.

B) *En la orilla oeste* de esta misma cala (lám. 55, fig. 1 y fig. 85, 1) reaparecen las margas Barremienses, por un lado cogidas entre dos fallas (nivel 10, fig. 86) y por otro al muro de las margas aptienses (niveles 1 y 2, fig. 86).

Estudiaremos a continuación el Barremiense más margoso y los afloramientos que se conservan de Aptiense y Albiense.

La situación tectónica de estos afloramientos es la misma que la de los niveles de la orilla este de la cala. De SO a NE se ve (fig. 86):

C) Calizas masivas con Rudistos del Valanginiense Superior-Hauteriviense (?).

1) 3 m. de margas muy arcillosas, amarillo-naranja, cuyo levigado (23-67) ha dado microfauna de un probable Barremiense:

Conorotalites gr. *bartensteini, Hedbergella* sp., *Astacolus tricarinella, Lenticulina ouachensis, Lenticulina* cf. *kugleri* Bartenstein, Bettenstaedt, Bolli; *Lenticulina* sp., *Vaginulina* cf. *recta, Spirillina* sp., *Patellina* sp., *Epistomina* cf. *ornata* (Roemer), *Gavellinella barremiana* Bettenstaedt, *Trocholina* sp., *Tritaxia* sp.

Estos Foraminíferos están acompañados de escasos Ostrácodos indeterminables.

2) 3,5 m. de calizas finamente estratificadas, con placas más duras, paralelas a la estratificación y pequeños cantos que, al microscopio, son calizas microcristalinas con *Nannoconus steinmanni* Kamptner, acompañados de Crinoides pelágicos y Foraminíferos. La microfacies de la roca encajante (22-67) es la misma que la de los cantos (21-67) que representan por tanto una removilización intraformacional.

Estas calizas representan la continuación de las calizas margosas del Barremiense de la orilla este de la cala, y probablemente el Barremiense Superior.

3) 3 m. de margas amarillas y naranja con microfauna muy pobre del Barremiense-Aptiense bajo.

19-67: *Hedbergella* cf. *trochoidea, Conorotalites* gr. *bartensteini, Globigerinelloides* (probable), *Gavelinella* cf. *flandrini* Moullade, *Gavelinella* sp., *Patellina subcretacea, Spirillina* sp., *Tritaxia* sp.

20-67: *Conorotalites bartensteini intercedens, Hedbergella* sp., *Lenticu-*

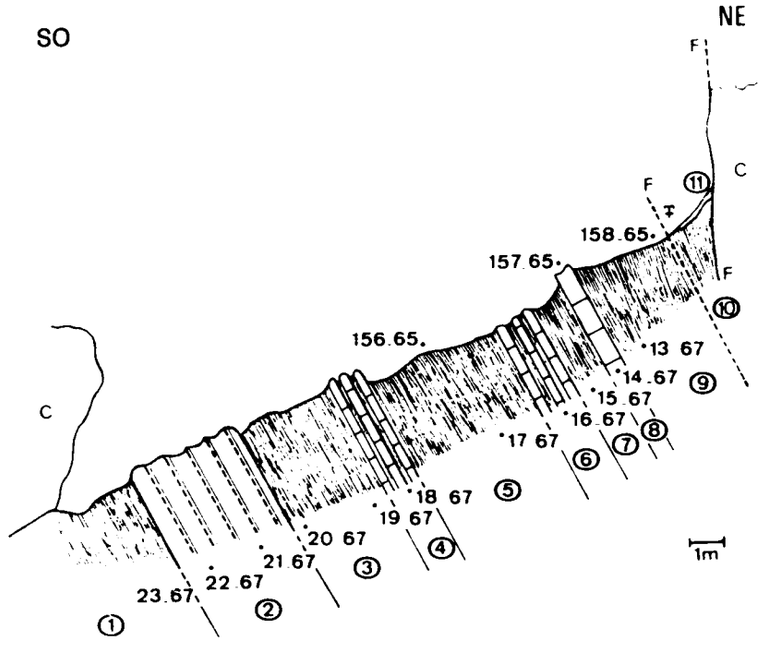


Figura 86.—Corte geológico del Barremiense, Aptiense, Albiense basal (orilla oeste de Ses Ollas).

lina praegaultina, Lenticulina ouachensis, Lenticulina cf. *nodosa, Lenticulina* sp., *Vaginulina* cf. *recta, Gavelinella barremiana, Spirillina* sp., *Guadryina* sp., *Tritaxia* sp., *Patellina* sp.

4) 0,8 m. a 1 m.: Calizas margosas en bancos delgados alternando con margas amarillas. El fondo es micro o mesocristalino, rico en cuarzo anguloso (Ar=0,1; Sp=0,3) de 80 a 100μ y con muscovita. Contiene *Hedbergella* sp. y muy abundantes *Nannoconus steinmanni* Kamptner.

5) 4 m. aproximadamente de margas amarillas, que se hacen marrón verdoso hacia su coronación y que han dado una microfauna muy pobre en individuos:

156-65: Algunas radiolas de Equínidos y espículas de Espongiarios, y los Foraminíferos:

Globigerina cf. *infracretacea* Glaessner, *Globigerina* cf. *planispira* Tappan, *Hedbergella* aff. *trochoidea* (Gandolfi), *Hedbergella* sp., *Spirillina* cf. *minima* Schacko, *Patellina subcretacea* Cush. et Alex., *Vaginulina* cf. *procera* Albers, *Lenticulina* sp., *Epistomina* sp., *Gavelinella* sp., *Dorothia* cf. *oxycona.*

Para J. MAGNE, este nivel es algo más reciente que las muestras barremienses 153 y 155-65 estudiadas antes.

La muestra 17-67 no ha proporcionado otras precisiones.

6) 1 m. de calizas margosas grises y margas amarillas y verdes, que en lámina delgada muestran las mismas características que el nivel 4), con mayor riqueza en cuarzo.

7) 1,2 m. de margas amarillo-claro que sólo han dado muy escasos *Spirillina* sp. (15-67).

8) 0,5 m. de caliza gris, masiva, en algunas zonas ligeramente margosa. Ha dado una microfauna muy pobre (157-65) y mal conservada: Foraminíferos: *Globigerinella* sp., *Lenticulina* sp., *Patellina subcretacea, Dorothia* cf. *oxycona* (Reuss), *D.* cf. *trochus* (d'Orbigny), *Gavelinella* sp., que definen Cretácico Inferior sin más precisión. Una segunda muestra ha sido mucho más rica (157b-65):

Foraminíferos: *Astacolus tricarinella, Astacolus* sp., *Lenticulina* sp., *Planomalina* cf. *cheniourensis* (Sigal), *Epistomina colomi* Sigal, *Patellina subcretacea, Hedbergella trochoidea* (Gandolfi), *Globigerinelloides* cf. *algerianus* Cushman et Ten Dam, *Globigerinella* sp., *Gavelinella* sp., *Spirillina* sp., *Trocholina* sp., *Dorothia* cf. *oxycona, Dorothia* cf. *trochus, Trochammina* sp., *Ataxophragmium?* sp., *Gaudryina* sp., *Ramulina* sp., *Reophax* cf. *scorpiurus* Montfort, acompañados de Miliólidos.

Ostrácodos: Escasos.

Según J. MAGNE, la edad de esta microfauna es Aptiense Superior. La microfacies recuerda, más groseramente, los niveles 4) y 6) precedentes, con cuarzo detrítico de 300μ, anguloso (Ar=Sp=0,3), algunos oolitos y restos de Gasterópodos, Crinoides y Foraminíferos en sección, entre las que son muy frecuentes las de *Hedbergella trochoidea* (Gandolfi).

9) 2,5 m. de margas grises y rojas con una microfauna clasificable como Aptiense terminal a Albiense:

Patellina subcretacea, Spirillina sp., *Gavelinella* sp., *Globigerina* cf. *infracretacea, Globigerina* sp., *Globigerinella* sp., *Globigerinelloides* cf. *algerianus, Tritaxia* cf. *pyramidata, Dorothia* sp. (158-65).

Otras muestras tomadas en la parte superior de este bando han dado:

13-67: *Hedbergella* cf. *washitensis* (Carsey), *Hedbergella infracretacea* (Glas.), *Hedbergella* cf. *planispira* (Tappan), *Hedbergella* sp., *Biticinella* sp., *Patellina subcretacea* Cush. et Alex., *Dorothia (Marsonella)* cf. *oxycona* (Reuss), *Gavelinella* sp., *Epistomina* sp., *Conorotalites* sp., *Aerobulimina* sp.

Según J. MAGNE son probablemente Albienses.

10) La falla FI (fig. 66) coge los niveles 5) y 9) al sesgo y hace reaparecer al NO, dominando las margas del Aptiense y del Albiense, las margas del Barremiense que constituyen el nivel 10).

Estas margas contienen Ammonites piritosos (clasificación de J. SORNAY):

Holcodiscus evolutus Fall. e Term., *Barremites* sp. (frecuentes), *Barremites* cf. *strettostoma* Uhlig (frec.), *Puzozia* sp. (2 ejemplares), *Hemihoplites astarte* Fall. et Termier, *Hemihoplites* sp., *Uhligella* cf. *monicae* (Coq.) Pervinq. non Heinz, y, más escasos, algunos Ammonites calizos tales como *Barremites?* sp., y *Desmoceratidos* indeterminados genéricamente que definen, según J. SORNAY, el Barremiense, incluso el Barremiense-Beduliense *(Uhligella* cf. *monicae).*

Estas margas se deshacen rápidamente por la erosión y las tempestades y los Ammonites pueden ser arrastrados hacia abajo, a la pequeña playa (lám. 55, fig. 1):

11) Los derrubios cubren parcialmente este nivel 10) que va a chocar al NO contra las calizas masivas del Valanginiese-Hauteriviense (?) (C, figura 86).

Conclusiones

Por encima de las calizas masivas del Valanginiense Superior-Hauteriviense (?), el Barremiense está caracterizado primeramente por calizas margosas microcristalinas con *Nannoconus* y con niveles de margas con microfaunas pelágicas y bentónicas.

Por encima, los niveles de margas aumentan de espesor y se hacen más frecuentes, sin que desaparezcan las calizas margosas microcristalinas. Se ven removilizaciones intraformacionales.

Estas margas tienen Ammonites, Braquiópodos, Gasterópodos bentónicos y Políperos solitarios. He podido localizar exactamente los niveles fosilíferos con Ammonites. La lista de estos Ammonites se ha citado en los trabajos de HERMITE, FALLOT, y revisado recientemente en un trabajo de J. WIEDMANN (1963), al que me remito, después de hacer constar la no existencia del «Urgoniano» (cf. pág. 246).

El Aptiense se caracteriza también por sus niveles predominantemente margosos con Ammonites (cf. WIEDMANN, 1963) con bancos de calizas margosas. Como el Barremiense, tiene microfaunas bentónicas y pelágicas.

Las facies se hacen más detríticas en el Albiense.

El conjunto de estas facies representa el aumento de profundidad del área de sedimentación que, sin embargo, sigue siendo epicontinental; las faunas tienen una gran proporción de organismos bentónicos, mezclados a organismos pelágicos.

3. ESTUDIO REGIONAL DEL CRETACICO

No se ha identificado en Menorca ningún otro afloramiento seguro del Cretácico aparte del de la Atalaya de Fornells y el de el este de la Playa de Son Saura.

Antes he querido citar las diferentes microfacies observadas en la Atalaya de Fornells y al este de Son Saura, con el fin de completar y limitar exactamente los afloramientos del Cretácico.

Estos afloramientos están llenos de fallas y, en parte, enmascarados por la garriga.

1. ATALAYA DE FORNELLS

A) **Corte núm. 8** (figs. 72 y 87)

Al Sur de la Punta Pantinat, el Jurásico Superior calizo-dolomítico (136 a 146-61), fallado, se sigue con calizas masivas de Algas, *Trocholinas, Pseudocyclamminas* (147 a 152-61) del Jurásico terminal (?)-Neocomiense. Hacia el Sur, el Neocomiense choca por falla contra el Barremiense de *Nannoconus* (153, 154-61), y este choca al Sur contra las calizas masivas del Valanginiense Superior con *Valdanchella miliani* Schroeder, *Pfenderina neocomiensis* (Pfender), *Pseudotextulariella salevensis* Charollais y otros, *Trocholina alpina* L., *Trocholina elongata* L., *Nautiloculina* sp., y Algas: *Gryphorella* sp., *Pianella pygmaea* Pia, *Salpingoporella annulata?* Car., *Bacinella irregularis* Rad. (clasificaciones de A. PRATURLON), siempre mezclados con restos de Rudistos, Gasterópodos y Políperos (155 a 157-61).

Hacia el este estas calizas masivas llegan a la costa con la misma facies (108 a 114-65) y teniendo además *Acicularia calli* Prat. (113-65).

Hacia el SO prosiguen estas calizas masivas, en un contexto no visible como consecuencia de la garriga y los limos rojos recientes que recubren la superficie llana de la Atalaya, con niveles del Barremiense-Aptiense, que han dado, cerca de la granja de S'Albufereta, Ammonites piritosos que he podido recoger, después de HERMITE, H. NOLAN y P. FALLOT. Citemos en especial (clasificación de J. SORNAY): *Barremites* sp., *Hemihoplites astarte* Fall. y Term., *Hemihoplites?* sp. Estos Ammonites piritosos están en la superficie del suelo con otros fósiles y están todos muy encostrados.

Al O, las dolomías están recubiertas por calizas mesocristalinas con fragmentos de calizas microcristalinas con *Trocholina alpina* Leup., *Trocholina elongata* Leup., *Pianella annulata* Car., *Actinoporella* sp. (94, 95-65). Algunos en vías de dolomitización (95-65). Una falla los separa de un afloramiento sensiblemente de la misma microfacies, atribuible también al Jurásico Superior-Neocomiense (97 a 101-65).

B) **Sur de La Atalaya**

Diferentes muestras han mostrado (fig. 87):

87-65 y 177-61: Calizas microcristalinas con Miliólidos.

37-65: Dolomías mesocristalinas.

33 a 36-65: Calizas microcristalinas con Algas, como *Muniera baconica* Deecke y pequeños Textuláridos. Estas calizas podrían representar el único Jurásico Superior. La misma microfacies se encuentra en las muestras:

180-61, que tiene además *Trocholina elongata* Leup., *Trocholina alpina* Leup.

181-61, que contiene *Clypeina* sp., *Pianella* sp.

182-61, que contiene *Actinoporella?* y *Arabicodium.*

La microfacies sigue igual desde la muestra 183-61 a la 186-61, que tiene: *Pianella grudii?* Rad., *Cylindroporella arabica* Ell.

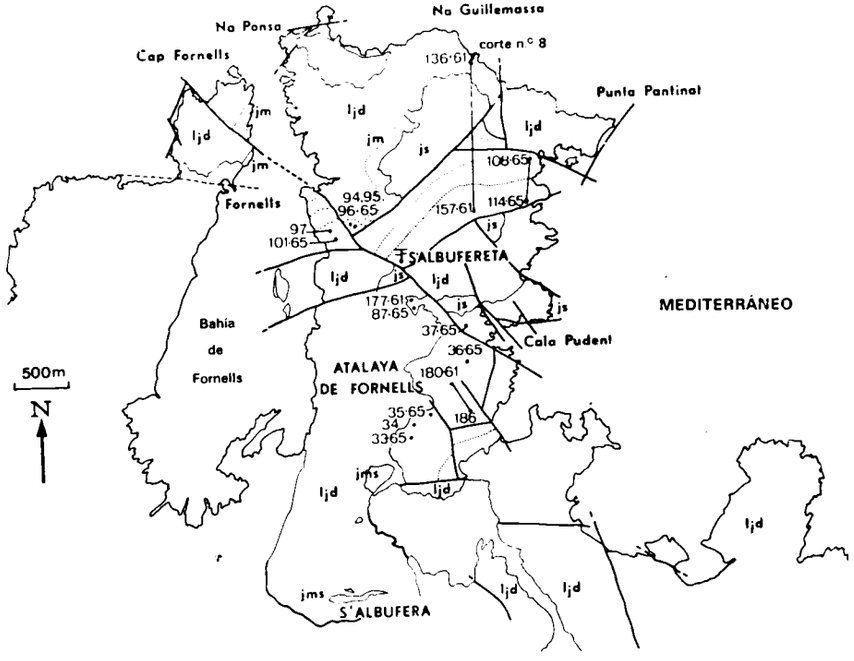


Figura 87.—Estudio regional del Cretácico.

2. ESTE DE SON SAURA

En la orilla este de la bahía de Son Saura, en las penínsulas de Ses Ollas, del Cap d'Es Redoble y al sur de éstas, las calizas masivas que afloran siempre han mostrado en el terreno secciones frecuentes de Rudistos, Políperos y, en lámina delgada, microfacies del Jurásico terminal (?)-Neocomiense. En particular una de las muestras (162-65) ha dado: *Actinoporella* sp., *Clypeina parvula?* Car., *Salpingoporella annulata* Car., y tal vez fragmentos de Caraceas como *Clavator reidi?* Grooves, cuya edad es Portlandiense-Valanginiense.

4. CONCLUSIONES GENERALES SOBRE EL CRETACICO

1. Límites

El límite Jurásico Cretácico no puede situarse exactamente por las malas condiciones de afloramiento, cortes geológicos llenos de fallas y asociaciones micropaleontológicas poco significativas.

El límite superior del Cretácico corresponde a un límite de erosión y el último nivel conocido in situ es el Albiense basal.

2. Serie estratigráfica

Siguiendo a las facies confinadas del Malm, el Cretácico está formado por calizas, margo-calizas y margas con abundantes organismos, microorganismos o sus restos. Estos sedimentos caracterizan un mar cretácico abierto y un área de sedimentación inestable.

1. *Berriasiense y Valanginiense*

En contacto tectónico con las dolomías jurásicas, las margo-calizas microcristalinas del Berriasiense Superior (?)-Valanginiense Inferior contienen Foraminíferos bentónicos y planctónicos. Estas facies pasan a calizas masivas con restos de Rudistos, Políperos, Gasterópodos y microorganismos neríticos del Valanginiense Superior.

Esta sedimentación se interrumpe frecuentemente y se desarrollan sobre los fondos marinos sucesivos organismos fijos y litófagos, que separan los bancos calizos.

2. *Hauteriviense*

Parece que las calizas masivas del Valanginiense Superior han podido seguir depositándose durante el Hauteriviense que, sin embargo, no se ha podido individualizar.

3. *Barremiense*

El Barremiense, con Ammonites, está representado por calizas margosas microcristalinas, con *Nannoconus steinmanni,* Foraminíferos bentónicos y planctónicos y Ostrácodos, y por margas que engruesan poco a poco hacia el techo del Barremiense. Contienen Ammonites y organismos bentónicos (Gasterópodos...).

4. *Aptiense y Albiense basal*

Las margas y las calizas margosas con Ammonites siguen depositándose durante el Aptiense y el Albiense basal. Se cargan en cuarzo y muscovita detrítica y tienen Foraminíferos, sobre todo bentónicos, acompañados de algunos organismos o microorganismos planctónicos.

3. **Area de sedimentación**

Al área de sedimentación confinada del Jurásico Superior, donde se depositaron calizas microcristalinas con escasa microfauna (a menudo monoespecífica), sucede en el Neocomiense Inferior a un área marina abierta, que, de facto, marca una transgresión.

Durante el Berriasiense Superior (?)-Valanginiense, el medio de sedimentación es agitado, poco profundo e instalado en un área inestable. En efecto, durante el Valanginiense Superior la más mínima oscilación va a provocar o bien el depósito de calizas masivas con organismos rodados, de entorno arrecifal (Rudistos, Políperos, Gasterópodos...), o bien la aparición de un fondo marino endurecido, que representa una laguna de sedimentación. Estos fondos marinos, atravesados por litófagos y con organismos fijos son incluso probablemente *inter-tidales.*

Durante el Barremiense la inestabilidad sólo está representada por la sedimentación irregular de calizas margosas y margas. Este depósito, que sucede a las calizas precedentes, implica un aumento de la profundidad del mar. En los sedimentos barremienses se mezclan restos de organismos y microorganismos bentónicos y pelágicos. Esto pone de manifiesto un área de sedimentación epicontinental, que recibe influencias de un mar profundo. El mar barremiense ha desplazado así las orillas en relación con el Neocomiense. Sus facies siguen siendo las de una plataforma continental poco profunda, de aguas limpias, condición suficiente para la proliferación de *Nannoconus* (D. NOEL, 1968).

Este régimen sigue durante el Aptiense y el Albiense. La proximidad de la orilla se nota en los aportes detríticos.

CAPITULO 4.—CONCLUSIONES GENERALES SOBRE EL SECUNDARIO

La orogénesis varíscica, que ha hecho aflorar los sedimentos devónicos y carboníferos, provoca una modificación paleogeográfica total del ámbito menorquín. El Pérmico y el Triásico Inferior representan una fase continental en gran parte. Sin embargo, poco a poco el mar esboza transgresiones cada vez más netas, se estabiliza durante el Triásico Medio; luego, después de la crisis del Triásico Superior, se instala definitivamente desde el Liásico hasta el Albiense basal por lo menos.

1. **PERMICO Y TRIASICO**

La potente serie detrítica roja del Pérmico Superior y del Buntsandstein corresponde a la diseminación, en grandes extensiones, de productos de erosión de terrenos paleozoicos emergidos, luego a la resedimentación de estos productos de erosión bajo una facies de «nuevas areniscas rojas». Estas diseminaciones correspoden a fases alternas de *exondación,* durante las cuales una parte de los sedimentos ya depositados es alterada y resedimentada por fases eólicas locales y *lluvias violentas* y *repentinas* que provocan crecidas durante las cuales las aguas cogen los sedimentos anteriores y los depositan como nuevos sedimentos. En estas grandes extensiones no es posible discernir la parte exacta de influencias marinas. El mar del Triásico Medio es epicontinental. El fondo submarino está frecuentemente ocupado por organismos bioturbadores.

Al lado de estos organismos aparecen a ciertos niveles faunas pelágicas. Algunas se parecen a las faunas encontradas en el Triásico Medio de Cerdeña y de la cuenca del Ebro. Así, se individualiza un dominio marino que une Cerdeña, Cataluña y las Baleares. Este mar epicontinental se enlaza hacia el Este con el mar del dominio alpino estricto, del que recibe influencias.

Se inicia una regresión hacia el final del Triásico Medio, y el Keuper, de límites imprecisos, es de facies lagunar con recurrencias marinas.

Aunque pareciéndose al Triásico germánico, el Triásico de Menorca difiere de las series germánicas típicas por ciertos rasgos de su serie litológica y por la presencia de faunas particulares.

En el Mediterráneo occidental, el Triásico de Menorca se originaliza por sus faunas y la gran escasez (incluso ausencia total) de rocas eruptivas básicas en el Triásico Superior.

2. EL JURASICO

A las facies lagunares, en parte del Triásico Superior, sucede en el Jurásico un mar abierto, agitado, epicontinental. Diferentes horizontes del Jurásico son afectados por una fuerte dolomitización.

En el Liásico Superior las facies son costeras, es decir, litorales, con faunas abundantes de Braquiópodos y Lamelibranquios a los que se mezclan muy escasos Ammonites. Este área epicontinental es estable durante una parte del Dogger, las facies oscilan entre depósitos de plataforma y depósitos litorales. Es perceptible la presencia de una tierra emergida que constituye la orilla próxima del mar epicontinental del Jurásico Medio: de esta tierra vienen cuarzos detríticos y fragmentos de plantas acompañados de esporas y polen.

Durante el Malm se depositan limos calizos, a veces bioturbados. Junto a escasos Gasterópodos, sólo están presentes escasos microorganismos en poblaciones desparramadas, frecuentemente monoespecíficas.

Estas características, unidas a la ausencia de «Protoglobigerinas», «filamentos», Saccocomidos y Calpionelas indican un confinamiento del área de sedimentación marina del Jurásico Superior de Menorca, que habría tal vez funcionado como un cenagal episódico.

No se puede situar todavía exactamente el límite del Jurásico y del Cretácico.

3. EL CRETACICO

Las facies cretácicas son, de entrada, facies de mar abierto, lo que significa de facto una transgresión con respecto al Jurásico Superior.

Desde el Neocomiense al Albiense basal —último nivel identificado «in situ» hasta hoy— el mar permanece de tipo epicontinental, pero el área de sedimentación manifiesta una cierta inestabilidad.

Esta inestabilidad es especialmente perceptible en el Valanginiense Superior, donde la menor oscilación del área de sedimentación va a provocar, bien el depósito de calizas masivas con organismos rodados (Rudistos, Políperos, Gasterópodos...) acompañados de microfaunas de ambiente arrecifal, o bien una laguna de sedimentación, señalada por la permanencia de un fondo submarino en el que se desarrollan organismos fijos (Ostras) y litófagos. Este régimen de afinidades intertidales desaparece en el Barremiense.

En el Barremiense, las facies de calizas margosas con *Nannoconus*, acompañados y luego seguidos de facies más margosas con Ammonites, Gasterópodos, Braquiópodos y Políperos, a menudo piritizados, representan un aumento de la profundidad del mar, que desplaza así sus líneas de costa con respecto al Neocomiense.

Las facies del Barremiense, Aptiense y Albiense siguen siendo, sin embargo, las de un mar epicontinental.

En definitiva, después de la orogénesis varíscica y la intensa erosión resultante, una nueva historia geológica afecta a esta zona del futuro Mediterráneo occidental. La colmatación permo-triásica conduce a la creación de un área continental invadida por el mar poco a poco. Este mar epicontinental, que se establece en el Anisiense Inferior, sufre avatares durante el Triásico Superior, luego se establece definitivamente durante el Jurásico Inferior y persiste, por lo menos, hasta el Albiense.

Durante este período el área continental que la soporta permanece estable en conjunto, las líneas de costa sólo oscilan en detalle, provocando variaciones de facies y emersiones temporales. Parece que una crisis más importante va a sobrevenir entre el Jurásico Superior y el Neocomiense, donde las facies cambian bastante rápidamente; pero los indicios de que disponemos, indirectos, no permiten aportar por el momento más precisiones sobre las causas que han provocado esta crisis.

EL TERCIARIO

El Terciario de Menorca comprende: Oligo-Mioceno Inferior, Vindoboniense y Mioceno terminal («Mesiniense»).

El Oligo-Mioceno está excepcionalmente conservado en la costa norte de Menorca. Es una molasa basta, formada esencialmente a partir de la erosión del Jurásico y el Cretácico, que pone de manifiesto la existencia de una tierra emergida desde antes del Oligoceno Superior, en esta región del Mediterráneo occidental.

El Vindoboniense está constituido por sedimentos marinos de ambiente arrecifal y/o de plataforma carbonatada. Esencialmente son calcarenitas, que a veces recubren potentes conglomerados (por ejemplo, en Cala Morell).

Estas calcarenitas forman el Oeste y toda la parte sur de Menorca, y hemos podido establecer (G. BIZON y otros, 1973) que su parte superior contiene microfaunas planctónicas del Tortoniense Superior y del Mioceno terminal («Mesiniense»).

Estas calcarenitas, estando recristalizadas y siendo pobres en microfauna, no permiten poner de manifiesto por todas partes este Mioceno terminal, aunque, en las páginas que siguen, llamaremos al Mioceno del sur de Menorca «Vindoboniense», sabiendo que esta denominación puede incluir también calcarenitas del Mioceno terminal.

ANTECEDENTES

El único Terciario conocido antes de nuestros trabajos era el Mioceno del sur de la isla, atribuido equivocadamente al Burdigaliense.

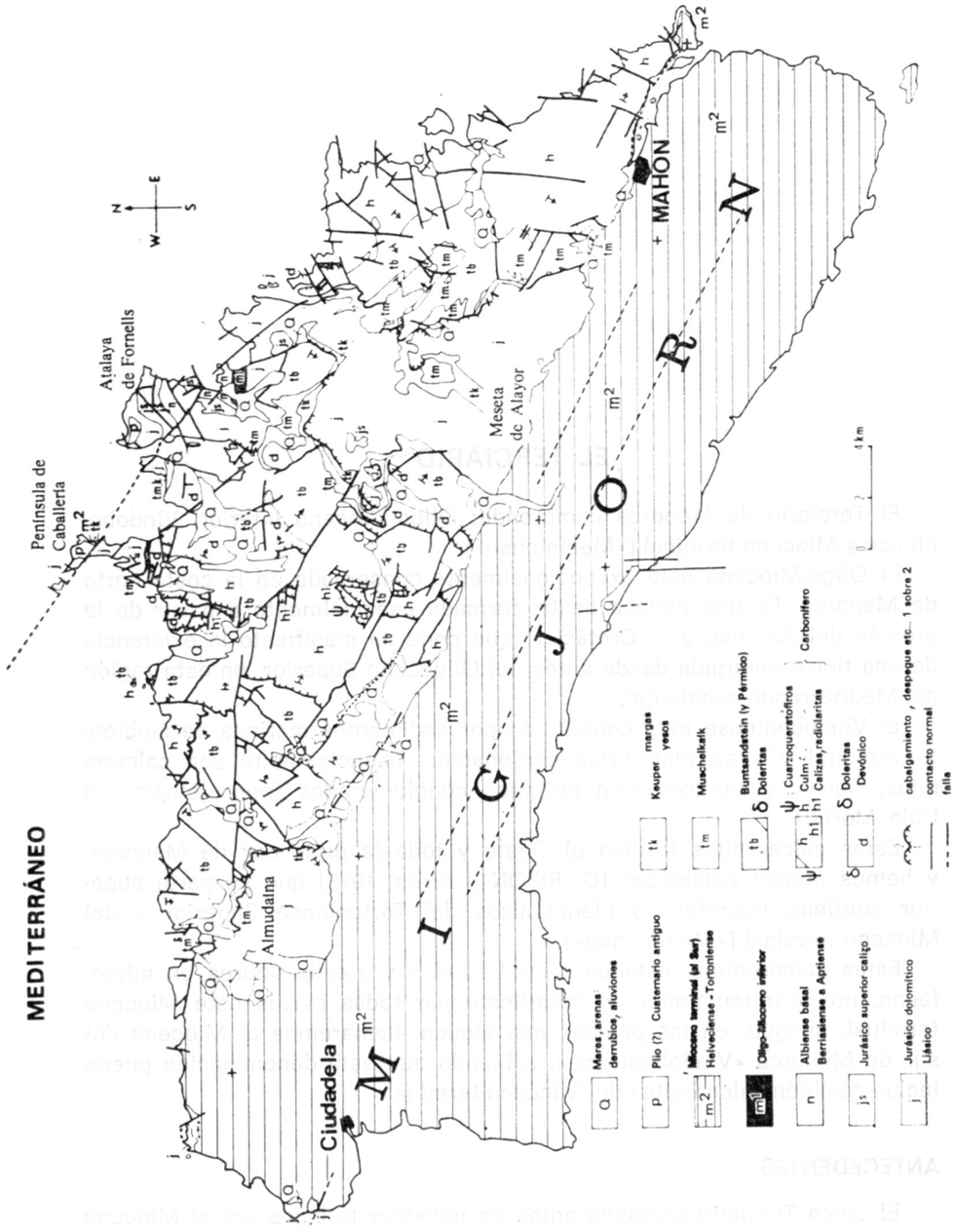


Figura 88.—Distribución de los afloramientos del Terciario de Menorca.

DISTRIBUCION

El Oligo-Mioceno está excepcionalmente conservado en la costa este de la Atalaya de Fornells y entre el Arenal de Son Saura y Arenal d'en Castell (fig. 88).

Al Norte, el Vindoboniense está conservado en un compartimiento hundido entre dos fallas, en la costa este de la península de Caballería (fig. 89).

Al Sur, el Vindoboniense, asociado al Mioceno terminal, forma toda la parte sur y oeste de Menorca, constituyendo el país del Migjorn (fig. 88).

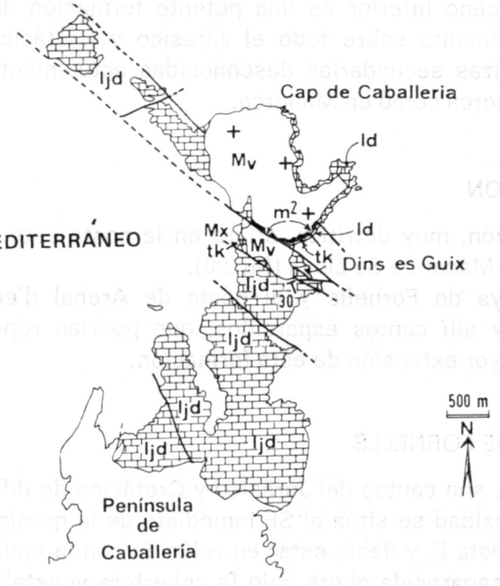


Figura 89.—El Vindoboniense de la península de Caballería.

Mv: Plio (?)-Cuaternario antiguo.
m2: Vindoboniense.
ld, ldj: Jurásico.
tk: Keuper.

CAPITULO 1.—OLIGO-MIOCENO INFERIOR

INTRODUCCION

El Oligo-Mioceno Inferior es una potente formación detrítica, una molasa, que resedimenta sobre todo el Jurásico y Cretácico de Menorca y también las calizas secundarias desconocidas actualmente en afloramiento, tanto en Menorca como en Mallorca.

1. DISTRIBUCION

Esta formación, muy detrítica, aflora en la costa este de la Atalaya de Fornells y en Es Macar de Sa Llosa (fig. 90).

En la Atalaya de Fornells y al oeste de Arenal d'en Castell se encuentran aquí y allí cantos esparcidos, que podrían representar los testigos de una mayor extensión de esta formación.

1. ATALAYA DE FORNELLS

En el centro, son cantos del Jurásico y Cretácico de diferentes tamaños, cuya mayor densidad se sitúa al SE inmediato de la granja de S'Albufereta, a 1 km. de la costa E, y debía estar en relación con la molasa pinzada entre dos fallas y desaparecida ahora bajo la cobertera vegetal o por la erosión.

En la costa Este, el Oligo-Mioceno sólo está representado por un afloramiento de algunos metros de largo, pinzado entre dos fallas (fig. 90).

Estos afloramientos, tectonizados y a veces enmascarados por la vegetación, no permiten un estudio sedimentológico detallado. Se han cogido muestras de cantos y su análisis no ha dado más precisiones que el estudio de los cantos del afloramiento de Es Macar de Sa Llosa.

2. ES MACAR DE SA LLOSA

Entre Arenal de Son Saura y Arenal d'en Castell están los afloramientos más importantes.

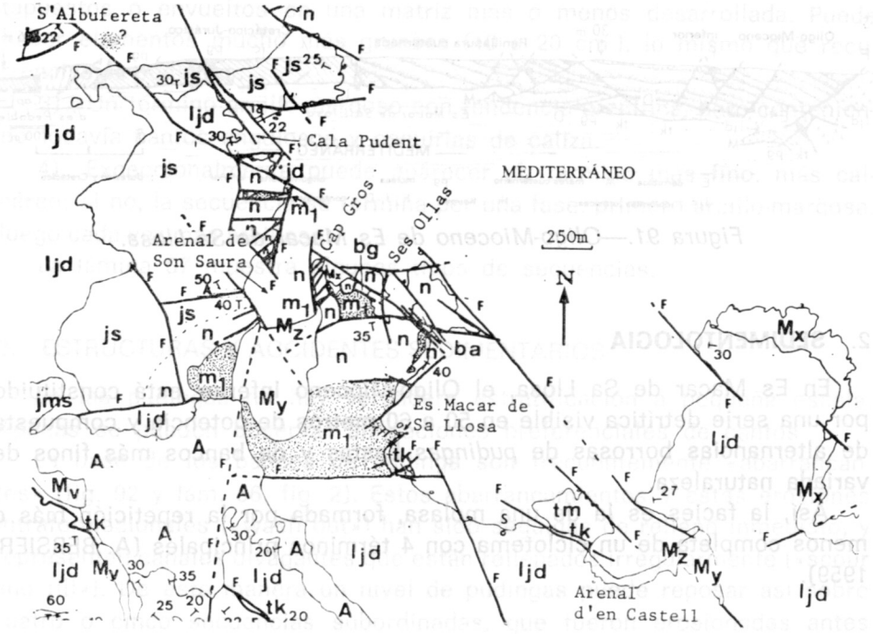


Figura 90.—Distribución de afloramientos del Oligo-Mioceno Inferior (ml). (M: Cuaternario; bg, ba: Albiense a Barremiense; n: Cretácico Inferior calizo y margo-calizo; js: Jurásico Superior; ljd, ld: Jurásico dolomítico; tk: Triásico Superior; tm: Triásico Medio.)

Entre el Cap Gros y Ses Ollas, los conglomerados del Oligo-Mioceno afloran en la estrecha cala entre el Cap Gros y Ses Ollas. Están recubiertos de marés cuaternario y en contacto tectónico con el Mesozoico.

En Ses Ollas, la mitad de la orilla O de esta Cala está formada por conglomerados Oligo-Miocenos (lámina 55, fig. 1). En la orilla E, algunos retazos de estos conglomerados están encajados entre fallas (lám. 55, figura 2 y fig. 85).

Entre el Cap d'Es Redoble y Es Macar de Sa Llosa, los conglomerados afloran esporádicamente, unas veces tectonizados entre fallas, otras en retazos reducidos que reposan sobre las calizas masivas del Secundario.

En Es Macar de Sa Llosa, finalmente, está el mayor afloramiento de estos conglomerados que reposan sobre el Secundario (fig. 91) o constituyen toda la costa, a una parte y otra de Es Macar de Sa Llosa (fig. 91 y lám. 56, figs. 1 y 2).

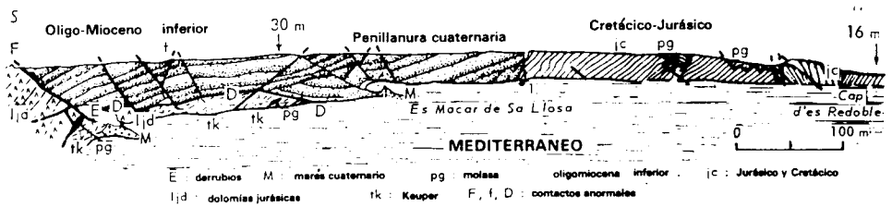


Figura 91.—Oligo-Mioceno de Es Macar de Sa Llosa.

2. SEDIMENTOLOGIA

En Es Macar de Sa Llosa, el Oligo-Mioceno Inferior está constituido por una serie detrítica visible en 50 a 60 metros de potencia y compuesta de alternancias borrosas de *pudingas* bastas y de bancos más finos de variada naturaleza.

Así, la facies es la de una molasa, formada por la repetición más o menos completa de un ciclotema con 4 términos principales (A. BERSIER, 1959).

1. SECUENCIAS

Una secuencia comprende, de abajo a arriba:

1) *Una pudinga muy basta,* puesto que los cantos rebasan a veces los 80 cm. de eje mayor. La proporción de cantos es siempre bastante grande, algunos bancos están constituidos sólo de cantos (lám. 57). El aglomerante de las pudingas, areno-arcilloso, está por tanto más o menos desarrollado.

La granoclasificación es muy borrosa, a veces apenas esbozada. Los cantos provienen únicamente de rocas carbonatadas: calizas, calizas dolomíticas y dolomías. Son o redondeados o más frecuentemente angulosos (lám. 57, fig. 3). Están yuxtapuestos y las solicitaciones tectónicas más que la masa de los sedimentos sobrepuesta han provocado *«impresiones»;* un canto aplasta a otro mientras en su contacto se producen recristalizaciones, o bien *roturas* de cantos, que se han soldado después por calcita.

Algunos bancos de pudingas tienen hiladas de gravas más pequeñas, angulosas, gravillas, arenitas o lechos arcillo-margosos.

2) *Una grava* de espesor variable, formada por pequeños elementos generalmente angulosos, algunos planos, procedentes siempre de rocas carbonatadas. Esta grava hace la transición entre la pudinga subyacente y los términos más finos que la siguen. Sus elementos pueden estar yuxtapuestos o envueltos en una matriz más o menos desarrollada. Puede haber elementos mucho más gruesos (10 a 20 cm.), lo mismo que recurrencias de pudingas.

3) Un término arcillo-margoso con tendencia arenítica, pero conteniendo todavía cantos angulosos y esquirlas de caliza.

4) Excepcionalmente puede aparecer un término más fino, más calcáreo; si no, la secuencia se termina por una fase, primero arcillo-margosa, luego cada vez más arcillosa.

La lámina 57 muestra algunos tipos de secuencias.

2. ESTRUCTURAS Y ACCIDENTES SEDIMENTARIOS

En las pudingas no hay verdadera estratificación a pequeña escala. Apenas se pueden observar alineaciones preferenciales de cantos.

La base de los bancos de pudinga son frecuentemente «abarrancantes» (fig. 92 y lám. 56, fig. 2). Estos abarrancamientos y estas erosiones intraformacionales («wash out») han sido seguidas de relleno inmediato, y representan canales divagantes que están rellenados irregularmente («scour and fill»). De esta manera un nivel de pudingas puede reposar así sobre cuatro o cinco secuencias subordinadas, que fueron erosionadas antes de su emplazamiento.

A la escala de una secuencia se ven frecuentemente hiladas más arcillosas en las pudingas, o hiladas conglomeráticas en los términos arcillo-margosos. Las pudingas también pueden contener, además de cantos, paquetes deslizados margosos, por ejemplo del Barremiense con *Nannoconus.* A escala de formación, los bancos son irregulares, de espesor no constante, y aparecen como extremadamente frecuentes los fenómenos de erosión: algunos bancos se terminan en bisel, otros en lentejones, etcétera (lám. 56). Un movimiento tectónico sinsedimentario (1) ha provocado incluso la formación de estratificaciones oblicuas a gran escala o incluso discordancias intraformacionales (fig. 91 y lám. 56).

3. RITMOS

Las secuencias se suceden irregularmente; algunas secuencias están incompletas, faltan los términos basales, mientras que otras están truncadas, por estar erosionados los términos superiores.

Así es difícil poner un ritmo de manifiesto. Las pudingas se suceden

(1) Las deformaciones anteriores o posteriores al Oligo-Mioceno se analizarán en detalle en el capítulo de tectónica.

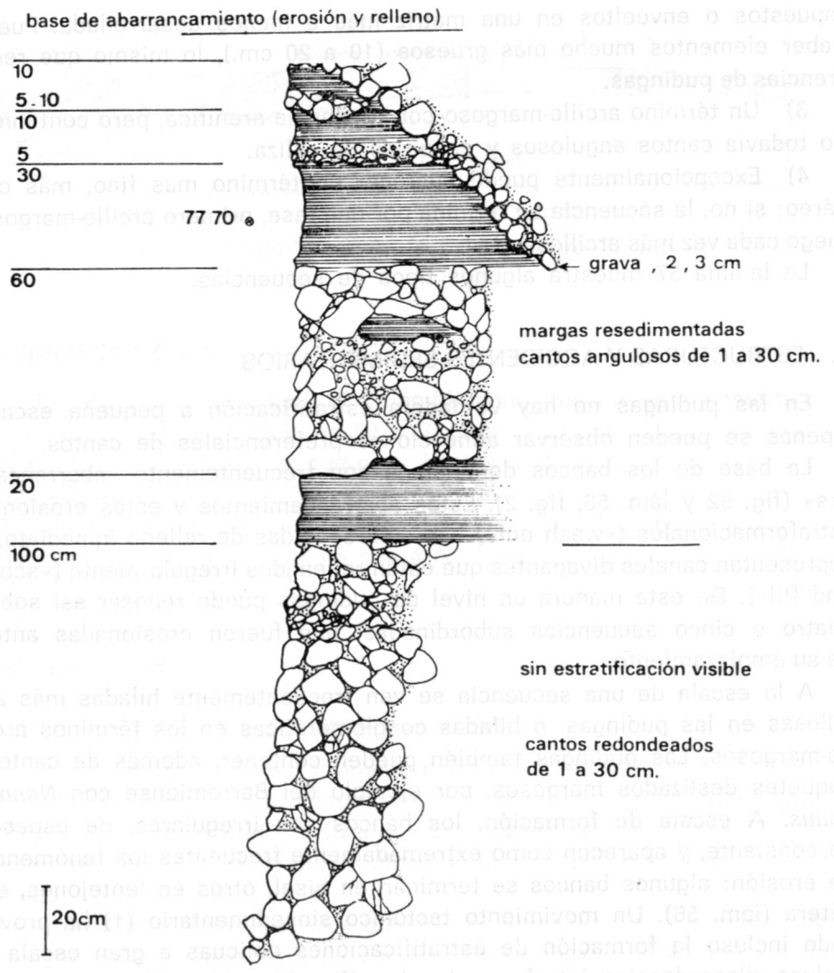


Figura 92.—Sedimentología del Oligo-Mioceno.

todas muy bastas, significando aportes masivos, en régimen violento, irregular (lám. 56).

3. EDAD DE LA MOLASA

El lavado de los términos más finos, arcillosos o arcillo-calizos de la base de esta formación, ha proporcionado girogonitos de Caraceas que el Dr. Karl MADLER ha atribuido a:

Maedlerisphaera ulmensis (Straub), Horn af Rantzien.
Tectochara meriani Grambast.
Charites inconspicua (Unger) Horn af Rantzien.

Según el Dr. K. MADLER, las dos primeras formas aparecen en el Estampiense, siendo sobre todo abundante la primera en el Burdigaliense, mientras la segunda tiene una vida más larga. La última forma se encuentra fundamentalmente en el Oligoceno Superior (Chatiense) de Europa media. En Europa del sur vive algo más.

Por estas razones, la edad de la molasa es Oligoceno Superior, o mejor, Mioceno Inferior.

4. ENSAYO DE COMPRENSION DEL MEDIO Y SUS CONDICIONES DE DEPOSITO

El estudio sedimentológico precedente y los microfósiles aislados en esta formación indican que los sedimentos oligo-miocenos de Menorca se han depositado rápidamente según una pulsación, que ha provocado una alternancia basta de pudingas y términos finos variados.

La frecuencia de acumulaciones de cantos yuxtapuestos, la débil proporción de matriz arenítica, las erosiones intraformacionales, los bancos lenticulares, las recurrencias de facies bastas en los términos finos, la mala clasificación y el tallado poco marcado de los cantos, indican un emplazamiento rápido en una zona próxima a regiones en vía de erosión.

Los aportes detríticos, bastante constantes en sus características, eran repentinos y violentos, y tenían un alto contenido en agua (cantos yuxtapuestos). Estos aportes podían erosionar irregularmente las secuencias depositadas antes de su llegada.

La presencia de girogonites de Caraceas en los términos finos indica que un régimen poco detrítico, con una flora y una fauna de agua dulce o salobre (Caraceas, Ostrácodos), trataba de establecerse. Estas tentativas eran aniquiladas por aportes detríticos violentos.

Estos sedimentos representan depósitos torrenciales, deltaicos, acumulados en áreas lacustres o laguno-lacustres, vecinas de zonas en vía de erosión.

5. EL DOMINIO DE ORIGEN DE LOS CANTOS

He dicho antes que los cantos contenidos en esta molasa provenían esencialmente de series calizas, calizo-dolomíticas o dolomíticas.

Nunca he visto cantos ni del Paleozoico ni del Permo-Trías Inferior ni del Muschelkalk.

Los cantos provienen de una parte de una serie jurásica y cretácica idéntica a la de Menorca, y de otra de calizas sobre todo cretácicas no conocidas actualmente en afloramiento.

1. SERIE MENORQUINA

1. **Jurásico**

A) Dolomías. Los cantos de dolomía, muy abundantes, pueden alcanzar hasta un metro de eje mayor. Proceden de dolomías macrocristalinas, con cristales xenomorfos de dolomita, o bien *con fantasmas de oolitos.*

B) Calizas. Microcristalinas o criptocristalinas, azoicas, más o menos dolomitizadas.

2. **Cretácico**

Al lado de cantos procedentes de calizas del tránsito Jurásico-Cretácico, hay numerosos cantos del Valanginiense con *Valdanchella miliani* y *Pseudotextulariella salevensis,* del Barremiense con *Nannoconus,* del Aptiense Superior con *Hedbergella* sp. (macroscópicamente, una de las muestras es una caliza roja no conocida en afloramiento).

No sólo pueden ser resedimentadas las rocas consolidadas como las calizas, sino que también hay, en los bancos de pudingas, paquetes margosos deslizados, especialmente del Barremiense con *Nannoconus.*

Cada una de estas facies es conocida *in situ* en Menorca.

2. SERIE NO CONOCIDA *IN SITU*

Se trata, sobre todo, del Cretácico.

1) *Neocomiense.* Las muestras han mostrado calizas macrocristalinas (recristalizadas) con intraclastos y bioclastos, y *Pseudocyclamina* sp., *Trocholina alpina* L., *T. elongata* L. (organismos conocidos en el Neocomiense de Menorca).

2) *Barremiense-Aptiense.* Otros cantos contienen *Paracoskinolina* sp. (1), primitivas (180-63), algunas atribuibles a *Paracoskinolina sunnilandensis* Maync (Barremiense-Aptiense Inferior).

3) *Aptiense Inferior* (Beduliense): En un aglomerante de calcita microcristalina rodeando bioclastos de Lamelibranquios, Equinodermos, pequeños cantos de caliza finamente cristalina, hay *Palorbitolina* sp. o *Preorbitolina* sp., habiendo aglomerado cuarzo, y *Orbitolinopsis praesimplex* Schroeder (179-63). Otros cantos microcristalinos contienen *Orbitolinopsis* cf. *kiliani* Silvestri (187-63). Finalmente, una caliza de fondo microcristalino, cuyo aglomerante muestra zonas de cristales automorfos de dolomita con exudados de hierro (191-63), tiene también *Orbitolinopsis praesimplex* Schr.

4) *Aptiense Superior* (Gargasiense). Se han reconocido dos microfacies fundamentales:

A) Calizas con fondos de calcita finamente cristalina o incluso afanítica, con Orbitolinas *cuyo caparazón no tiene aglomerado de cuarzo* y están rodadas, gastadas y dispersas, en compañía de Miliólidos, fragmentos de caliza finamente cristalina, fragmentos de Algas *(Bacinella irregularis)* Rad. y Gasterópodos reducidos a su columela.

Estos bioclastos han estado sometidos a una fuerte erosión litoral y luego resedimentados en un fango calcáreo.

Las Orbitolinas son: *Mesorbitolina* gr. *texana* (Roemer) (173-63); *Mesorbitolina* gr. *texana* (419-70).

B) Calizas con fondo de calcita macrocristalina, rodeando granos dispersos de caliza microcristalina, fragmentos de Políperos y Orbitolinas muy gastadas (más que en la microfacies precedente), sin cuarzo, entre ellas:

Mesorbitolina gr. texana (181-63).

Algunas de estas calizas contienen *Mesorbitolina gr. texana* (Roemer) (192-63), cuyo caparazón tiene cuarzo y *Sabaudia minuta* (Hofker). Otras calizas tienen *Mesorbitolina* sp. (163-65) y *Mesorbitolina* sp. (164-65), siendo esta última forma, aunque no determinada específicamente, más reciente que el límite Aptiense Inferior-Superior.

5) *Microfacies no datadas:*

178-63; Caliza con fondo microcristalino de elementos no yuxtapuestos: restos de Equinodermos, Lamelibranquios y Gasterópodos.

421-7; Cantos de caliza rojiza, que muestran en lámina delgada un fondo macrocristalino, restos de Lamelibranquios, Equinodermos y Foraminíferos (Miliólidos).

CONCLUSIONES

Las muestras recogidas representan:

1) La erosión de una masa emergida donde no afloraban ampliamente nada más que el Jurásico y Cretácico, es decir, una serie tectonizada,

(1) Las clasificaciones de Orbitolínidos son de R. SCHROEDER.

despegada tectónicamente por encima del Keuper plástico. En efecto, aunque situados actualmente a menos de 500 metros de la molasa y por debajo de ésta, ni el Muschelkalk, ni el Permo-Trías Inferior, ni el Paleozoico, están resedimentados.

2) Los cantos de esta formación provienen esencialmente del Jurásico y Cretácico de Menorca y también del Cretácico con Orbitolinas (s.l.), que hay que admitir representa así una variación lateral de facies cretácicas de la misma edad presentes en Menorca, *y una variación lateral hacia facies litorales.*

Por ejemplo, corresponden al Barremiense y Aptiense aflorantes en Menorca y constituidos respectivamente por calizas margosas con Ammonites y *Nannoconus* y por margas y calizas margosas con Ammonites y Foraminíferos, resedimentados en la molasa oligo-miocena, las calizas masivas organodetríticas con *Paracoskinolina sunnilandensis* y las calizas masivas con Orbitolinas.

3) Estas observaciones significan:

— 1) Para la serie cretácica de Menorca, el desplazamiento de las orillas del Cretácico entre el Valanginiense Superior (facies intertidales) y el Barremiense (facies con Ammonites), es decir, una transgresión del Barremiense.

— 2) La existencia, durante el Barremiense y Aptiense, de una tierra emergida al borde de la cual se depositan las calizas con Orbitolínidos, y cuya emersión esporádica aprovisiona, especialmente en el Aptiense y Albiense basal, los niveles cretácicos de Menorca en cuarzo y muscovita detríticas.

— 3) Siendo intertidales las facies del Valanginiense de Menorca, esta tierra aparece como la prolongación de los terrenos antecretácicos de Menorca.

6. CONCLUSIONES

1) El Oligo-Mioceno Inferior es el terreno terciario más antiguo conocido actualmente *in situ* en Menorca.

2) Su discordancia sobre el Secundario de la pequeña Balear y las rocas de diferentes edades que resedimenta implican una fase de plegamiento comprendida entre el Albiense basal y el Oligoceno Superior, tal vez en el Nummulítico.

3) La ausencia de cantos del Paleozoico, Permo-Trías y Muschelkalk, que sin embargo afloran por *debajo* de la molasa 500 metros al Sur, implica que la tectónica anterior a la molasa ha provocado el plegamiento de una cobertera calizo-dolomítica jurásica y cretácica *por encima del Keuper plástico.* En un sentido es una tectónica de cobertera ante-oligocena superior.

4) Esta fase de plegamiento ha provocado la emersión de un vasto ámbito en esta región del Mediterráneo occidental antes del Oligo-Mioceno Inferior.

5) Este ámbito estaba sometido a una fuerte erosión (de ahí relieves importantes) y grandes cantidades de agua provocaban, después de un transporte y una erosión fluvial moderada, el depósito rápido, esporádico y violento de sedimentos mal clasificados en áreas lacustres o lagunolacustres.

6) Durante esta deposición, una tectónica sinsedimentaria activa provocaba la subsidencia de la zona receptora.

7) Al ámbito menorquín se añadía un ámbito contiguo con Jurásico dolomítico y calizo y con Valanginiense del mismo tipo que en Menorca, pero cuyo Barremiense y Aptiense eran más neríticos con facies de Orbitolinas, es decir, que las series secundarias de Menorca pasan lateralmente a series cretácicas epineríticas.

Estos dos ámbitos no parecen haber incluido facies secundarias de tipo mallorquín, como las calizas titónicas o los cretácicos con Calpionelas.

8) Oscilaciones del mar, con un desplazamiento claro de las líneas de costa entre el Valanginiense Superior y el Barremiense, estando éste probablemente en transgresión en Menorca, son perceptibles tanto en Menorca como en el área contigua, hoy desaparecida. Este área inestable está tan pronto sumergida como emergida y aprovisiona entonces en cuarzo y muscovita detrítica al mar epicontinental del Cretácico de Menorca.

CAPITULO 2.—VINDOBONIENSE Y MIOCENO TERMINAL («MESINIENSE»)

El Vindoboniense y el Mioceno terminal de Baleares, que suceden a las fases tectónicas mayores, presentan características comunes en Menorca y Mallorca. En las regiones que hemos estudiado no se manifiesta la «crisis de salinidad».

En Menorca se puede seguir con precisión la evolución tectónica y sedimentaria del área de depósito del Mioceno post-orogénico.

ANTECEDENTES

1752.—J. AMSTRONG representa los primeros fósiles del Mioceno del sur de la isla.

1879.—H. HERMITE realiza el primer estudio de este Terciario; Burdigaliense, es decir, «Mioceno Medio», de la época, según él. El límite Norte del Mioceno correspondería a la línea de costa miocena (p. 47).

1914.—H. HOERNES menciona en Calas Covas un Pecten del Vindoboniense.

1923.—P. FALLOT afirma la edad Burdigaliense, refutando el indicio encontrado por Hoernes.

1963.—R. BOURROUILH y J. MAGNE. Se ponen en evidencia fenómenos de subsidencia a golpes en la zona sur de Menorca.

1964.—R. BOURROUILH. El límite Norte del Mioceno del Migjorn se describe como un límite de erosión, que no puede corresponder al límite de la transgresión miocena (p. 981).

1968.—R. BOURROUILH y G. COLOM. Queda establecida la edad del Mioceno del sur de Menorca: diferentes asociaciones de Foraminíferos y Equinodermos permiten adjudicar una edad Vindoboniense y un medio de sedimentación marino, litoral, poco profundo.

1969.—A. OBRADOR y otros atribuyen parte de los sedimentos de la isla del Aire (SE de Menorca) al Cuaternario, singularmente a dunas eólicas.

Nuestras investigaciones en esta isla nos han mostrado sobre todo calcarenitas marinas, miocenas; algunos de estos sedimentos, bioturbados, representan dunas hidráulicas, pero tienen rellenos kársticos cuaternarios.

1970.—A. OBRADOR propone una interpretación sedimentológica de conjunto del Mioceno del sur de Menorca.

Nuestras observaciones y el estudio del Mioceno, expuestos a continuación, nos han llevado a interpretaciones y conclusiones diferentes de las de este autor. Especialmente consideramos que:

1) El Vindoboniense no es regresivo, sino que sus últimos sedimentos son transgresivos.
2) Su límite Norte no corresponde a una falla (es una idea de E. SUESS, 1897) y menos aún a una línea de costa.
3) Los conglomerados de Cala Morell y de Mahón no son equivalentes. Los de Cala Morell no presentan, en particular, erosiones intraformacionales y están deformados por una tectónica sinsedimentaria.
4) Las calcarenitas de Punta Nati no son eólicas. Bioturbadas por organismos marinos, reposando sobre un conglomerado, son dunas hidráulicas marinas, comparables a las de la isla del Aire.

A. OBRADOR tiene el mérito de haber planteado un cierto número de problemas, de haber mencionado que el zócalo dolomítico reaparecía entre Punta Nati y Cap Bajolí y el haber propuesto una interpretación sedimentológica de conjunto del Mioceno del sur de Menorca.

1970 a, b.— R. BOURROUILH. El Vindoboniense del norte de Menorca (Cap de Caballería) es dado a conocer, analizado y se intenta un ensayo de reconstitución y evolución de la cuenca de sedimentación Vindoboniense.

1972.—R. BOURROUILH, J. P. CHEVALIER y D. MONGIN. El Vindoboniense del norte de Menorca es objeto de un estudio sedimentológico y paleontológico detallado: se trata en parte de una brecha de arrecife.

1973.—G. BIZON, J. J. BIZON, R. BOURROUILH y D. MASSA. La parte superior de las calcarenitas del Mioceno post-orogénico de Mallorca y del sur de Menorca contiene Foraminíferos planctónicos del Tortoniense Superior y del Mioceno terminal. La crisis de salinidad no se manifiesta; el Promontorio balear constituye una plataforma submarina poco profunda, de la que emergen los potentes relieves de la Sierra Norte, Sierras de Levante y los relieves más limitados de Menorca. Esta plataforma submarina depende de un mar cálido, abierto, de salinidad normal.

1. DISTRIBUCION

El Vindoboniense aflora (fig. 88):

1) Al norte de Menorca, en la costa E de la península de Caballería, en Dins es Guix.

2) Al sur de Menorca, donde seguido del Mioceno terminal forma un manto potente que se extiende desde la isla del Aire a Punta Nati. El límite N de este Mioceno va SE-NO, de Mahón al km. 31 de la carretera Ferrerías-Ciudadela, y, desde este punto, vuelve hacia el N, alcanzando la costa N en Codolar de Biniatramp y luego en Cala Morell. El substrato dolomítico reaparece hacia Punta Nati y Cap Bajolí, por debajo de las calcarenitas Vindobonienses.

2. ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA

1. MIOCENO DEL SUR DE MENORCA

1. Los depósitos conglomeráticos de Cala Morell y del Codolar de Biniatramp

A) OBSERVACIONES

1. *Cala Morell*

Los niveles inferiores visibles del Mioceno están formados por un conglomerado de 15 a 20 metros de potencia, que forma toda la Cala Morell y va a chocar al Este con una falla (lám. 59).

Es una acumulación de bloques redondeados de más de un metro de eje mayor, y cantos procedentes esencialmente de las areniscas rojas, grises y blancas del Permo-Trías y, en menor cantidad, de dolomías jurásicas.

Estos bloques y cantos no están yuxtapuestos, sino ligados por una matriz detrítica muy desarrollada, constituida también de cantos (lám. 58, figuras 3 y 4).

Los diferentes elementos no están ni clasificados, ni granoclasificados. Los bloques mayores están a veces concentrados en zonas con disposición más o menos horizontal (lám. 58, figs. 3 y 4).

No hay ni clasificación, ni granoclasificación, ni ritmo sedimentario que haga alternar niveles muy bastos y más finos, niveles de bloques gruesos y cantos. La coronación de algunos bancos de conglomerados muestra, sin embargo, localmente, una concentración de grandes bloques, que alcanzan hasta 0,8 a 1 metro de eje mayor.

A pequeña escala, es a veces visible una estratificación horizontal mal esbozada (lám. 59, fig. 2).

A gran escala aparecen discordancias intraformacionales muy netas entre los diferentes niveles de estos conglomerados, y entre los conglomerados y las calcarenitas superiores (lám. 58, fig. 1).

2. *Codolar de Biniatramp*

Los conglomerados de Cala Morell se siguen hacia el E hasta el Codolar de Biniatramp. Allí, los conglomerados reposan sobre el Keuper y están todavía menos evolucionados que en Cala Morell: no estratificados, contienen esencialmente bloques de areniscas grises y rojas, de los que los más grandes, enormes, alcanzan 3 a 4 metros de eje mayor en 2 a 3 metros y deben pesar varias tonedadas. Estos bloques se concentran hacia la parte superior de la formación.

La polaridad en la evolución de los conglomerados, así como la talla de los bloques, indica que el macizo de areniscas permo-triásicas del Cap Gros-Falconera ha sido, con otros afloramientos permo-triásicos contiguos, hoy hundidos y desaparecidos en el mar, una de las fuentes de material detrítico.

B) INTERPRETACION SEDIMENTOLOGICA

1. *Influencias continentales*

La abundancia de matriz detrítica envolviendo bloques de varias centenas de kilos, o incluso de varias toneladas, implica que estos bloques han sido transportados y emplazados por corrientes fangosas, lo que indica también la ausencia de clasificación y de granoclasificación.

La ausencia de erosiones intraformacionales y de ritmos sedimentarios implica que esta formación no ha sido controlada por un sistema hidrográfico estable, con alimentación y crecidas estacionales, o incluso por «aguas salvajes».

Esta masa no ha sido controlada directamente por el mar y, en consecuencia, no puede asimilarse a un conglomerado basal, testigo de un movimiento (de transgresión o regresión) del mar mioceno.

Genéticamente, estos conglomerados son diferentes de las pudingas Oligo-Mioceno Inferior, emplazadas por un sistema torrencial, y son diferentes de las coladas fangosas del Flysch devónico o del Culm carbonífero, así como los conglomerados del Vindoboniense de Mahón.

Son depósitos esporádicos, ligados a un agente de transporte fangoso, pobre en agua libre, que impide toda granoclasificación vertical o longitudinal, y toda clasificación de los cantos.

Estos depósitos corresponden primitivamente a diseminaciones detríticas de pie de monte, ligados a desbordamientos de masas fangosas en la cabecera de los torrentes.

Cuando algunas de estas masas llega al mar mioceno, éste no llega a removilizar sensiblemente nada más que los aportes de débil importancia. La acción del mar y la sedimentación marina crecen con la reducción de los aportes detríticos (ver a continuación).

Estos depósitos son denominados por LAWSON (1925, in TWENHOFEL, 1950, p. 71) «fanglomerados», es decir, formaciones detríticas, muy bastas, de diseminación, ligadas a zonas de sedimentación en abanico (fan=cono en inglés).

No es exactamente una acumulación torrencial y no es tampoco un sedimento deltaico.

En URSS estos depósitos están clasificados en los «*proluviones*» y las coladas de fango temporales que los producen se llaman «Silevie» o «Selevie». Su papel es particularmente importante en las regiones cuyo clima es seco. Como consecuencia de la velocidad, de la carga y del carácter temporal de estas corrientes «proluviales», la clasificación de estas formaciones es mala (STRAKHOV, 1958, p. 336). Estas corrientes de pie de monte son capaces de arrastrar bloques de más de 17 toneladas (TWENHOFEL, 1950, p. 69).

2. *Influencias marinas*

Son perceptibles influencias marinas a diferentes niveles de los conglomerados precedentes, pero se hacen cada vez más importantes hacia su parte superior, donde se ve de abajo a arriba (fig. 93):

— la masa principal de los conglomerados (muestras 132, 133), con bloques enormes, luego,

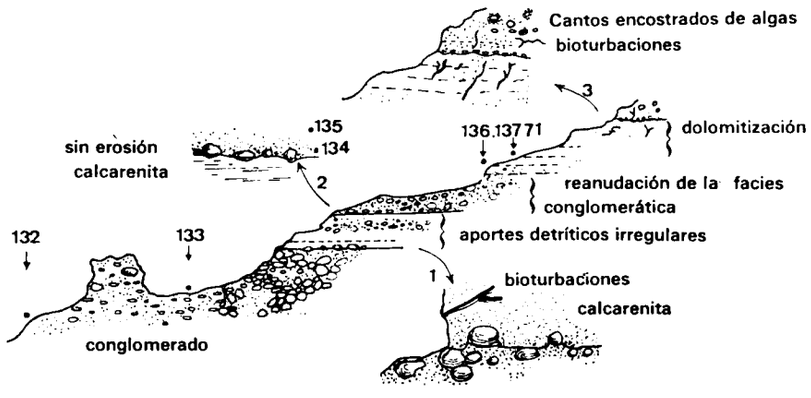


Figura 93.—El paso de los conglomerados a las calcarenitas.

— un primer nivel de calcarenitas marinas, *bioturbadas*, que empastan el conglomerado subyacente (detalle 1). Estas calcarenitas contienen cantos que representan descargas detríticas irregulares, recurrentes;
— por encima, la facies conglomerática se reanuda, sin que haya erosión (detalle 2). La matriz de estos niveles es calcarenítica (muestras 134, 135);
— todavía por encima siguen las calcarenitas vindobonienses con esporádicas hiladas de cantos, encostrados de Algas. Estas calcarenitas son dolomíticas, bioturbadas y con *Pecten* sp. (136-137). Han proporcionado a G. y J. J. BIZON moldes internos de Foraminíferos: *Heterostegina* sp., *Ammonia* sp., un molde interno de Foraminífero planctónico que recuerda *Globigerinoides extremus* Bol. y Berm., lo que daría una edad al menos Tortoniense Superior a estas calcarenitas.

Hacia la cumbre de esta formación disminuyen los aportes detríticos y, correlativamente, se desarrollan las calcarenitas marinas. Las masas fangosas llegan así al mar mioceno, el cual vuelve a tomar localmente ciertos depósitos conglomeráticos.

C) TECTONICA SINSEDIMENTARIA

Yo no he visto abarrancamiento ni canales intraformacionales como A. OBRADOR ha indicado. En la parte E de Cala Morell, el conglomerado que va a chocar contra la falla F 1 (fig. 94 y lám. 59) presenta estructuras

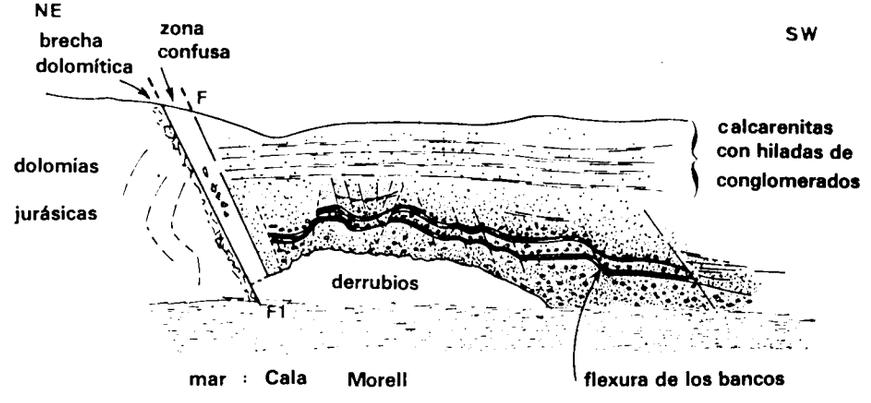


Figura 94.—Flexuras sinsedimentarias en los conglomerados, debidas al movimiento de la falla F 1. También ha habido una reactivación post-vindoboniense de la zona de contacto (falla F).

que podrían tomarse a la primera observación como abarrancamientos. Creo que se trata del resultado de una tectónica sinsedimentaria.

En efecto, se ve que dos bancos más margosos (fig. 94 y lám. 59) separando los bancos conglomeráticos se suceden regularmente de NO a SE. Estos bancos no permanecen, sin embargo, horizontales, sino que están afectados de flexuras o fallas, paralelas a la falla F 1, o conjugadas con ella (fig. 94), que sólo afecta a los bancos conglomeráticos y no son visibles en las calcarenitas subyacentes.

Las fallas normales y las flexuras representan un hundimiento de la zona de la Cala Morell *durante* la acumulación de los conglomerados.

Esta subsidencia se nota todavía por *la inclinación* de los conglomerados (5° NE) *hacia* la falla F 1, en la punta O de Cala Morell. Las calcarenitas son discordantes sobre estos conglomerados (fig. 95 y lám. 58, figura 2).

D) CONSIDERACIONES TOPOGRAFICAS

Hacia el Este, en Codolar de Biniatramp, los fanglomerados llenan un valle aéreo (ya H. HERMITE lo había observado en 1879), que han colmatado. Hacia la cumbre de la formación hay bloques de 3 a 4 metros de eje mayor.

La distribución de los bloques de arenisca roja obliga a situar la fuente del material al N de un eje Cala Morell-Cala Algayarens (fig. 95).

El material detrítico procedería así del macizo de arenisca permotriásica de Falconera-Cap Gros y de afloramientos contiguos hoy derrumbados, y también de la erosión de las masas dolomíticas jurásicas, adyacentes a estos macizos.

E) EVOLUCION MORFOLOGICA

La molasa Oligo-Miocena Inferior no tenía areniscas rojas, mientras los depósitos vindobonienses de Cala Morell las tienen.

Los relieves emergidos en esta región del Mediterráneo occidental, desde antes del Oligo-Mioceno, han sufrido un rejuvenecimiento, con aparición en grande de niveles inferiores al Keuper, después de la deposición del Oligo-Mioceno y antes de un Vindoboniense impreciso.

Es probable que las fases tectónicas mayores anteriores a este Vindoboniense impreciso hayan afectado en Menorca a *un ámbito emergido.*

La erosión muy fuerte, que sigue a este rejuvenecimiento, provoca en la región de Cala Morell la colmatación de una topografía en hondonadas anterior a los conglomerados que, poco a poco, desbordan y se extienden

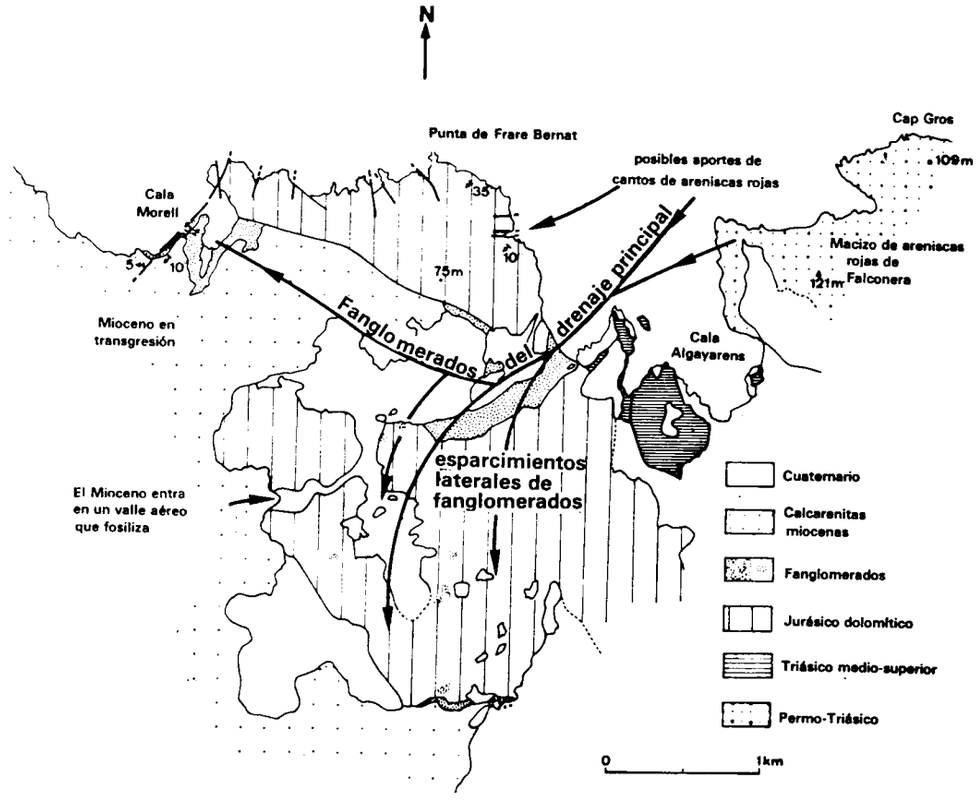


Figura 95.—Interpretación sedimentológica de los conglomerados de Cala Morell y del Codolar de Biniatramp.

sobre la superficie de erosión. Es así como se encuentran, al sur del Codolar de Biniatramp, acumulaciones de bloques, o incluso bloques aislados de areniscas rojas a veces enormes (4 a 5 metros de largo por 3 a 4 de alto) descansando sobre las dolomías jurásicas. Estas acumulaciones discontinuas son absolutamente independientes del Mioceno marino calcarenítico que a veces las recubre (fig. 95).

2. La transgresión Vindoboniense en el oeste de Menorca

A) CALA MORELL

Después del depósito de los fanglomerados del Codolar de Biniatramp que evolucionan longitudinalmente hacia Cala Morell, el régimen marino

se instala definitivamente. Los relieves son atenuados, en parte, por la erosión y, en parte también, por el movimiento tectónico de hundimiento.

Las calcarenitas miocenas son discordantes sobre los conglomerados, en Cala Morell, donde cada orilla del barranco muestra (fig. 96):

— *Orilla derecha:*

1) Conglomerados. A 9 metros de la base hay cantos de dolomías liásicas en gran cantidad, mientras que en los 6 metros superiores los bloques de areniscas permo-triásicas se hacen mayores (hasta 80 cm.).

2) 2 m. de calcarenitas areniscosas, finas, ocres, con 30 por 100 de cuarzo disperso, monocristalino o policristalino, que alcanza 1 mm. roto (10-65).

3) 3 m. de calcarenitas con hiladas conglomeráticas con cantos de areniscas y dolomías (hasta 20 cm. de eje mayor).

4) 4 m. de calcarenitas grises, compactas.

5) 3 m. de calcarenitas bréchicas con cantos de dolomía, constituidas por un fondo de calcita meso a macrocristalina que envuelve Algas, restos de Lamelibranquios epigenizados por la calcita y 25 por 100 de cuarzo monocristalino, bastante redondeado (Ar=0, 7=Sp), en granos de hasta 7 mm. Estas calcarenitas pasan (6) a 1 m. de calcarenitas más ricas en Algas (9-65).

Lateralmente este nivel contiene moldes internos de Foraminíferos que indican al menos el Tortoniense Superior para estas calcarenitas (cf. página 287).

— *Orilla izquierda:*

El corte es muy parecido; permite ver, además, fenómenos kársticos cuaternarios de recristalización de las calcarenitas vindobonienses en el nivel 2. Estas recristalizaciones dan a modo de colgaduras que siguen las diaclasas (ver también el capítulo de Cuaternario).

El nivel 4 contiene moldes de fósiles, entre ellos *Turritella* sp. (12-65).

Conclusiones

Después de la deposición de los conglomerados de Cala Morell y algunas recurrencias detríticas, el mar vindoboniense deposita calcarenitas ligeramente discordantes sobre estos conglomerados.

El mar tiene una tendencia transgresiva e invade una superficie topográfica colmatada o peneplanizada. Al sur de Cala Morell se ven penetrar las calcarenitas vindobonienses en un valle aéreo que han rellenado (figura 95).

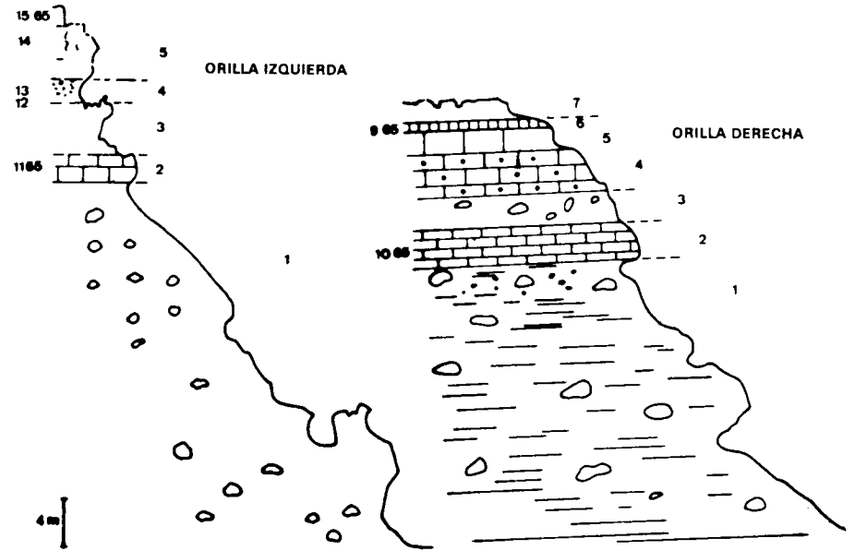


Figura 96.—Cortes del barranco de Cala Morell.

Una subsidencia, en parte tectónica, ha presidido la acumulación de los conglomerados de Cala Morell y del Codolar de Biniatramp, luego esta subsidencia fue disminuyendo, mientras el mar avanzaba en transgresión sobre una topografía evolucionada.

El medio de sedimentación de las calcarenitas corresponde a una plataforma carbonatada, con reducción, y luego desaparición de los aportes terrígenos.

B) PUNTA NATI

En el cuerno NO de Menorca, la Punta Nati levanta sus acantilados recortados en dolomías en un lugar agreste.

Para A. OBRADOR (1970), el Mioceno que reposa sobre las dolomías costeras está enteramente constituido por dunas eólicas.

De la antigua batería y hacia el faro se ve sucesivamente (fig. 97):

1) Las dolomías costeras, atribuidas al mesozoico, por analogía de facies.

2) Un conglomerado poco potente, que es realmente una acumulación de cantos rodados unidos por un aglomerante calcarenítico, y que marca una transgresión. Llena cavidades en la superficie de las dolomías, es decir, los restos de un karst anterior. Este conglomerado contiene:

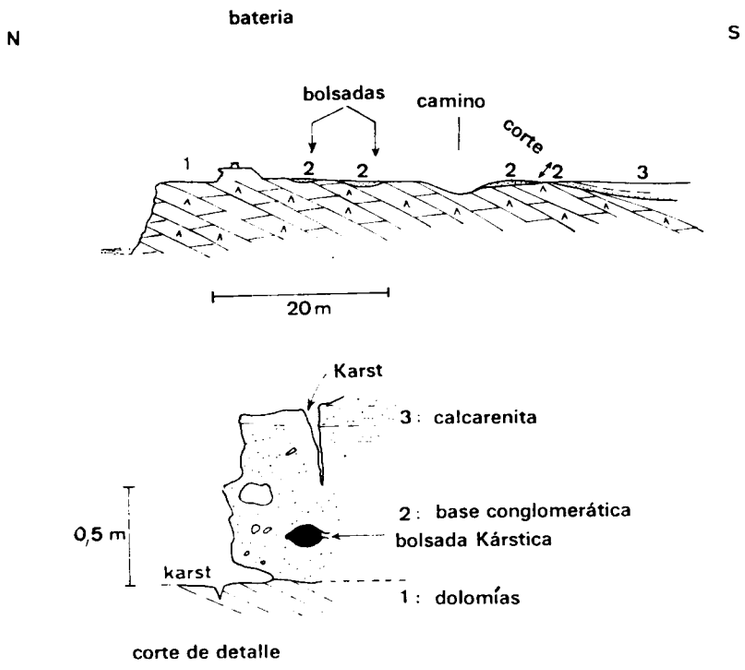


Figura 97.—El Vindoboniense de Punta Nati.

— Numerosos cantos de dolomías.
— Cantos (30 cm.) de caliza con *Nerinea* sp., con fondo microcristalino, con abundantes restos de Algas del límite Jurásico-Cretácico.

Estos cantos provienen de un Cretácico emparentado a las facies de Menorca, pero cuyos afloramientos han desaparecido en el oeste de Menorca.

Actualmente, los afloramientos cretácicos más próximos son los del Cap de Caballería (calizas con *Nerinea sp.*, en posición dudosa) y de la Atalaya de Fornells, situadas respectivamente a 23 y 30 km. al Este.

No he identificado, en Punta Nati, cantos que pudiesen proceder del Cretácico de tipo mallorquín, cuyos afloramientos están a 50 km. al SO.

Estos elementos están ligados por calcita meso a macrocristalina, que engloba además pequeños fragmentos de dolomías, Algas, Foraminíferos (*Amphistegina* sp.).

— Macrofósiles rodados:

Tarbellastrea reussiana (M. E. y H.), que es un Polípero hermatípico, francamente arrecifal, muy común en el Vindoboniense de la cuenca mediterránea y que parece llegar hasta el Mioceno terminal (clasificación de J. P. CHEVALIER).
Conus (Lithoconus) cf. *betulinoides* Lmk, In Hoernes, Gasterópodo conocido en el Tortoniense de Austria (clasificación de D. MONGIN).

3) Por encima de este conglomerado, de espesor variable, vienen calcalerintas *dolomíticas*, recristalizadas, con fantasmas de Algas y Foraminíferos (644-a 641-71) conteniendo, según las muestras, una proporción variable de cuarzo (200 μ), en granos monocristalinos, angulosos (Ar=0,1; Sp=0,3 a 0,5). Estas calcarenitas están karstificadas.

4) Luego, por encima, calcarenitas con largas estratificaciones cruzadas que han dado a G. y J. J. BIZON grandes *Borelis* sp. de un Mioceno bastante reciente.

Las macrofaunas recogidas, los indicios micropaleontológicos y el hecho de que estas calcarenitas se relacionen lateralmente con las calcarenitas de Cala Morell que se han datado al menos como Tortoniense Superior, llevan a atribuir también una edad Tortoniense Superior, al menos, al Mioceno de Punta Nati.

C) EVOLUCION DE ESTAS FACIES HACIA CALA MORELL: NA GUIAMASSA

1) Las dolomías se siguen hacia el Este, afectadas por numerosas fallas.

2) El conglomerado de base vindoboniense varía de 50 cm. a varios metros (torrente de Cala Pous).

3) Las calcarenitas presentan estructuras sedimentarias variables.

En Na Guiamassa se ve (fig. 98):

1) Dolomías masivas, regularmente estratificadas, pero intensamente fracturadas, karstificadas, con pendiente hacia el SE (666-7).

2) El conglomerado con cantos redondeados de dolomía, que alcanzan hasta 50 cm. No he visto cantos de caliza. Este conglomerado pasa a microconglomerados con *15 a 20 por 100 de cuarzo*, de 0,2 a 1 mm., anguloso: Ar=0,1, Sp=0,3 y fragmentos de dolomía.

3) Las calcarenitas miocenas empiezan por niveles rosas, karstificados y descalcificados, con Algas, Foraminíferos encostrantes, bioclastos,

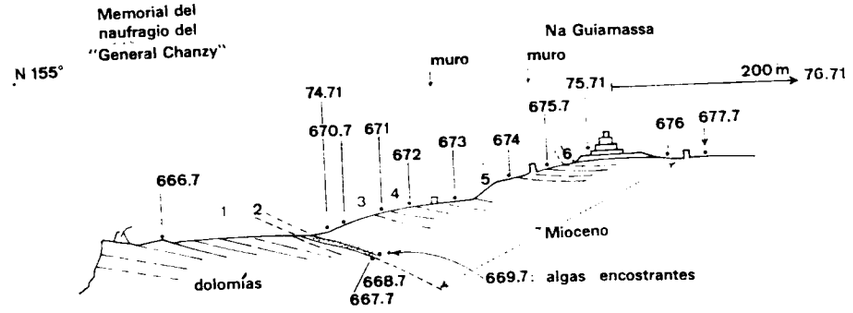


Figura 98.—Vindoboniense de Na Guiamassa.

5 a 10 por 100 de cuarzo, ligados por calcita finamente cristalina (670-7) y localmente por dolomita.

4) Desaparece el cuarzo (671-7), mientras la recristalización se inicia y acusa cada vez más, quedando la roca macroscópicamente como una calcarenita rosa karstificada. La muestra 672-7 está así completamente recristalizada.

5) Las calcarenitas se vuelven blancas y rosas, con lechos de nódulos o pelotas de Algas. La estratificación se hace más regular, pero poco a poco las recristalizaciones hacen desaparecer los caracteres o fósiles de la roca primitiva, comprendidas las Algas (673-674), la roca se hace macrocristalina al microscopio, carácter secundario, sin ningún valor para identificar el medio de formación primitivo.

6) Las calcarenitas pasan, hacia el aprisco, a una caliza gris, dolomítica (75-71), las Algas se disponen en lechos delgados o en nódulos. La roca está ampliamente recristalizada, borrándose las estructuras de las Algas.

7) Más allá del aprisco, el Mioceno forma una meseta karstificada, dividida en pastos, donde las diferenciaciones precisas son ilusorias. A 200 m. al SE del aprisco siguen todavía las calizas grises, dolomíticas, con Algas (76-71).

Todavía más al Este sigue el conglomerado mioceno, apareciendo irregularmente, a veces sobre 1 ó 2 metros, y no pareciendo contener nada más que cantos de dolomía (de hasta 10 cm.). Continuando la progresión hacia Cala Morell, se ven placas de dunas cuaternarias al borde de la costa; luego, como consecuencia de las fallas, el conglomerado basal se hace difícil de seguir y se pierde.

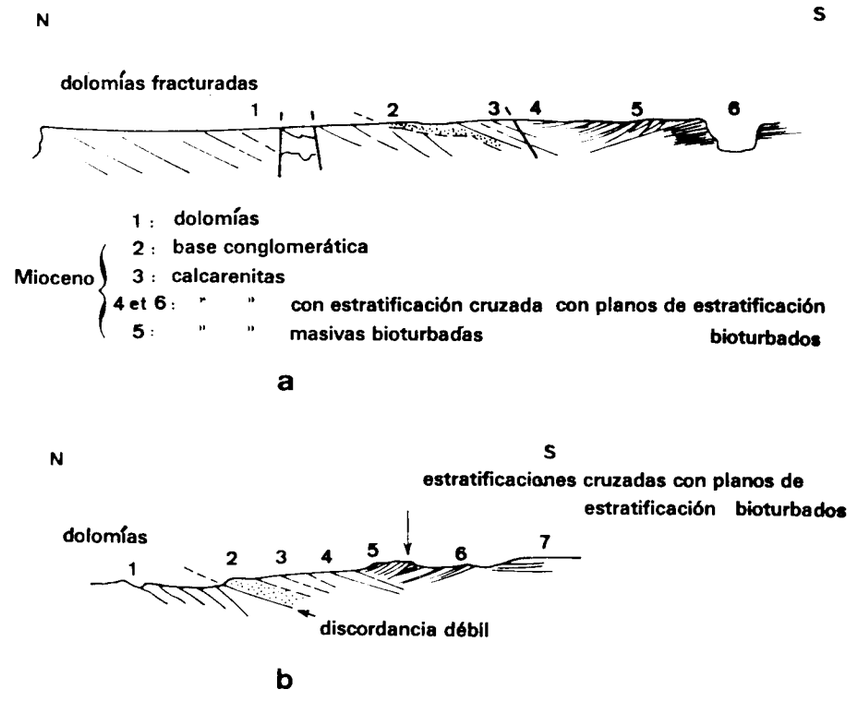


Figura 99.—El Vindoboniense del torrente d'Es Pous.

D) EVOLUCION HACIA EL SUR: TORRENTE D'ES POUS

Inmediatamente al E del faro de Punta Nati, remontando el torrente que desemboca en Cala Pous, se ven sucesivamente (fig. 99):

1) Dolomías fracturadas.

2) Conglomerado de base del Vindoboniense.

3) Luego, por encima, calcarenitas grisáceas, pero con largas estratificaciones cruzadas (fig. 99a, 4, 6) que han sido tomadas, equivocadamente, por A. OBRADOR, por dunas eólicas. De hecho *los planos* de estratificación *están bioturbados* (lám. 60, figs. 2 y 4).

Son calcarenitas marinas, que no se encuentran al E, al nivel de Na Guiamassa, ni más al Sur, y que corresponden así a un canal recorrido por corrientes, tal vez incluso a un canal de marea.

Los rumbos de los planos de estratificación, de base cóncava, han dado N 115° a 120°. La corriente habría ido de SSE a NNO, si estas medidas, que he hecho rápidamente, son significativas.

La otra orilla del torrente ofrece un corte similar (fig. 99b).

E) DE LA PUNTA NATI AL CAP BAJOLI

Las dolomías se siguen episódicamente hacia el Cap Bajolí, donde están recubiertas, en Pont d'en Gil, por:

— Un conglomerado con cantos de dolomías perforadas por litófagos, luego
— calcarenitas con Algas, bioturbadas.

Dolomías y Mioceno están fallados.

F) CONCLUSIONES

Al NO de Menorca, un extenso territorio emergido ha sufrido una tectogénesis entre el Oligo-Mioceno y el Tortoniense Superior. La erosión de los terrenos formados o rejuvenecidos ha provocado la formación de conos de proluviones, engendrados por deslizamientos fangosos (Silevie) que alcanzan el ámbito marino hacia Cala Morell, donde se producen desplomes acompañados de fallas y flexuras.

Este territorio emergido está formado de:

1) Permo-Trías, con importantes masas de areniscas rojas que afloran hacia el N y NE.

2) Dolomías jurásicas, que afloran entre Punta Nati, Son Alputze y Cap Bajolí.

3) Una serie Jurásico Superior-Cretácico Inferior caliza, de tipo menorquín, pero de facies más rica en Nerineas, y que no aflora actualmente en esta región. La concentración de cantos en la punta extrema NO de Menorca parece indicar que estas calizas jurásico-cretácicas afloraban al norte y al oeste de la costa actual.

Después de un fuerte «allanamiento» y la colmatación de las depresiones, una transgresión del Tortoniense Superior y (o?) del Mioceno terminal deposita un conglomerado discordante sobre las dolomías entre Cap Bajolí, Punta Nati y Cala Morell, seguido por depósitos de plataforma carbonatada de tipo Bahama, con calcarenitas con pelotas de Algas, canales (de marea?), *dunas hidráulicas* y zonas de arrecifes con Políperos.

La transgresión tortoniense avanza sobre un país muy llano, karstificado y fosiliza valles aéreos («ingresión»). Las estructuras sedimentarias dan como sentido de la corriente de aporte SSE-NNO. Probablemente había mareas en esta época.

3. Los sedimentos miocenos de Ciudadela a Mahón

A) CIUDADELA

El Vindoboniense marino de Punta Nati y de Cap Bajolí sigue en Ciudadela con calcarenitas regularmente estratificadas, que no cambian de facies. En la punta extrema oeste de Menorca, en Cap de Banyuls, estas calcarenitas presentan pendientes desordenadas, pero su microfacies (77-61) sigue igual que la de las calcarenitas de Ciudadela.

En el faro de Ciudadela, el Mioceno buza de 5° a 6° hacia el Sur y tiene, entre otros: *Clypeaster ibericus* Lambert (clasif. A. DEVRIES; Tortoniense de Orán), *Chlamys scabrella* (Lmk.) (clasif. D. MONGIN; Helveciense a Plioceno).

En la punta SO de Menorca, en cabo d'Artrutx, el Vindoboniense observable no está más que a 9 m. de altitud y desciende frecuentemente hasta apenas 1 m. del nivel del mar. Son calcarenitas masivas, recristalizadas, con estratificación plana paralela.

B) CARRETERA DE CALA GALDANA

Dejando ahora esta región, se llega al centro de la isla. La carretera de Cala Galdana ofrece un corte N-S de la masa de calcarenitas miocenas, que permite observar que:

1) No es visible ninguna falla al borde N del Mioceno. La opinión de E. SUESS (1897), todavía muy extendida en Menorca, y que me fue repetida a mi llegada a la isla, según la cual el límite N del Mioceno sería una falla, no es admisible.

2) El Mioceno presenta buzamientos más fuertes en su base (20 a 15°) que decrecen (10°) hacia su cumbre y hacia el Sur.

Un poco más al Sur, al este de la carretera, se ven, en los barrancos de Trebalujer y de Son Fideu, buzar las calcarenitas miocenas regularmente una decena de grados hacia el Sur. La superficie topográfica actual del Migjorn toma a las capas vindobonienses en oblicuo (61, fig. 3). Este buzamiento no es sólo sedimentario, sino también tectónico.

En Cala Galdana, los 60 m. de acantilado están constituidos por calcarenitas banales.

Conclusiones

El Mioceno presenta débiles discordancias intraformacionales debidas a *movimientos de hundimiento no fracturantes* que se produjeron durante su sedimentación *en su borde N actual.*

El límite Norte del Mioceno, que es un límite de erosión post-Vindoboniense, aparece así como una zona privilegiada desde el Vindoboniense.

Durante la sedimentación de éste, la zona tuvo funcionamiento suave —o lento— equivalente al de una flexura y no al de una falla viva, fracturante.

— El Mioceno será, por tanto, cada vez más potente hacia el Sur, siendo su cuenca subsidente.
— El Mioceno se ha inclinado hacia el Sur por una tectónica posterior a su sedimentación, tectónica *que ha acentuado los buzamientos sedimentarios*.

Sin embargo, si se prolongan idealmente las capas miocenas hacia el Norte, pasan ampliamente por encima de la superficie topográfica actual, que comporta, por tanto, al Norte, puntos más elevados (270 m.) que la base de las capas miocenas (100 m.). Así el Mioceno ha recubierto inicialmente una gran parte de la zona norte de Menorca, dejando emerger probablemente islotes aquí y allá.

C) FERRERIAS

Hacia Biniatramp, el Mioceno se apoya sobre el Permo-Trías a través de un nivel discontinuo de conglomerados con cantos del Permo-Trías y del Triásico Superior; por encima vienen directamente las calcarenitas, con cuarzo detrítico y muy dolomitizadas.

Al este de Ferrerías, el barranco de Trebalujer, que corre hacia el Sur, corta el borde norte del Mioceno, donde se ve que:

En su base, el Mioceno descansa sobre las areniscas permo-triásicas y comporta una decena de metros de arenas calcáreo-arcillosas con bloques de areniscas rojas que rebasan el metro de eje mayor. Estos bloques redondeados están dispuestos sin orden en la matriz arenítica, sin aplastar o deformar el sedimento encajante. Se trata aún de una formación proluvial, que deriva directamente de las areniscas rojas de Ferrerías y fosilizada por el Mioceno.

Por encima, las calcarenitas muestran en lámina delgada calcita meso a macrocristalina, reemplazada aquí y allá por cristales de dolomita. Estas recristalizaciones han hecho desaparecer los fósiles. Se ven todavía fantasmas de Amphisteginas, Heterosteginas, restos de Lamelibranquios (44 a 50-64, fig. 100).

En la cumbre de la meseta la microfacies es todavía la misma (51, 52).

No habiendo dado buenos resultados este corte del borde N del Mioceno y estando las calcarenitas muy recristalizadas, hemos estudiado un corte natural proporcionado por un barranco, en esta región donde cortan profundamente la masa de calcarenitas y donde pueden alcanzar las partes más antiguas del Mioceno.

El barranco de Sa Cova, tallado por un torrente afluente del río Trebalujer, ofrece una cortadura profunda en el punto X=1.256,76, Y=623,75 (1/25.000, núm. 646, Alayor), donde el camino que viene de Ferrerías desciende al barranco hasta la granja de Son Fideu.

Se estudió una serie de muestras en 1968 (R. BOURROUILH y G. COLOM, p. 151). Recordamos aquí los resultados (fig. 100):

— Muestra núm. 53: Frecuencia de Textuláridos, con grandes formas que alcanzan hasta 3 mm. de largo, entre otros Foraminíferos muy mal conservados.
— Núm. 57 (los números intermedios son estériles o tienen microfaunas indeterminables): Asociación más rica y más variada de Foraminíferos; los Textuláridos no predominan más, pero están reemplazados por *Spiroplectammina (Bolivinopsis) carinata* d'Orb., muy frecuente. Restos frecuentes de Equínidos y escasos fragmentos de Briozoarios y Ostrácodos.
— Núm. 61: La muestra más rica en Foraminíferos, donde abundan *Cibicides praecincta* (Karrer) y *C. haidingeri* (Brady, no d'Orb.), muy escasos en la muestra precedente (núm. 60).
— En las muestras siguientes, núms. 62, 65, los Foraminíferos son muy escasos. La muestra 65 se caracteriza por la abundancia relativa de *Amphistegina* cf. *lessoni* d'Orb.

Conclusiones

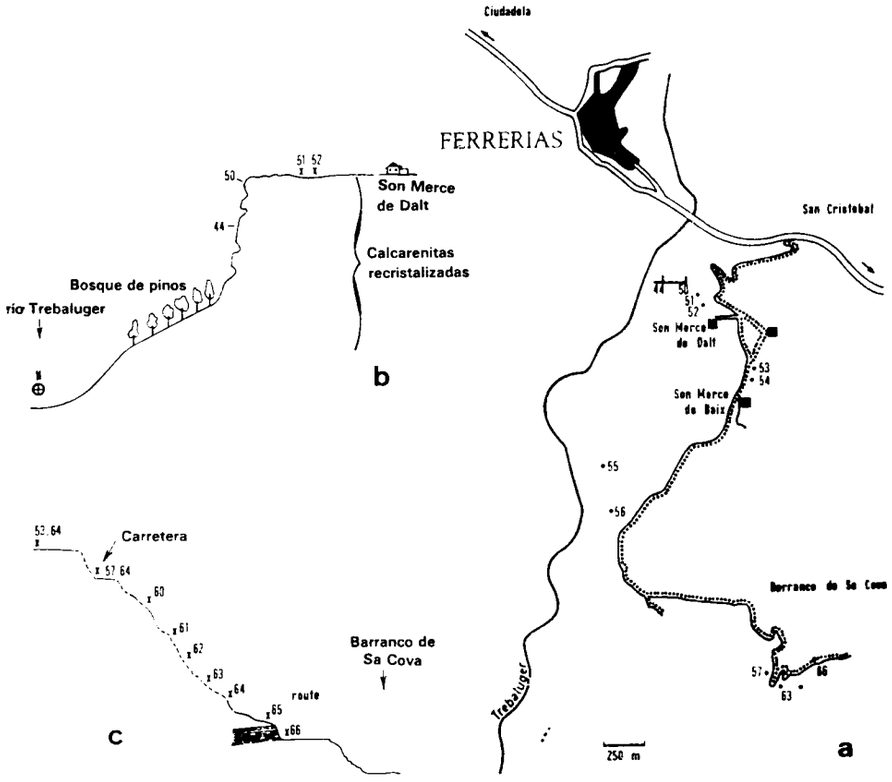
Estas asociaciones de Foraminíferos indican un medio marino litoral, no precisamente costero, pero poco profundo. La mayoría de las especies presentes en Menorca son frecuentes en el Helviciense y Tortoniense de Mallorca. Sin embargo, *Anomalina pompilioides* Gall-Hem, se encuentra allí también en el Mioceno Inferior.

La abundancia, según las muestras, de formas tales como *Textularia rugosa* (Reuss), T. *subangulata* d'Orb., *Spiroplectammina carinata* (d'Orb.), *Cibicides haidingeri* (Brady) y *C. praecincta* (Karrer) indica una edad Vindoboniense sin que se pueda precisar más.

Aunque se han alcanzado, en el fondo del barranco, las partes profundas del Mioceno visible en Menorca, las microfaunas del Burdigaliense no se han encontrado.

D) DE FERRERIAS A SAN CRISTOBAL

Entre Ferrerías y San Cristóbal, el Mioceno domina los terrenos más antiguos del N de Menorca. Donde la carretera abandona el Paleozoico para tomar la dirección del Sur francamente y cortar el Mioceno (lám. 61, figura 2), la transgresividad de los niveles superiores del Mioceno sobre su substratum es muy neta. Más potentes e inclinadas al Sur, las calcarenitas miocenas son poco detríticas, comportando niveles con restos de Políperos y Ostras, y pasan por encima de la topografía actual o se apoyan contra ella, como en el flanco S del macizo de areniscas rojas de Font Redona. No es discernible ninguna falla.



d

	Muestras					
	nº 53	nº 57	nº 60	nº 61	nº 62	nº 65
Amphistegina lessoni d'Orb.				cf., TR		cf., TF
Anomalina pompilioides Gall-Hem.		cf., TR	cf., TR	cf., TR		cf., TR
Bulimina buchiana d'Orb.			cf., TR	TR		
Cibicides haidingeri (Brady)			TR	TF		F
C. praecincta (Karrer)			TR	TF		
C. pseudoungerianus Cush.				TR		TR
Cibicides sp.	R	R				
Dentalina sp.		TR		R		
Elphidium crispum (L.)			TR			
Eponides repandus (F.-M.)					TR	
Eponides sp.		R		TR		
«Heplostiche» compressa Seg.					TR	
Martinottiella bradyana Cush.		cf., F			cf., TR	
M. primaeva Cush.		cf., TR				
Nodosaria vertebralis var. albatrossi Cush.		TR				
Nodosaria sp.			R	R		
Robulus clerici (Forn.)					TR	
R. vortex (F.-M.)					TR	
Robulus sp.		F	R	F	F	
Spiroplectammina (Bolivinopsis) carinata (d'Orb.)		TF	TR	R	TR	
Textularia consecta (d'Orb.)	cf., F					
T. rugosa (Rss)	F		TR			
T. subangulata d'Orb.	F	R	TR		F	
Textularia sp.					F	

Tabl. - Microfauna del barraco de Sa Cova

cf conferens TF : muy frecuente F : frecuente R : rara; TR : muy rara

Figura 100.—El Mioceno de los barrancos de Trebaluger y Sa Cova.

a) Situación de muestras.
b) Corte de la parte superior del Mioceno.
c) Corte del barranco de Sa Cova (cerca de Son Fideu).
d) Tabla de distribución de las microfaunas del corte (según R. BOURROUILH y G. COLOM, 1968).

En San Cristóbal las calcarenitas bioturbadas de los niveles superiores del Mioceno han proporcionado erizos (clasif. A. DEVRIES).

Schizaster saheliensis Pomel (Tortoniense de España peninsular), *Hypsoclypus plagiosomus* Agassiz (Mioceno), *Clypeaster ibericus* Lambert (Tortoniense de Orán y España), Lamelibranquios (clasif. D. MONGIN): *Chlamys scabrella* (Lmk) (Helveciense a Plioceno), *Pecten* cf. *inflatus* Ugolini (no Millet) (Helveciense-Tortoniense de Cerdeña), *Amussium denudatum* (Reuss) (Burdigaliense de Provenza y de Piemonte, Helveciense de Piemonte, Cerdeña, Austria y Provenza).

Al sur de San Cristóbal se ha recogido: *Gigantopecten fucinii* (Ugolini) (Helveciense de Cerdeña y Calabria).

En estas asociaciones los Lamelibranquios indican edades algo más antiguas (Helveciense) que los Equinodermos (Tortoniense).

En la costa Sur, cerca de Santo Tomás, las calcarenitas miocenas han dado: *Globorotalia* gr. *humerosa* Takayanaki y Saito, *Globigerinoides obliquus extremus* Bolli y Bermúdez, *Globorotalia scitula subscitula* Conato (fide Blow, 1969), *Orbulina suturalis* Bonnimann, *Orbulina bilobata* d'Orb. Según G. y J. J. BIZON esta microfauna indica un medio de mar abierta y concierne a la zona N 17 de BLOW, es decir, el Mioceno terminal («Mesiniense») (in G. BIZON y otros, 1973, págs. 987-988).

E) ENTRE SAN CRISTOBAL Y ALAYOR

El borde N del Mioceno muestra todavía fenómenos de transgresividad. Su pendiente sedimentaria se acentúa por un hundimiento post-tortoniense de la zona Sur. No se ha descubierto ninguna falla paralela al borde Norte del Mioceno (lám. 61, fig. 1).

El Mioceno de las canteras, al SO de Alayor, está compuesto por calcarenitas blancas y blandas, porosas, casi como creta y que han dado, junto a microfaunas encostradas, no significativas, huesos de un Dugonguideo emparentado a *Metaxytherium medium* Desmaret (=*Halianassa cuvieri*), Sirénido que fue el más extendido en los mares miocenos europeos. Según M. L. GINSBURG, que ha clasificado estos restos, se trataría, sin embargo, de una especie diferente y nueva.

Los sirénidos actuales viven en aguas poco profundas (de la proximidad de la orilla a —200 m.) y se puede pensar que su antepasado menorquín ha hecho lo mismo, lo que proporciona un dato batimétrico precioso.

Estas calcarenitas han dado a G. y J. J. BIZON escasos Foraminíferos: además de Orbulinas hay que citar escasos *Globigerinoides obliquus extremus* Bolli y Bermúdez, que indican el Tortoniense muy superior (culminación de la zona N 16).

F) DE ALAYOR A MAHON

Al SE de Alayor, afloran las lumaquelas. Estas acumulaciones (43-65) de *Pycnodonta squarrosa* (Serres), *Ostrea offreti* Kilian, *Isocardia* sp. del gr. *substransversa* Hoernes (nueva especie?) (clasif. D. MONGIN), indican siempre una facies poco profunda, es decir, litoral.

En su borde N los niveles superiores del Mioceno, que no miden a veces más que algunos metros de espesor, reposan sobre las dolomías jurásicas.

G) LA RADA DE MAHON

1. *La orilla sur del puerto de Mahón*

a) *Corte 1, figuras 101 y 102* (1)

El contacto sobre el Paleozoico no se ve. De abajo a arriba se ve:

1) Más de 2,5 m. de arena fina, amarillo rojiza, arcillosa, algo calcárea, con algunos cantos diseminados, silíceos y arcillosos.

2) 5 m. de pudinga, con zonas de cantos yuxtapuestos, reposando sobre el nivel 1 por una superficie *plana, no abarrancada.* Los cantos proceden de grauvacas y pelitas carboníferas y pueden alcanzar 30 cm.

La ausencia de abarrancamiento y los cantos muy redondeados, procedentes a menudo de rocas blandas (pelitas), indican un transporte reducido, en un medio *no torrencial marino.*

3) 1 m. de arena micácea reposando mediante una superficie plana sobre el nivel precedente.

4) Un término conglomerático con:

a) una matriz arenítica muy calcárea que pasa a una calcarenita consolidada que envuelve los elementos,

b) estos elementos, dispersos, son cantos de cuarzo lechoso o grauvacas. No están ni orientados ni granoclasificados. La base de este término es localmente poco detrítica, luego vienen los cantos.

5) Arena fina con hiladas conglomeráticas más ricas en cantos de cuarzo (1 cm.), dispersos.

6) Calcarenitas masivas con un nivel fosilífero de *Pecten* sp., Políperos, Gasterópodos, Lamelibranquios con caparazones gruesos y algunos cantos de grauvacas (10 cm.×4) (7).

El conjunto de los niveles 4), 5), 6) y 7) puede alcanzar 15 m. de espesor.

(1) Los cortes de la rada de Mahón están todos situados y reproducidos en la figura 101.

8) 15 m. aproximadamente, calcarenitas que se hacen terrosas por alteración, lo que da la impresión falsa de alternancias sedimentarias originales.

9) 10 m. de calizas karstificadas, cuyas cavidades están rellenas de limos rojos post-vindobonienses, que *pueden imitar* capas interestratificadas.

10) El corte sigue por sucesiones de calcarenitas más o menos alteradas, friables, calizas recristalizadas con venas de calcita, parcialmente dolomitizadas.

Los fenómenos de alteración y decalcificación se desarrollan hacia lo alto de la serie.

Conclusiones

La parte inferior del corte hace pensar en una sedimentación marina poco profunda sin pendiente ni inclinación notable.

Estos diferentes niveles, localmente más conglomeráticos, se encuentran en los acantilados de Mahón.

b) *Corte 2*

Más al Este se ve, de abajo a arriba (fig. 101, lám. 62, fig. 3):

1) 1,5 m. de pudinga granoclasificada con matriz carbonatada y arcillosa con cantos orientados paralelamente a la estratificación, que termina con 10 cm. de arenas.

2) 5 a 25 cm. de calcarenitas.

3) Arenas bioturbadas, con hiladas de calcarenitas bioturbadas.

4) Estos niveles calcareníticos y arenosos se suceden con, localmente, pequeños canales (20 cm.) rellenos de calcarenitas con pequeños cantos de cuarzo, grauvacas, localmente granoclasificados (lám. 62, figura 4).

Esto indica un medio marino, costero, afectado por corrientes de poca importancia.

c) *Corte 3*

En este punto se ve, de abajo a arriba (lám. 63, fig. 1):

1) Conglomerado con cantos de grauvacas y pelitas del Culm. Este conglomerado muestra, en su parte superior, arrugas de 30 a 50 cm. de ancho y de una treintena de centímetros de alto (lám. 63, figs. 2 y 3) y de una amplitud que oscila entre una treintena de centímetros y un metro.

Cada una de estas arrugas está constituida por cantos planos, orien-

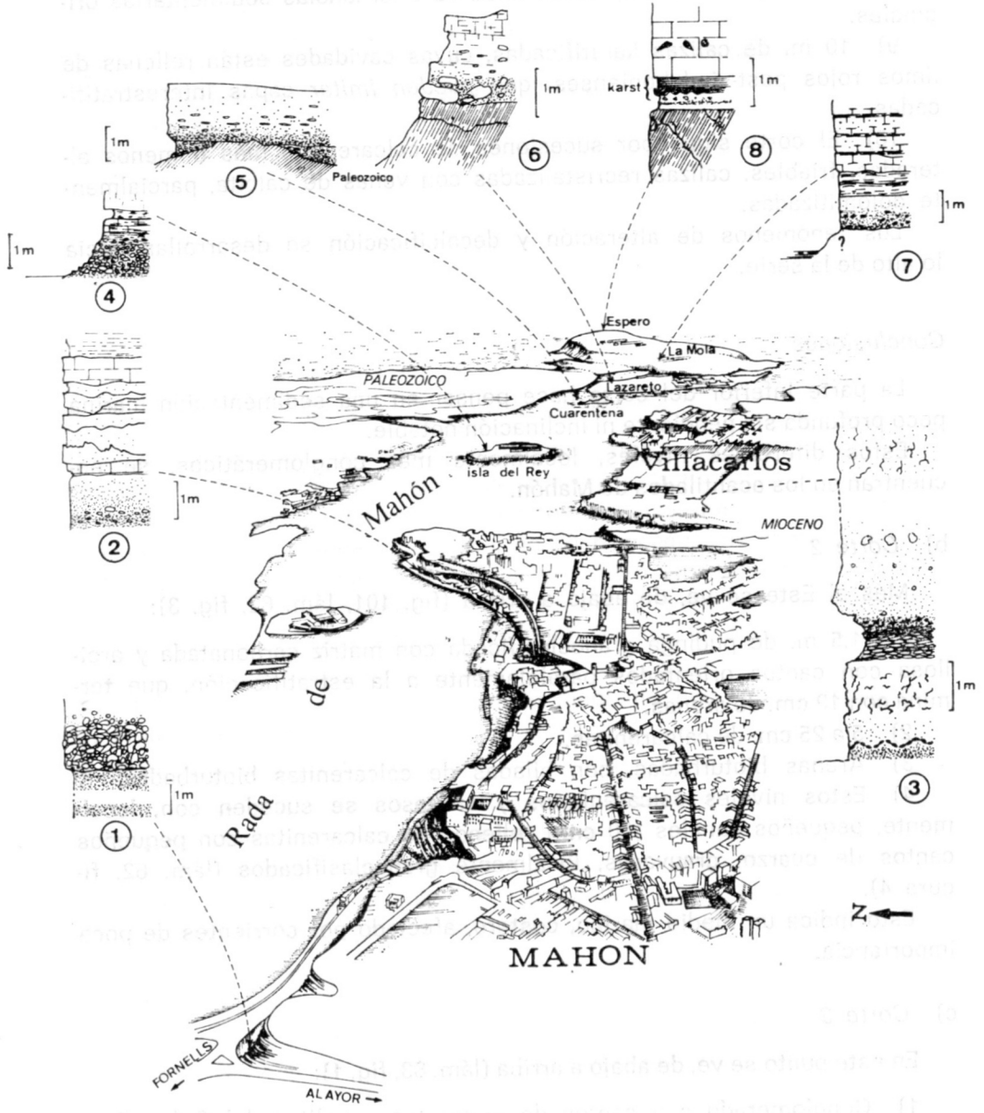


Figura 101.—El Vindoboniense de Mahón.

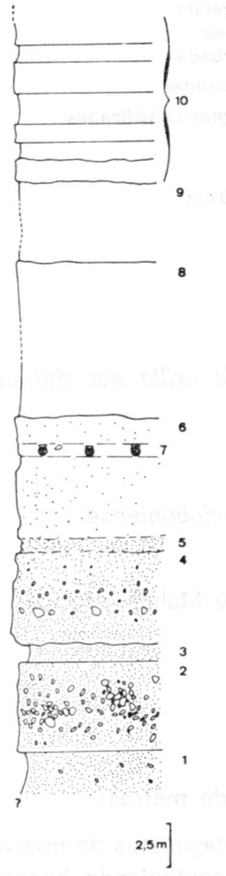


Figura 102.—Corte en el punto 1 de la orilla Sur del puerto de Mahón (cf. fig. 101).

tados paralelamente a una curva envolvente y, a veces, el corazón de esta arruga está constituido por alternancias reducidas, granoclasificadas (figura 103 y lám. 63, fig. 3).

Estas arrugas parecen debidas a corrientes oscilantes que van tan pronto en un sentido como en otro. Entre las posibles causas de su formación se puede pensar en corrientes de marea o en interferencia de corrientes.

2) Arenas.

3) Calcarenitas marinas bioturbadas.

4) Conglomerados con cantos planos, orientados y yuxtapuestos (lám. 63, figs. 1 y 2).

En este lugar, la base del Vindoboniense muestra, por tanto, la interferencia de un régimen detrítico irregular y de un régimen carbonatado tranquilo.

Conclusiones

Antes de la sedimentación de las calcarenitas de Mahón, la zona N de Menorca ya ha sufrido una fase de plegamiento que ha hecho aflorar el Culm y el Permo-Trías. La ausencia de cantos de dolomías *tendería a mostrar que el límite oriental del Jurásico de Alayor era comparable a su límite actual*, es decir, que al N inmediato de Mahón la región emergida está ya constituida en el Vindoboniense de Carbonífero y, en menor medida, de Permo-Trías, es decir, que una fase de erosión importante se sitúa antes del depósito del Vindoboniense.

Los aportes detríticos llegan de forma irregular al mar vindoboniense que los recoge. El medio de sedimentación es muy litoral.

Después de esta fase detrítica limitada, el medio es menos agitado y se establece y estabiliza poco a poco un régimen carbonatado, durante el cual se desarrollan organismos bioturbadores.

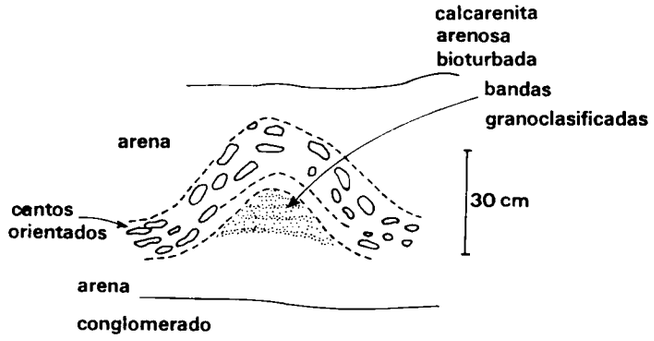


Figura 103.—Arruga en los conglomerados de la orilla sur del puerto de Mahón.

2) *Las islas de la rada, La Mola: Contacto del Vindoboniense y el Paleozoico*

El Vindoboniense se extiende al E de la villa de Mahón y forma:

1.° Las islas que siembran la rada.
2.° La Mola de Mahón.

a) *Isla del Rey: Corte núm. 4*

De abajo a arriba se observa en una decena de metros:

— Conglomerado muy arcilloso con cantos yuxtapuestos de grauvacas, orientados paralelamente a la estratificación y conteniendo huesos de vertebrados que no he podido extraer.

— Calcarenitas, primero bastas en su base, luego con intercalaciones de bancos arenosos y de recurrencias de niveles conglomeráticos. Pasan hacia la coronación a calcarenitas finas biodetríticas. El conjunto de estas calcarenitas tiene siempre una fuerte proporción de elementos detríticos (pequeños cantos, cuarzo...). Tanto en su base como en su parte superior estas calcarenitas contienen frecuentes *Miogypsina* sp. (clasif. J. J. BIZON, Cl. LORENZ).

Este corte es homólogo (lám. 64, fig. 4) de los cortes de la orilla sur del Puerto de Mahón.

La presencia inesperada de *Miogypsina* en estos niveles vindobonienses se discutirá en las conclusiones.

b) *Isla Cuarentena: Corte núm. 5*

Por encima del Carbonífero, muy plegado e irregularmente erosionado, reposan (lám. 64, figs. 1, 2 y 3):

1) De algunos centímetros a 80 cm. de gravas, formadas por cantos de cuarzo, grauvacas, que rellenan el paleorelieve.

2) Calcarenitas con hiladas de cantos, muy cargadas en cuarzo detrítico, que pueden reposar directamente sobre el Primario. Los cantos blandos contenidos en las calcarenitas han desaparecido frecuentemente, dejando un hueco.

c) *Isla El Lazareto: Corte núm. 6*

Sobre el Carbonífero, irregularmente allanado, y cuya parte superior está alterada, se ven:

1) Un conglomerado de matriz arenosa con grandes bloques y cantos de grauvacas.
2) Arenas.
3) Calcarenitas (lám. 64, figs. 5 y 6).

Ninguno de estos diferentes cortes ha mostrado canales de erosión intraformacionales importantes. Todo lo más hay, de tiempo en tiempo, pequeñas erosiones limitadas. Por tanto, no hay ni delta ni régimen irregular de aportes. Por el contrario, se instaura un régimen de sedimentación marina regular, después de las formaciones conglomeráticas que representan la resedimentación del Carbonífero y, en parte, del Triásico Inferior.

d) *Flanco O de La Mola*

En el flanco de La Mola, se ve claramente cómo los niveles conglomeráticos de la base del Vindoboniense son cubiertos en transgresión y ligera discordancia por las calcarenitas (fig. 101, cortes 7 y 8).

En la carretera de acceso a la fortaleza, se ve sucesivamente (fig. 101, corte 7):

1) Niveles conglomeráticos.
2) Lumaquela reducida a moldes de Lamelibranquios.
3) Calcarenitas con bolsadas de Algas.
4) Niveles con Equinodermos en posición biológica.
5) Calcarenitas que presentan localmente una microfacies de arenis-

cas de playa (beach-rock, 14-72), o dolomitizadas y conteniendo cantos blandos, frecuentemente arrastrados por la erosión.

e) *Punta Espero: Corte núm. 8*

De abajo a arriba se ve (fig. 104):

1) Culm Carbonífero.
2) Alteración del Culm.
3) 1 a 5 cm. de gravas, formadas de grauvacas y cuarzo rodados.
4) 15 metros aproximadamente de calizas y calcarenitas vindobonienses (1) que reposan a veces directamente sobre el Culm (lám. 63, figura 4) y constituidas sucesivamente de:

1) *Facies de Algas.*

La base del nivel 4) está primeramente constituida por calizas construidas por Algas (71 a 74-64). Las Algas, in situ, están envueltas en un cemento finamente cristalino con algunos *Globigerínidos* y *Miliólidos.*

2) *Facies agitadas.*

Por encima la facies es más agitada, son calcarenitas formadas por un cemento microcristalino a finamente cristalino sin cuarzo, pero con bioclastos muy frecuentes: restos rodados de Algas, Gasterópodos, Lamelibranquios, Políperos, Briozoarios y Foraminíferos (75 a 79-64).

Las asociaciones de Foraminíferos son muy comparables a las que se han separado en Son Fideu (ver más arriba).

Poco a poco (80 a 83-64) se producen recristalizaciones de calcita, mientras que la roca se dolomitiza.

3) *Facies con Algas* que reaparecen (84 a 89-64).

4) Estas calizas están cubiertas por calcarenitas con estratificación cruzada, bioturbadas (?).

Mme. P. LEMOINE ha podido reconocer numerosas Algas, de abajo (71) a arriba (88-64) del corte (fig. 105):

(1) Estas calizas y calcarenitas están fracturadas, particularmente en su base, y un relleno kárstico cuaternario, en relación con una fisura, está constituido fundamentalmente por (fig. 104):
— k1: 20 cm. de arcillas con restos de calcarenitas.
— k2: 5 a 10 cm. de encostramientos cuaternarios de Cianofíceas, irregulares en su base y luego bandeados.
— k3: 20 cm. de arcillas amarillentas con fragmentos de calcarenitas miocenas y *Gasterópodos terrestres.*

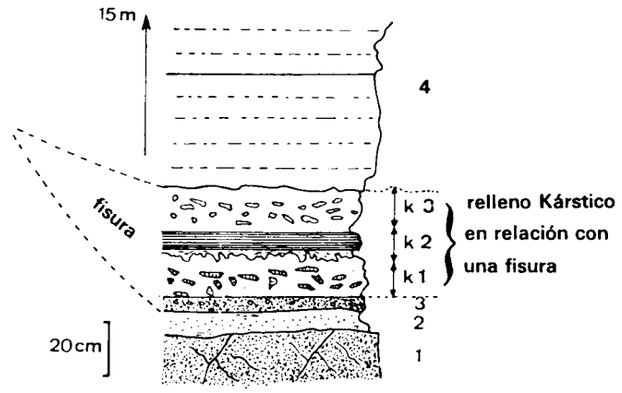


Figura 104.—El Vindoboniense de la Punta Espero.

No se puede establecer con certeza una edad por el solo examen de las edades conocidas de estas Algas. En efecto, algunas se han citado como Mioceno Inferior, pero en publicaciones antiguas y en formaciones de las que habría que revisar la edad. Es el caso de las Algas de la Martinica o Argelia. Otras Algas, las más numerosas, sólo se conocen a partir del Helveciense *(D. raineriae,* etc...) o incluso del Tortoniense *(L. microphyllum).* Tenemos así el indicio de una edad vindoboniense, más exactamente Tortoniense para el Mioceno de La Mola.

En un mismo nivel se constata frecuentemente el desarrollo de un solo género de Alga, lo que tendería a demostrar que estas Algas podían desarrollarse en un medio temporalmente aislado, en un mar cálido *(Archaeolithothamnium* es un género tropical y *Mesophyllum* un género de mar cálido) que puede corresponder a una albufera.

f) *Otras facies de La Mola* (fig. 106)

Las diferentes facies de La Mola son del tipo agitado (90-64, 92 a 95) o del tipo albufera, con asociaciones de Gasterópodos desenrrollados, comedores de Algas, y de Foraminíferos encostrantes (91-64, 99 a 112-64).

Según los cortes, las muestras recogidas han mostrado una recristalización más o menos importante.

Se han recogido los macrofósiles: *Ostrea* sp., cf. *Mangelia labeo* Dujardin.

71-64.—*Dermatilithon raineriae* Lem.	Helveciense: Turín.
Dermatolithon cystoseirae (Hauck) Foslie var. *saxicola* Huve.	Neógeno: Actual.
Pseudolithophyllum sp.	
Lithothamnium lacroixii Lem.	Aquitaniense: Bocas del Ródano.
	Sausset; sin edad, bloques lanzados por el Monte Pelado (Martinica).
80-64.—*Lithophyllum ghorabi.*	Vindoboniense: Egipto; Aquitaniense: Martín.
81-64.—*Lithothamnium* sp.	
Lithothamnium cf. *joleaudii* Lem.	Helveciense-Tortoniense-Plioceno: Argelia; Neógeno: Cirenaica.
82-64.—*Archaeolithothamnium* sp.	
Lithothamnium cf. *joleaudii.*	
84-64.—*Lithothamnium corallinaefore* Lem.	Burdigaliense: Argelia y Albania; Neógeno: España.
Lithothamnium sp.	
Mesophyllum laffittei Lem.	Aquitaniense-Burdigaliense: Argelia; Mioceno Inf.: Irak (ELLIOT, 1960); Neógeno: Irak (JOHNSON, 1964).
Lithophyllum prelichenoides Lem.	Burdigaliense: Argelia, Albania; Aquitaniense: Martinica; Neógeno Inf.: Somalia; Burdigaliense-Helveciense: España, sur Francia.
88-64.—*Lithothamnium carvellense* Lem.	Aquitaniense: Martinica; Burdigaliense: Argelia.
Lithothamnium glomeratum Capeder.	Burdigaliense: Argelia, Italia; Helveciense: Turín.
89-64.—*Mesophyllum* sp.	
Lithothamnium cf. *taurinense* Cap.	Burdigaliense-Helveciense: Turín.
Lithothamnium sp. (2 esp. Dif.).	
Dermatolithon dublancquli Lem.	Sin edad, bloques Monte Pelado.
Lithophyllum microphyllum Maslov.	Tortoniense: Ucrania.
Lithostrata sp.	Género desconocido hasta ahora en estado fósil.
88-64.—*Lithothamnium* sp. gr. *douvillei* Lem.	

Figura 105.—Las algas del Mioceno de la Punta Espero.

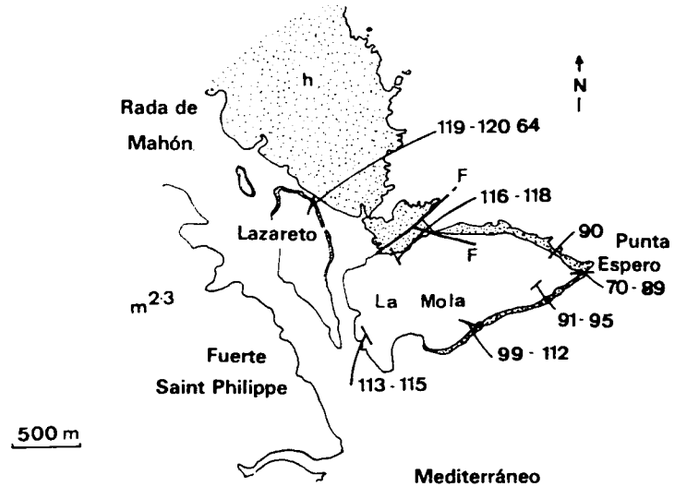


Figura 106.—Cortes de la Mola de Mahón.

3) *Conclusiones*

El mar vindoboniense invadió en Mahón un dominio hasta entonces emergido. Esta primera fase de transgresión se acompaña de la formación de conglomerados litorales. Estos depósitos no corresponden a un delta (A. OBRADOR, 1970), como lo muestra la ausencia de estructuras sedimentarias de tipo deltaica (cf. J. R. LEBLANC y otros, 1970).

Desde mi punto de vista la sedimentación miocena del Puerto de Mahón no testimonia tampoco la existencia de una fase sinsedimentaria de fracturación.

Después de esta primera fase, durante la cual es colmatado un paleorelieve, el mar sigue su transgresión. Recubre y removiliza formaciones con cantos (muy reducidas en la Isla Cuarentena y en la Isla Lazareto), las rebasa (flanco O de la Mola) y deposita calizas y calcarenitas, a veces directamente sobre el Carbonífero de la Mola (Punta Espero).

Luego, mientras las calcarenitas de la orilla S del Puerto de Mahón indican una sedimentación de plataforma con corrientes débiles, las calizas y calcarenitas de la Mola indican facies de mar confinado (una población de Algas por nivel), cálido, poco agitado, con Gasterópodos sedentarios, desenrollados y comedores de Algas. Estas facies son interrumpidas irregularmente por facies de mar abierto con bioclastos.

Estas características, unidas a una fuerte dolomitización, evocan una sedimentación de albufera.

Finalmente, los últimos sedimentos visibles indican fuertes corrientes submarinas, que provocan la formación de calcarenitas con estratificación cruzada, del mismo tipo que las calcarenitas con estratificación cruzada, bioturbadas de Punta Nati.

H) Evolución de las facies de Mahón hacia el S y SE

I) *Cala En Porter*

De Mahón a Cala En Porter la trinchera de la carretera muestra repetidas veces calcarenitas muy recristalizadas que pasan a calizas cristalinas blancas, de grano muy fino (San Clemente). Al microscopio, la roca (71-71) está muy dolomitizada, recristalizada, con fantasmas de Algas, Foraminíferos y cuarzo.

El conjunto está muy karstificado, con limos rojos en los huecos de disolución.

En Cala En Porter, el acantilado que forma la orilla izquierda de la cala y el borde del mar está constituido de calcarenitas masivas o con amplias estratificaciones oblicuas. Son dolomíticas, sin bioturbaciones discernibles y contienen algunos *Pecten* sp. (72-71).

2) *Calas Covas*

Allí el Vindoboniense está constituido por calizas y calcarenitas a veces gredosas, con estratificación paralela, con cuarzo detrítico, Algas, Péctenes, entre ellos *Chlamys latissimus Brocc.* (in HOERNES, 1905) del Vindoboniense.

Hacia el Sur, los niveles superiores del Mioceno (buza de algunos grados a 10° hacia el Sur) son de facies más distales: son calcarenitas finas con «Globigerínidos» encostrados.

3) *Cala Alcaufar*

Por encima de las calcarenitas masivas (1, fig. 107, y lám. 65, fig. 1) vienen calcarenitas en bancos regulares (2, fig. 107, y lám. 65, fig. 2) bioturbadas. Las bioturbaciones son o paralelas a la estratificación plana, *en la base del banco* (2, a), o perpendiculares (2, b). Estas bioturbaciones no son *ramificadas* ni cónicas, y por ello son debidas a organismos.

Este banco contiene muchos Braquiópodos (clasif. J. DROT): *Megerlia (Muehlfeldtia) truncata* (Linne), conocido desde el Mioceno al Actual, *Megathyris (Argiope) de truncata* (Gmelin) del Eoceno al Actual, que vive actualmente en el Atlántico de Guernesey a Madera, y en el Mediterráneo; *Terebratellacea* ind.

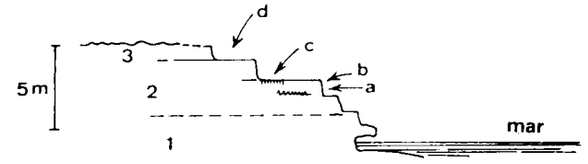


Figura 107.—El Vindoboniense de Cala Alcaufar.

Por encima, son calcarenitas (3) en lapiaz, conteniendo, al lado de restos de *Clypeaster* sp., *Chlamys opercularis* var. (Helveciense-Tortoniense) que son abundantes, dispuestos paralelamente a la estratificación y cuya concha presenta su convexidad hacia arriba, lo que indica un medio relativamente agitado.

Se trata de facies litorales, bioturbadas, con desarrollo de biohermos locales, a menudo removilizados al estado de grandes paquetes de Algas (lám. 65, fig. 3).

4) *Punta Prima*

En la punta SE de Menorca, frente a la Isla del Aire, se ve de abajo a arriba (figs. 108 y 109):

1) Calcarenitas bioturbadas: tubos ramificados, cónicos, frecuentemente horizontales y divergentes. Los tubos más gruesos rebasan raramente 1 cm. de diámetro, y así pensamos que se trata de bioturbaciones animales, mejor que de raíces debidas a un manglar.

Estas calcarenitas pasan gradual, pero rápidamente a:

2) Calcarenitas rosa, con estratificación plana, no bioturbadas y con restos de Equinodermos y Algas.

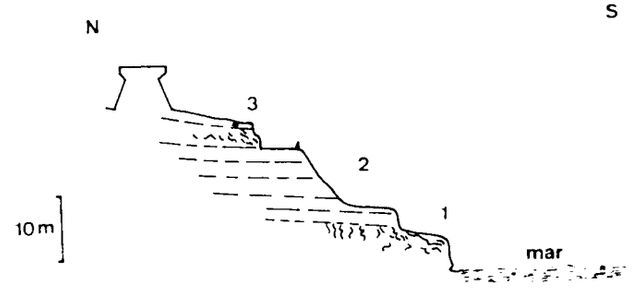


Figura 108.—El Vindoboniense de Punta Prima.

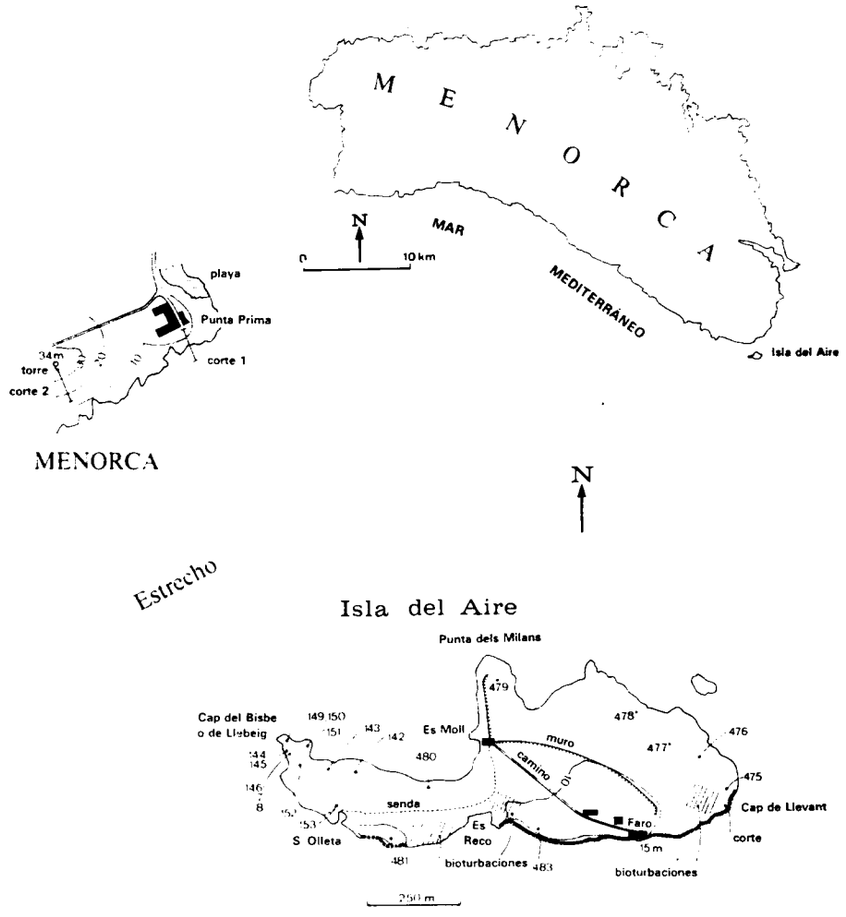


Figura 109.—La Isla del Aire.

3) Al pie de la Torre de Punta Prima, estas calcarenitas están recubiertas por calcarenitas ligeramente bioturbadas, con Lamelibranquios, como *Pecten fuchsi* (juv.) Fontannes (escaso en el Burdigaliense, abundante en el Helveciense de Europa, en especial en Cerdeña), Gasterópodos, Algas, con hiladas de calizas con Algas, recristalizadas (73-71).

El conjunto se ha depositado en un medio litoral, poco agitado.

5) *La Isla del Aire*

Al S-SO de Punta Prima, la Isla del Aire emerge en Punta deis Milán y

va creciendo en altitud hasta alcanzar 15 m. cerca del faro. Mide aproximadamente 1.300 m. de largo por 500 m. de ancho (fig. 109).

La Isla del Aire es la tierra emergida más oriental del archipiélago balear. Todos los geólogos que me han precedido han considerado esta isla formada por Mioceno. Así lo es para mí.

La isla está formada de calcarenitas que ofrecen magníficas estratificaciones cruzadas, en artesa, y frecuentemente bioturbadas (lám. 6, figuras 1, 2, 3 y 6).

En Cap de Llevant (fig. 110) se ve:

1) Calcarenitas con estratificación cruzada, bioturbadas y con restos de Lamelibranquios *(Pecten* sp...).

2) Calcarenitas *rosa,* englobando en su masa bloques redondeados del nivel 1), además, Gasterópodos *terrestres, cuaternarios:* Helix.

3) Por encima, calcarenitas blancas con estratificación cruzada.

La posición del nivel 2) continental, entre dos depósitos marinos y precisamente según un plano de estratificación oblicuo mayor es de por sí muy curiosa.

Situándose hacia el N (fig. 110) se constata que el nivel 2) está ligado a una fisura kárstica rellena de limos rojos, con recristalizaciones de calcarenitas, que reúnen fragmentos de calcarenitas marinas sub o suprayacentes.

Por tanto, el nivel 2) debe considerarse como un relleno kárstico, con Gasterópodos terrestres cuaternarios (A. OBRADOR y otros, 1969), acompañado de recristalizaciones de calcarenitas vindobonienses, lo que es un fenómeno muy frecuente en Menorca.

Erosión y relleno kárstico

Todos los niveles de calcarenitas están karstificados. Los agujeros, fisuras, cavidades, se desarrollan en lapiaz (lám. 66, fig. 2), atacando la roca sin orientación particular, o preferencialmente según planos de estratificación mayores o menores.

Las fisuras antiguas, testimonio de una fase kárstica del Cuaternario antiguo, si no del Plioceno Superior, están rellenas de calcarenitas rosa, oblicuas o incluso *perpendiculares* a la estratificación como las del Cap del Bisbe (lám. 66, fig. 5) o bien paralelas a esta misma estratificación (Cap. de Llevant).

Las fisuras más recientes pueden estar rellenas de limos rojos, continentales, a los que se añaden calcarenitas rosa recristalizadas, estando el conjunto *atravesado por estalactitas y estalagmitas* (fig. 110) y *reposando* a menudo sobre calcita zonada que se insinúa en las calcarenitas miocenas (fig. 110, y lám. 66, fig. 4).

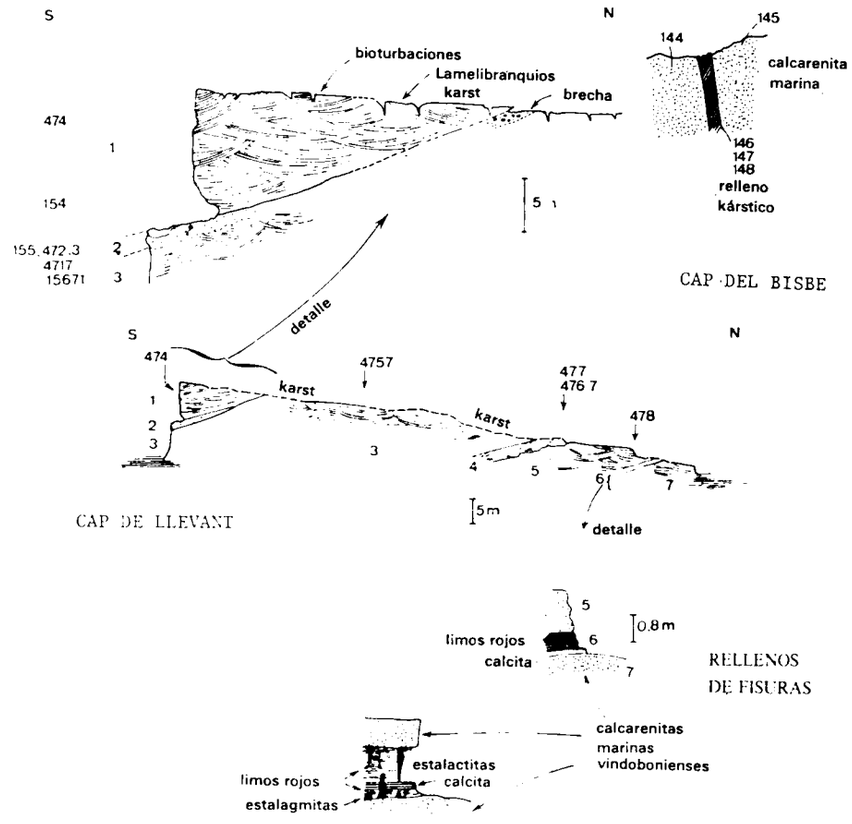


Figura 110.—Rellenos kársticos en la Isla del Aire.

Conclusiones

La Isla del Aire parece constituida esencialmente de Mioceno cuyos sedimentos, con largas estratificaciones oblicuas y cruzadas, bioturbados, indican una facies marina, que se puede interpretar acaso como un canal de marea.

2. EL VINDOBONIENSE DEL NORTE DE MENORCA

En el extremo del Cap de Caballería, el Plío-Cuaternario antiguo recubre al O, N y NO las dolomías jurásicas.

Al E y S recubre el Vindoboniense, excepcionalmente conservado en un compartimiento hundido entre dos fallas (R. BOURROUILH, 1970, a, b; R. BOURROUILH, J. P. CHEVALIER y D. MONGIN, 1972).

Corte del acantilado de Dins es Guix

Sobre la costa E, este acantilado está constituido de abajo a arriba (lám. 67, fig. 1):

1) De Keuper (analizado en el capítulo del Triásico).
2) De Vindoboniense, que empieza por un término conglomerático constituido por (lám. 67, figs. 2, 3; lám. 68, figs. 1, 2):

— Primero, por elementos de todo tamaño (bloques, cantos, gravas, etcétera) redondeados, procedentes de dolomías jurásicas y de carniolas triásicas y por paquetes deslizados y resedimentados de Keuper plástico.
— A estos elementos se mezclan, en proporción creciente hacia arriba, cantos y bloques del Vindoboniense.
— Incluso el aglomerante de este término conglomerático evoluciona. Primeramente formado de gravas y de Keuper resedimentado, deja lugar poco a poco a una matriz caliza blanca (lám. 67, fig. 4).

Se pasa así a un término conglomerático más homogéneo de 15 a 20 m. de espesor y que ya sólo está formado por bloques de Vindoboniense de todo tamaño y de esta matriz blanca (lám. 68, figs. 3 y 4).

Pero los bloques vindobonienses que forman este conglomerado están también compuestos. A su vez, cada bloque puede estar formado por elementos, siempre ligados a esta matriz calcárea blanca. El estudio de los diferentes bloques y de los elementos de los bloques muestra que están formados originariamente en medios sedimentarios diferentes y se identifican depósitos de orilla (beach-rocks), de albufera (calizas microcristalinas, a menudo con *Halimeda* sp.), sub-recifales o recifales (calizas con Algas, Políperos hermatípicos, Gasterópodos desenrollados, etc.), o de mar abierto (calizas con dientes de Selacios).

Estos diferentes bloques contienen abundantes restos orgánicos:

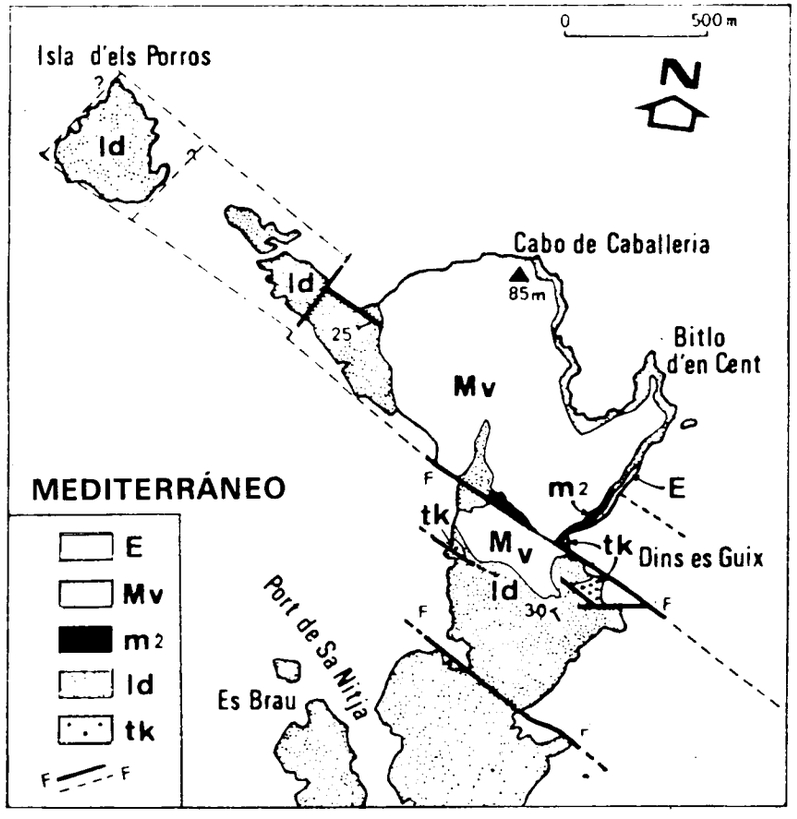
— Algas (clasif. Mme. P. Lemoine), de las que muchas se han visto también en Punta Espero, PE de la lista a continuación:

  Halimeda sp., *Amphiroa* sp., *Lithophyllum* sp., A. (PE), *Lithophyllum* sp. C. (PE), *Dermatolithon cystoseriae* (PE), *D. dublancquii* (PE), *D. raineriae* (PE), *Lithothamnium caravellense* (PE).
— Abundantes ejemplares de Madréporas *Tarbellastrea reussiana* (M.

E. y H.), especie hermatípica, francamente recifal (clasif. J. P. CHEVALIER).

— Abundantes restos de Equinodermos, como *Psammechinus* cf. *subrugosus Pomel*, *Clypeaster* sp., *Echinolampas* sp. (clasif. F. ROMAN).

— Gasterópodos como *Clanculus (Clanculopsis) araonis* (Bast.), *Clanculus* nov. sp.? aff. *granifer* Dod (in Sacco), *Odostomia* sp. (clasif. D. MONGIN).



E, derrubios.
Mv, Plio (?)-Cuaternario antiguo.
m2, Vindoboniense.
Id, Dolomías jurásicas.
tk, Triásico Superior.
F, Fallas.

(Mapa geológico simplificado).

Figura 111.—El Vindoboniense de la península de Caballería.

Lamelibranquios como *Pecten subarcuatus* Tournouer, *Chlamys fasciculata* (Millet), *Barbatia (Acar) clathrata* (Bast.), *Limea strigilata* (Brocchi), *Ostrea* sp. (clasif. D. MONGIN).

3) Este Vindoboniense está erosionado en su parte superior y enrasado con las dolomías jurásicas. Esta penillanura post-Miocena Superior está fosilizada por depósitos plio-cuaternarios comparables a los de la Atalaya de Fornells (R. BOURROUILH y J. MAGNE, 1963).

Evolución del Vindoboniense hacia el Norte

El Vindoboniense se hace más homogéneo hacia el Norte, pasando localmente a calizas más compactas que reposan sobre las dolomías y van a chocar por falla contra las dolomías que forman el resto de la costa E de la península (lám. 67, fig. 1).

Conclusiones

Tarbellastrea reussiana es muy común en el Vindoboniense (Helveciense y Tortoniense) de la cuenca mediterránea y parece llegar hasta el Mioceno terminal. Los Equinodermos no son significativos, pero *Psammechinus subrugosus* es, sin embargo, conocido en el Tortoniense de Orán (Africa del Norte). Entre los Moluscos, *Barbatia clathrata* se encuentra en todo el Mioceno europeo, mientras que *Clanculus araonis* se extiende desde el Burdigaliense hasta el Actual. Los Pectínidos son, por el contrario, más precisos. *Pecten subarcuatus* y *Chlamys fasciculata* se han nombrado en el Vindoboniense, más exactamente en el Helveciense de las cuencas atlánticas *(P. subarcuatus)*, y tal vez incluso en el Helveciense Superior, pasando al Tortoniense *(Ch. fasciculata)*.

La diversidad y coexistencia de facies de orilla, de albufera, subrecifales, recifales, de mar abierta, la homogeneidad del aglomerante, añadidas al carácter caótico de esta formación, nos llevan a pensar que al menos una parte del Vindoboniense del Cap de Caballería representa una *brecha recifal.* La potencia del Vindoboniense respetada por la erosión ante-Plio (?)-Cuaternario antiguo puede estimarse en una quincena de metros. Sin embargo, este espesor es variable y la base del Vindoboniense que muestra fenómenos de deslizamiento submarino con resedimentación del Keuper, es verosímil que el carácter caótico del Vindoboniense se ha acentuado por movimientos, deslizamientos sinsedimentarios.

3. CONCLUSIONES GENERALES SOBRE EL VINDOBONIENSE Y EL MIOCENO TERMINAL

1. LA EDAD DE LAS DEFORMACIONES TANGENCIALES PRINCIPALES

Estas deformaciones se han producido *después* del depósito de la molasa oligo-miocena inferior de Es Macar de Sa Llosa, que está despegada tectónicamente sobre el Keuper plástico, en el que reposa. Se han producido *antes* del Helveciense Superior-Tortoniense, estando este nivel, al norte de Menorca, en contacto normal sobre su substrato de Keuper.

Los contactos tectónicos tangenciales están, por otra parte, sellados por las calcarenitas del Mioceno del Sur de Menorca, que se han datado por macrofaunas y microfaunas como de edad Tortoniense, alcanzando su parte superior el Mioceno terminal («Mesiniense»).

Estas deformaciones tectónicas conducen a la constitución de relieves, que son atacados por la erosión. El mar vindoboniense, siempre poco profundo, se instala en un área continental muy erosionada. El mar vindoboniense deposita así sedimentos carbonatados de ambiente recifal y/o de plataforma. Durante el Tortoniense se produce un reajuste del zócalo.

2. EL VINDOBONIENSE DEL NORTE

El mar Vindoboniense se extendió sobre el norte de Menorca. El Vindoboniense del Cap de Caballería es testimonio de la existencia de un sistema sedimentario marino constituido de:

— Una plataforma carbonatada.

— Un conjunto recifal, cuyas diferentes partes: zona de playas, albufera, arrecife, frente recifal, zona de mar abierto, están representadas tanto por sus depósitos, con sus estructuras sedimentarias, como por las asociaciones ecológicas que las caracterizan.

Este Vindoboniense contiene Pectínidos que definen una edad Helveciense Superior-Tortoniense. Los Equinodermos definen una edad Tortoniense (R. BOURROUILH y otros, 1972).

3. EL MIOCENO DEL SUR DE MENORCA

Al Sur, el mar vindoboniense ha depositado sedimentos carbonatados primero sobre una plataforma submarina tranquila que en seguida ha sufrido hundimientos diferenciales, produciendo una subsidencia. El Mioceno terminal sigue al Tortoniense.

1. El problema de las Miogypsinas de la Isla del Rey (Mahón)

En la base de los depósitos post-orogénicos de la rada de Mahón, las Miogypsinas se han visto en las calcarenitas cargadas de cantos que coronan los niveles conglomeráticos del Mioceno de la Isla del Rey.

La presencia de estas Miogypsinas en estas calcarenitas vindobonienses es inesperada. En efecto, se admite clásicamente (cf. especialmente W. J. CLARKE y W. H. BLOW, 1967, p. 87) que en el ámbito del Mediterráneo occidental el género *Miogypsina* alcanza al menos la zona N8 o N9 de Blow, es decir, el Burdigaliense muy superior (N8), o incluso el Langiense Inferior (N9) (1), mientras que, en otros ámbitos, este género puede alcanzar la zona N12 o incluso llegar hasta la zona N14 (Langiense Superior, CLARKE y BLOW, p. 89, fig. 1).

Está excluida una edad burdigaliense para las calcarenitas de la Isla del Rey, pues éstas se enlazan sedimentológicamente a las del Sur de Menorca, que contienen macrofósiles y microfósiles de edad Vindoboniense.

Para explicar la presencia de Miogypsinas en la Isla del Rey estamos ante la alternativa siguiente:

1) Considerar que las *Miogypsinas* están resedimentadas y proceden de sedimentos burdigalienses, hoy enmascarados por los depósitos post-orogénicos.

2) Considerar que las *Miogypsinas* están en su sitio en esos niveles vindobonienses.

No tenemos argumentos en Menorca para decidir esta alternativa.

En Mallorca, por el contrario, G. COLOM (1958), J. J. y G. BIZON (1967), G. BIZON (1968) han insistido varias veces sobre el hecho de que las *Miogypsinas* no se encontraban en su lugar en el Helveciense-Tortoniense y que era necesario considerarlas como anteriores al Vindoboniense.

En el estado actual de conocimientos parece más lógico seguir la idea de que las *Miogypsinas* de la Isla del Rey proceden de la removilización de sedimentos burdigalienses. En espera de nuevas observaciones y nuevas investigaciones, seguiremos esta idea, entregando este documento al expediente del género *Miogypsina*.

2. Los sedimentos miocenos del Migjorn

1) En el NO de Menorca, en el Tortoniense Superior-Mioceno terminal, el mar desborda la cuenca tortoniense y va en transgresión al Norte de una línea Ferrerías-Ciudadela. Invade una topografía continental evolucio-

(1) Según la terminología de CLARKE y BLOW, 1967.

nada, karstificada (Punta Nati), viniendo localmente en ingresión (Cala Morell) o viniendo a interferir sobre los sedimentos vindobonienses de pie de monte (fanglomerados de Cala Morell) donde los sedimentos continentales y marinos se mezclan. Esta fase de transgresión está precedida de movimientos tectónicos, siendo las calcarenitas del Tortoniense Superior-Mioceno terminal discordantes sobre las calcarenitas vindobonienses anteriores, produciéndose un juego de algunas fallas durante la sedimentación (Cala Morell). Los conglomerados de Punta Nati con cantos del Jurásico, Cretácico y faunas recifales tortonienses removilizadas, demuestran:

A) La existencia al O y/o al N de Punta Nati de tierras emergidas.

B) Una ligera regresión que ha precedido la transgresión que removiliza las faunas recifales.

2) Desde el O de Ferrerías hasta la proximidad de Alayor, los sedimentos de la base del Mioceno están muy inclinados hacia el Sur (20 a 25°), mientras que las calcarenitas más recientes que los coronan están cada vez menos inclinadas y van a descansar más adelante sobre los terrenos antiguos de la Tramuntana.

Estos hechos indican hundimientos de la cuenca sedimentaria neógena al sur de una línea Ciudadela-Ferrerías-Mahón que se ha movido en flexura.

Las calcarenitas de la parte superior del Mioceno, que representan la continuación de las calcarenitas del Tortoniense Superior - Mioceno terminal de Punta Nati? Cala Morell, vienen en discordancia sobre las calcarenitas vindobonienses más antiguas (San Cristóbal).

3) Al SO, en Mahón, los sedimentos miocenos visibles son horizontales o apenas deformados después de su sedimentación (La Mola). La base de los niveles miocenos indica una primera transgresión marina con removilización y llegada de sedimentos detríticos (rada de Mahón). Los niveles miocenos de La Mola cogen todavía a los niveles vindobonienses en bisel e indican el movimiento transgresivo, que aparece así generalizado de una a otra punta de Menorca.

4) Potencia y estructura del Mioceno del Migjorn. En algunos lugares de su límite Norte (especialmente entre Punta Nati y Son Toni Marti, al sur del km. 36 de la carretera de Ciudadela) las calcarenitas miocenas son muy poco potentes, pudiendo medir algunos metros o incluso menos. Hacia el Sur, el espesor del Mioceno crece rápidamente. La potencia visible se aproxima a los 100 m. en los barrancos, y 75 m. en la costa sur de Menorca (Vallveya). Los sondeos han atravesado 185 m. de calcarenitas miocenas en Torreta Saura; 130 m. en Santo Tomás, y 145 m. en San Cristóbal (localización y detalle), ver anexo de sondeos al final del libro.

Teniendo en cuenta las pendientes de la base y del sondeo de San Cristóbal, la potencia del Mioceno debe rebasar 250 m. a la altura de este pueblo, para crecer probablemente todavía hacia el Sur.

Se ha realizado una campaña de geofísica en 1960 por la Compañía de Prospección Geofísica (Geoprosco), preliminar a los sondeos de investigación de agua, a cuenta del Instituto Nacional de Colonización.

Una discusión rápida de las interpretaciones de los registros practicados según los siete perfiles A1, ... A7 (fig. 112) hace resaltar que (1):

— A1: Al sur de Mahón hay continuidad entre la base y la coronación del Vindoboniense. La caída de resistividad en el Mioceno puede corresponder a una variación de facies, de porosidad, etc...
— A2: En este perfil aparecen dos fallas. La falla F2 es muy verosímil, pero su salto vertical no puede apreciarse como consecuencia de una profundidad de investigación muy débil del sondeo eléctrico. La falla FI no es segura. La interpretación del contacto del Mioceno (MC) sobre el Jurásico (Tsk) parece buena y debe ponerse a cuenta de una fuerte inclinación de las partes inferiores del Mioceno, por movimiento en flexura de la línea Mahón-Ferrerías.
— A3: La presencia de una falla FI (más bien entre 102 y 103) es más segura.
— A4, A5: La falla F2, que ha aparecido en los perfiles A2, A3, es todavía visible en los perfiles A4 y A5.
— A6, A7: Los registros no muestran fallas. Sin embargo, éstas son claramente visibles en las fotografías aéreas verticales.

La potencia del Mioceno crece rápidamente al sur de una línea Mahón-Ferrerías. Esta línea, orientada N 120-140, que no ha tenido un movimiento de rotura durante la sedimentación miocena, sino un movimiento suave que corresponde así a una flexura.

Esta flexura, lo mismo que las fallas sinsedimentarias suaves de Cala Morell, se moldean según direcciones estructurales antiguas, principalmente N 120-140.

Pero estas direcciones antiguas también han funcionado *después* de la sedimentación del Mioceno, particularmente las direcciones N 120-140.

Una primera falla se sitúa más allá del límite N de erosión actual del Mioceno y corta el Mioceno y la prolongación del Jurásico de la meseta de Alayor bajo el Mioceno. Una segunda falla está más al SO (fig. 112). Entre estas dos fallas, que parecen terminar en sus extremidades, el Mioceno está hundido. Es probable que estos accidentes hayan funcionado ya durante la sedimentación del Mioceno del Migjorn (tercer período de evolución, ver más adelante).

(1) Me ha ayudado en esta discusión las observaciones de M. VANEL del Laboratorio de ELF-RE en Chambourcy, al que doy las gracias aquí.

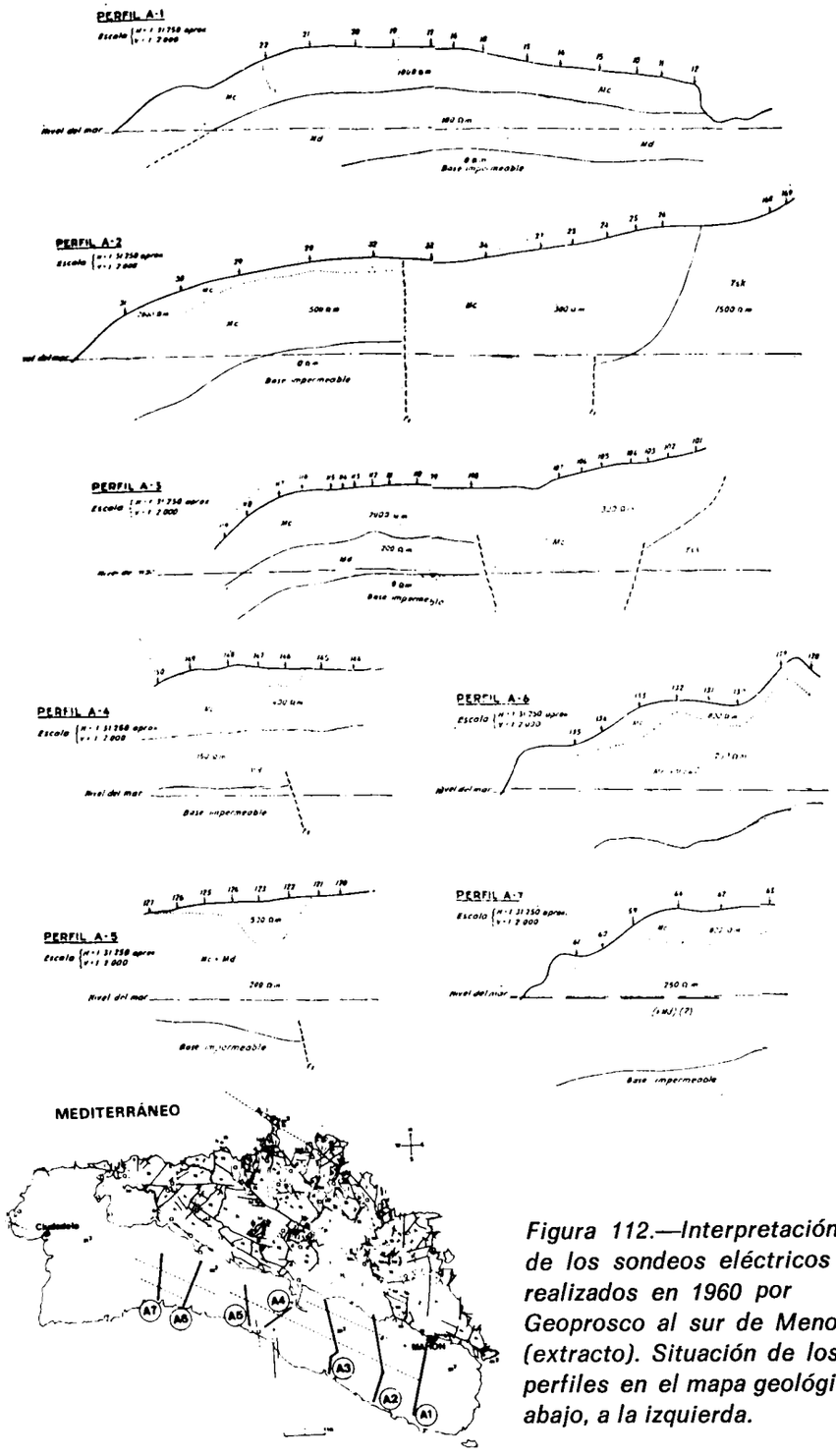


Figura 112.—Interpretación de los sondeos eléctricos realizados en 1960 por Geoprosco al sur de Menorca (extracto). Situación de los perfiles en el mapa geológico, abajo, a la izquierda.

4. ENSAYO DE INTERPRETACION DE AREA DE DEPOSITO

Primer período: Continental

La tectogénesis anterior a los sedimentos vindobonienses de Menorca se produce muy probablemente sobre una región emergida. Conlleva el rejuvenecimiento de los relieves y la aparición de niveles estratigráficos anteriores al Keuper. Estos niveles del Triásico Medio, del Permo-Trías y del Paleozoico van a ser resedimentados en cantos en el Vindoboniense.

Antes de las transgresiones vindobonienses el área continental menorquina se extiende más allá de los límites actuales de Menorca. Se prolonga especialmente al N y O de Ciudadela mediante afloramientos de Jurásico y Cretácico dolomítico y calizo.

La erosión que ataca estos relieves conduce a la constitución de un área emergida allanada.

Segundo período: Instalación del mar vindoboniense

El mar post-orogénico viene en transgresión sobre este área emergida y deposita sedimentos carbonatados de plataforma.

Al Sur son esencialmente calcarenitas, mientras que al Norte hay arrecifes, playas, albuferas y mar libre (estas facies están contenidas en la brecha arrecifal del Cap de Caballería). Esta polaridad permite esbozar una primera paleogeografía, con un área marina poco profunda al Sur, un área arrecifal con regiones emergidas al Norte, luego el mar libre todavía más al norte de Menorca (sedimentos del Cap de Caballería).

Tercer período: Reajuste del zócalo

El reajuste del área continental se produce durante y después de este segundo período, por removilización vertical de las fracturas. Estos reajustes son generalmente suaves.

El área de sedimentación se hunde diferencialmente al Sur de una línea Ciudadela-Mahón, con, al parecer, un movimiento máximo entre el oeste de Ferrerías y las proximidades de Alayor. Estos hundimientos son continuos y progresivos y provocan la inclinación diferencial de las capas miocenas.

Estos reajustes se traducen de hecho en una regresión del mar vindoboniense y conllevan la emersión y rejuvenecimiento de los relieves de la parte norte de Menorca (fanglomerados de Cala Morell). La presencia de fósiles arrecifales vindobonienses —y especialmente de Políperos hermatípicos en el conglomerado de base del Tortoniense Superior-Mioceno

terminal transgresivo de Punta Nati— indica que el régimen francamente arrecifal del norte de Menorca ha estado muy perturbado durante este período.

Estos tres períodos se sitúan antes del Tortoniense Superior-Mioceno terminal.

Cuarto período: Transgresión general

En el Tortoniense Superior-Mioceno terminal el mar acusa una nueva transgresión que alcanza el NO de Menorca, Punta Nati y Cala Morell. Los sedimentos de este período son claramente discordantes sobre los terrenos antiguos de la Tramuntana e incluso sobre el Vindoboniense más antiguo (Cala Morell, Ferrerías, San Cristóbal).

En el centro de Menorca, los sedimentos del Tortoniense Superior-Mioceno terminal vienen o bien a apoyarse sobre los relieves de la Tramuntana o bien a recubrirlos, pasando su prolongación por encima de la topografía actual.

La transgresión se produce así en un área emergida en curso de erosión, viniendo el mar, en Cala Morell, a interferir sobre los aluviones de pie de monte.

Después de esta transgresión hay una uniformización de las condiciones de depósito. Los sedimentos carbonatados se depositan en una plataforma poco profunda, de tipo Bahama, donde viven Sirénidos de aguas poco profundas (desde la orilla hasta — 20 metros), numerosos organismos litorales (Ostras, Péctenes, Gasterópodos, Algas) y muy abundantes organismos bioturbadores. Localmente se desarrollan dunas hidráulicas (Punta Nati, Isla del Aire) que, verosímilmente, corresponden a canales de marea.

Sin embargo, hacia el sur de Menorca los organismos pelágicos son más abundantes y el Mioceno terminal ha podido caracterizarse por asociaciones planctónicas («Mesiniense»: zona N17 de Blow).

En definitiva, el ciclo de sedimentación post-orogénica de Menorca se manifiesta por dos transgresiones separadas por una regresión limitada, provocada por reajustes del zócalo balear.

Desde el Helveciense Superior al Tortoniense Superior y al Mioceno terminal, el NE del promontorio balear es ocupado por *un mar abierto,* poco profundo, y constituye una plataforma con sedimentación carbonatada de la que emergen islas más o menos grandes. La sedimentación de esta plataforma y la extensión de las zonas emergidas están controladas por reajustes del zócalo balear.

CAPITULO 3.—CONCLUSIONES GENERALES SOBRE EL TERCIARIO

El Terciario de Menorca comprende Oligo-Mioceno Inferior continental, Vindoboniense y Mioceno terminal, esencialmente marinos, post-orogénicos.

1. OLIGO-MIOCENO INFERIOR

Excepcionalmente conservado en la costa este de la Atalaya de Fornells y entre el Arenal de Son Saura y Arenal d'en Castell, es una formación continental muy detrítica, constituida de alternancias borrosas de pudingas y términos finos variados.

De 50 a 60 m. de potencia visible, estos sedimentos representan depósitos torrenciales, deltaicos, acumulados en áreas lacustres o laguno-lacustres, vecinas de zonas en vías de erosión. Contienen gyrogonitos de Caraceas de edad Oligoceno Superior o Mioceno Inferior.

La molasa oligo-miocena se ha formado a partir de la erosión de tierras emergidas, en las que sólo afloraba de forma importante una serie Jurásica y Cretácica calizo-dolomítica. El ámbito emergido estaba formado de Jurásico y Cretácico menorquín, admitiendo lateralmente (a partir del Barremiense) facies más litorales con Orbitolinas, actualmente desconocidas en Menorca.

Antes de la sedimentación de este Oligo-Mioceno, una fase tectónica provoca así el plegamiento y emersión del NE del promontorio balear. Al no tener la molasa cantos del Paleozoico ni del Buntsandstein ni del Muschelkalk, esta fase de plegamiento ha afectado a una cobertera calizo-dolomítica jurásica y cretácica por encima del Keuper plástico. En cierto modo, es una tectónica de cobertera.

El dominio emergido está sometido a una fuerte erosión (de ahí los relieves importantes?) y una red hidrográfica poco evolucionada deposita en las áreas lacustres o laguno-lacustres sedimentos conglomeráticos mal clasificados.

Este dominio emergido es inestable. Esta inestabilidad provoca especialmente una tectónica sinsedimentaria con subsidencia de zonas de acumulación.

2. VINDOBONIENSE Y MIOCENO TERMINAL

Las deformaciones tangenciales principales se sitúan después de la sedimentación de la molasa oligo-miocena, que está despegada sobre el Keuper, y antes de un cierto Vindoboniense.

Esta tectogénesis se produce, muy probablemente, en una región ya emergida y provoca un rejuvenecimiento del relieve con una importante aparición del Paleozoico y el Triásico.

El mar post-orogénico viene en transgresión e invade un área continental allanada. Al Sur y en la mayor parte de Menorca deposita sedimentos carbonatados de plataforma, mientras que al Norte se desarrollan arrecifes, albuferas y zonas de playas. El mar profundo, libre, se sitúa al norte de Menorca.

El armazón antiguo del NE del promontorio balear se reajusta durante y después de este segundo período. Las fracturas N 120-140° se removilizan de manera suave al borde norte del Migjorn, determinando una zona de flexura que va desde la proximidad de Mahón hasta más allá de Ferrerías, en el mismo seno del Migjorn. El área de sedimentación se hunde así progresivamente y diferencialmente al sur de una línea Mahón-Ciudadela.

Estos hundimientos se traducen de hecho por una regresión del mar Vindoboniense, que ocasiona la emersión y rejuvenecimiento del relieve de la parte norte de Menorca (fanglomerado de Cala Morell) con erosión local de depósitos arrecifales vindobonienses.

En el Tortoniense Superior-Mioceno terminal, el mar acusa una nueva transgresión que alcanza el NO de Menorca. Los sedimentos son claramente discordantes (Punta Nati), incluso sobre los depósitos vindobonienses más antiguos (Cala Morell, San Cristóbal).

En este momento hay una uniformización del régimen sedimentario: los sedimentos carbonatados se depositan en una plataforma submarina poco profunda, en un mar abierto, donde viven numerosos organismos (Sirénidos, Lamelibranquios, etc...).

En definitiva, el ciclo de sedimentación post-orogénica de Menorca se traduce por dos transgresiones separadas por una regresión limitada, provocada por reajustes del zócalo balear.

Del Helveciense al Tortoniense Superior y al Mioceno terminal («Mesiniense»: zona N17 de Blow) un *mar poco profundo,* abierto, ocupa el área de Menorca y, como veremos más adelante, de Mallorca. El promontorio balear constituye durante este período una plataforma submarina con sedimentación carbonatada sembrada de islas más o menos grandes.

Estos resultados se confrontarán con los datos aportados por los sondeos realizados en el Mediterráneo occidental durante el Deep Sea Drilling Project (Leg. XIII).

PLIOCENO Y CUATERNARIO

INTRODUCCION

Después de la sedimentación de las calcarenitas marinas del Mioceno del sur de Menorca, de las que hemos visto que los sedimentos datados más recientes son «Mesinienses», el zócalo balear emerge y sufre una erosión muy intensa, acompañada de una tectónica de fractura, cuyo movimiento principal es N 120-140. La emersión del NE del zócalo balear y esta tectónica de fractura se sitúan después del «Mesiniense», probablemente antes del Plioceno Superior y ciertamente antes del Cuaternario antiguo. En efecto, los primeros depósitos discordantes sobre el Vindoboniense son calcarenitas marinas, que se pueden atribuir con dudas al Plioceno Superior y ciertamente al Cuaternario antiguo. Afloran en particular en Cap de Caballería y en la Atalaya de Fornells sobre la costa norte de Menorca.

A estos sedimentos antiguos suceden diferentes afloramientos de calcarenitas cuyo depósito se ha escalonado durante un Cuaternario más reciente. Algunas de estas calcarenitas son todavía indudablemente marinas; otras, por el contrario, son eólicas. Localmente, pueden existir todos los intermedios entre las arenas marinas, las arenas de playa y las dunas eólicas. La forma de sedimentación de estas calcarenitas es así difícil de situar genéticamente.

«Marés» designa en Baleares una roca de construcción, fácil de tallar, que se toma en el Vindoboniense o el Cuaternario. He seguido el uso de los geólogos mallorquines, que denominan «marés blanco» a las calcarenitas vindobonienses y «marés» a las plio-cuaternarias.

ANTECEDENTES

1789.—H. Hermite identifica el Cuaternario de Helix.

1909-1914.—Miss D. Bate identifica, en las brechas óseas de diferentes grutas o rellenos de fisuras de Menorca y Mallorca, restos de Vertebrados, particularmente éstos:

— 1) De una «Cabra» salvaje, de la familia de las *Rupricaprine* para la cual crea el género *Myotragus* y la especie *balearicus.*
— 2) De una gran tortuga terrestre, *Testudo gymnesica* Bate.

1959.—A. Muntaner Darder describe los depósitos tirrenienses de Son Bou (costa sur de Menorca).

1959.—B. Mercadal describe terrazas pleistocenas de la costa sur de Menorca.

1959.—J. Cuerda señala la presencia y extensión del Gasterópodo *Mastus pupa* Brug, en el Tirreniense de Baleares orientales.

1960-1962.—L. Solé Sabarís publica una puesta a punto sobre el Cuaternario balear.

1963.—R. Bourrouilh y J. Magne descubren Plioceno Superior (?)-Cuaternario antiguo, *marino,* en la costa N. Tiene una fauna de Gasterópodos terrestres. Alzamientos diferenciales entre el N y el S de Menorca se ponen de manifiesto.

1964.—R. Bourrouilh. Geomorfología de Menorca: Los diferentes niveles marinos post-vindobonienses están *escalonados tectónicamente.* La parte N de Menorca ha estado sumergida en ciertas épocas del Cuaternario, el litoral, pudiendo seguir localmente el borde N de la meseta miocena del Migjorn. Esta meseta se ha drenado por ríos que discurrían hacia el N y que luego lo han hecho hacia el S, como consecuencia de una emersión a golpes de la parte N de Menorca. La rada de Mahón no es una ría sino un golfo en retroceso, lo mismo que la Albufera y las bahías de Tirant, Fornells, etc...

1966.—Symposium de Deya sobre el *Myotragus.* Este género aparece en las Baleares en el Villafranquiense si no antes (M. CRUSAFONT PAIRO y otros) y desaparece hacia 3500 BC (W. WALDREN). G. COLOM sitúa de nuevo este género en su contexto mediterráneo.

1966.—J. Cuerda, J. Sacares y B. Mercadal estudian el Pleistoceno superior marino de Cala Galdana.

1966.—B. Mercadal describe nuevos yacimientos del Pleistoceno marino de la costa sur.

1970 b.—R. Bourrouilh: puesta a punto del Cuaternario de Menorca.

EJEMPLO DE UN SISTEMA DE SEDIMENTACION EOLICA ACTUAL EN MENORCA

Muchos trabajos geológicos sobre el Cuaternario de Baleares han tendido a considerar como «eólicos» los afloramientos de calcarenitas que presentan estratificaciones cruzadas o que contienen Gasterópodos terrestres. Desgraciadamente, ni las estratificaciones cruzadas, ni la presencia de Pulmonados implican obligatoriamente para la roca que los contiene un origen eólico.

Así, B. MERCADAL y otros (1970) consideran que los depósitos cuaternarios marinos son reducidos y recientes (eu, neotirrenienses), siendo todos los depósitos antiguos eólicos. Si dejamos de lado las calcarenitas de la Isla del Aire, de las que hemos tratado antes, estos autores dan como eólicas las calcarenitas de Cap de Caballería, Atalaya de Fornells y Sibina de Montgofre. Esto no es posible: estas calcarenitas empiezan por conglomerados poligénicos con cantos rodados de 30 a 40 cm., algunos exóticos. En Sibina, estos conglomerados miden 4 m. de potencia. A menudo las calcarenitas tienen Foraminíferos pelágicos y concreciones de Cianofíceas. No es visible ninguna estructura eólica ni en el terreno ni al microscopio.

Por tanto, he pensado sería útil, antes de cualquier estudio del Cuaternario menorquín, examinar cuáles eran los caracteres de los depósitos eólicos actuales o subactuales de Menorca.

1. EVOCACION DE LOS DATOS CLASICOS

1. MC KEE ESTUDIA LAS DUNAS DE WHITE SANDS NATIONAL MONUMENT (1966)

Trincheras de diferentes orientaciones se han hecho con bulldozer en diferentes tipos de dunas eólicas. He aquí algunas de las conclusiones de Mc Kee:

1) Las estratificaciones en artesa no son nunca dominantes sobre los otros tipos de estratificaciones. A veces son muy raras.

2) Las estratificaciones oblicuas son principalmente de media a gran escala (de algunos decímetros a algunos metros).

3) Las dunas de White Sands están constituidas principalmente de estratificaciones oblicuas con *hojas tabulares planas* con base erosiva, más potente al pie de la duna y más delgada en su cumbre.

4) Del lado «al viento» las hojas tienen a menudo la *convexidad vuelta hacia el cielo.*

5) Del lado «al socaire del viento» las hojas tienen a menudo una pendiente fuerte (30, 34°).

6) La arena es angulosa a subredondeada, *siempre bien clasificada,* y variando, según el tipo de dunas, de *0,126 mm. a 1 mm.*

2. A. V. SIDORENKO (en Strakhov, 1958)

Este autor, que ha estudiado numerosas dunas y depósitos eólicos de la URSS, insiste en el hecho de que la determinación de la génesis eólica de las arenas sólo es posible sobre la consideración del conjunto de caracteres eólicos y no *sobre un carácter tomado aisladamente.*

3. K. V. GLENNIE

Ha publicado recientemente (1970) una puesta a punto sobre los entornos sedimentarios desérticos.

2. EJEMPLO DE UN SISTEMA DE SEDIMENTACION EOLICA ACTUAL EN MENORCA: TIRANT

El complejo eólico actual de Cala Tirant permite considerar cuáles podrían ser los caracteres de un depósito eólico antiguo, fósil, en Menorca.

1. DIRECCIONES DE DESLIZAMIENTO DINAMICO

Las direcciones dominantes del viento oscilan alrededor del N y el deslizamiento de las masas de aire está controlado por un pasillo aerodinámico, entre las alturas de Tirant al E y las de Binidonaire al O.

2. ORIGEN DE LAS ARENAS

Una importante masa de arena marina yace bajo el agua y forma el fondo de la bahía de Tirant, 100 m. al menos antes del borde de la playa. En buceo se constata que esta arena está marcada localmente por arrugas de corriente OE, muy acusadas.

Estas *arenas de origen* son arrastradas a la costa, donde forman un talud de mar calmo y un talud de tempestad, temporal.

Luego, poco a poco, el viento realiza una segregación en estas arenas, cuyas fracciones finas y medias son arrastradas al transpaís de Tirant.

3. EVOLUCION DE LOS DEPOSITOS EOLICOS

Los depósitos eólicos de Tirant son esencialmente depósitos que evolucionan. Hay, por una parte, dunas más o menos consolidadas que están en vía de erosión; por otra parte, dunas en formación. Nunca hay capas horizontales o ligeramente inclinadas superponiéndose. Hay siempre *pasillos de erosión* (lám. 69, figs. 1 y 2). El manto freático, que empapa la base de las dunas según una altura variable, según las estaciones y los años, provoca una cimentación de las arenas. Esta cimentación y los fenómenos diagenéticos que la acompañan son muy irregulares y son inducidos por una superficie piezométrica curva y no horizontal.

4. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Las dunas son muy irregulares, a veces muy erosionadas y frecuentemente cubiertas de vegetales (carrizos, cardos, lis de mar...) cuyas raíces penetran en las dunas, y que poco a poco *constituyen un suelo* en la superficie de la arena.

Las dunas presentan *largas estratificaciones oblicuas,* de varias decenas de metros de largo (lám. 69, fig. 1). Estas estratificaciones se recortan. La truncadura de las hojas se hace claramente, frecuentemente según una superficie plana (lám. 69, fig. 4), menos frecuentemente según superficies curvas (lám. 69, fig. 2).

Las estratificaciones en artesa (del tipo «Cross» de J. R. ALLEN, 1963) son muy raras, como Mc KEE lo ha señalado, y nada sistemáticas. Por ello, este carácter tomado aisladamente no puede servir para caracterizar un sistema eólico fósil.

Lo que sería más típico son las hojas con convexidad hacia el cielo (lám. 69, fig. 3).

Los granos están siempre yuxtapuestos, la cimentación es poco elaborada incluso en las arenas que han sufrido una diagénesis que las lleva a un estado de «marés».

5. LOS FOSILES

Junto a restos de pequeños organismos marinos (Gasterópodos, Foraminíferos, Celentéreos, etc...), rodados y gastados, se encuentran en estas arenas conchas de Gasterópodos terrestres. Estas conchas están rellenadas incompletamente por la arena encajante que deja vacías generalmente las primeras vueltas de las conchas, o incluso partes importantes de las últimas vueltas. Se encuentran agrupadas en montones en zonas privilegiadas: parte baja de pendientes y huecos de pasillos aerodinámicos. Frecuentemente están orientadas para ofrecer la mínima resistencia a las corrientes de aire dominantes. Esta orientación es visible en las conchas de Helix, pero es particularmente evidente en las conchas oblongas.

3. CONCLUSIONES: INVESTIGACION DE LOS CARACTERES EOLICOS DE LOS DEPOSITOS FOSILES EN MENORCA

Según SIDORENKO, debemos considerar el conjunto de los caracteres sedimentarios de las calcarenitas antes de proponer una génesis eólica para su depósito.

Así: — las calcarenitas vindobonienses de la Isla del Aire o de Punta Nati presentan estratificaciones oblicuas. Estas son casi sistemáticas y, muy frecuentemente, en artesa. A este carácter, que no es ya típicamente eólico, se añade, entre otros, el hecho de que estas calcarenitas están bioturbadas. Una característica tomada aisladamente (las estratificaciones oblicuas) podría hacer creer en depósitos eólicos, pero la consideración de todas las características sedimentarias de estas calcarenitas nos lleva a proponer un modo de sedimentación marina, correspondiente a dunas hidráulicas.

— Las calcarenitas plio(?)-cuaternarias de Cap de Caballería y Atalaya de Fornells contienen Gasterópodos terrestres. Tienen además largas estratificaciones oblicuas de otro tipo que las de las calcarenitas de la Isla del Aire. Estas estratificaciones, de varias decenas de metros de longitud, tienen una pendiente sedimentaria extremadamente débil (lámina 71, figs. 1, 2 y 3). Estas estratificaciones, así como el modo de fosilización de los Pulmonados no son los que se pueden ver en el sistema eólico de Tirant. Lo mismo sucede con las características micropetrográficas de estas calcarenitas. Aquí también, un sólo carácter (los Gasterópodos terrestres) no puede llevar a la conclusión de un origen eólico. La presencia de cantos rodados en la base de estas calcarenitas o al muro de algunas estratificaciones oblicuas levanta las últimas incertidumbres y nos lleva, otra vez, a concluir que estos depósitos tienen un origen marino.

En Menorca, los depósitos eólicos derivan directamente de las arenas marinas. Las condiciones son muy particulares y la imagen del sistema eólico actual de Tirant puede guiarnos en la identificación de los depósitos eólicos fósiles. Las calcarenitas plio (?)-cuaternarias de Menorca podrán representar o arenas de origen, marinas, o arenas de origen y depósitos eólicos que de ellas derivan, o solamente arenas eólicas. En los dos primeros casos la situación del nivel del mar se conocerá con una buena aproximación. Pero esta situación no tendrá más que un valor local y las deformaciones neotectónicas que ha sufrido deberán investigarse. En el segundo caso, los depósitos eólicos deberán relacionarse, si es posible, con sus arenas de origen y con el nivel del mar de la época, que se deberá investigar. Las arenas eólicas consolidadas (marés) se caracterizan entonces especialmente por su yacimiento (depósitos pegados a las pendientes), por sus estructuras sedimentarias (estratificaciones oblicuas de diferentes tipos, que expresan la evolución del sistema eólico y las variaciones de dirección e intensidad de los vientos), por la naturaleza de sus constituyentes (removilización de arenas y de elementos continentales: arcillas, gravas, Gasterópodos terrestres mal rellenos, agrupados, orientados, etc...), por sus características micropetrográficas (cimentación incompleta o diferencial, granos yuxtapuestos, seleccionados, orientados, con caras gastadas, etc...), etc...

Es por la consideración del conjunto de estas características sedimentarias que podremos establecer un origen eólico.

CAPITULO 1.—PLIO (?)-CUATERNARIO ANTIGUO

Son calcarenitas masivas que reposan en discordancia, en la Atalaya de Fornells, sobre las dolomías jurásicas plegadas, y en Cap de Caballería, sobre las dolomías y sobre el Vindoboniense erosionados. Las calcarenitas de Sibina de Mongofre son probablemente más recientes que las de la Atalaya de Fornells y del Cap de Caballería.

1. DISTRIBUCION

Los principales afloramientos están situados en la extremidad de:
— Cap de Caballería.
— Atalaya de Fornells.
— Sibina de Mongofre.

2. ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA

1. ATALAYA DE FORNELLS

Por encima del Cap de Na Ponsa y constituyendo la coronación de la Atalaya, una masa de calcarenitas reposa en discordancia sobre las dolomías jurásicas gris oscuro.

Un corte levantado según el acantilado permite observar, por encima de estas dolomías (R. BOURROUILH y J. MAGNE, 1963) (fig. 113):

1) De 0 a 60 cm., nivel complejo resultante, por una parte, de un relleno kárstico, y por otra, tal vez, de restos de un paleosuelo. Se trata de un nivel rojizo, vacuolar, constituido de arcillas con nódulos de óxido de hierro, que rara vez rebasan 1 cm. de diámetro.

Este nivel arcilloso rellena las anfractuosidades kársticas de las dolomías y de las calcarenitas recientes. Lateralmente este nivel está invadido por calcita fibrosa marrón claro.

Un análisis químico del nivel arcilloso ha dado:

SiO_2	16	CaO	40,80
Al_2O_3	4,45	Na_2O	0,76
FeO	3,40	K_2O	0,60
Fe_2O_3	0,10	TiO_2	0,14
MgO	0,18	P_2O_5: 0,10 ($+CO_2$, H_2O).	

Un diagrama de rayos X ha mostrado, además, arcillas y en particular caolinita.

2) Por encima vienen 2,5 a 3 m. de calizas organógenas rosa, cuya base está constituida por un conglomerado episódico que, cuando está presente, contiene cantos redondeados y rodados de *dolomías,* que miden *hasta 30 cm.,* no yuxtapuestos. Este conglomerado pasa a un microconglomerado formado de granos *subredondeados brillantes* de dolomía macrocristalina con cristales xenomorfos de dolomita, o de dolomía mesocristalina, a veces con *fantasmas de oolitos.* Estos granos están yuxtapuestos, tangentes, y los intersticios están rellenos de un cemento de calcita mesocristalina.

Por encima, la caliza es rosa, compacta, con escaso cuarzo detrítico y restos de Pelecípedos (?), Equinodermos, Gasterópodos y numerosos microorganismos representados por Algas (Lithothamnium?) y abundantes Foraminíferos difíciles de desprender: *Elphidium crispum* (L.) (b. f.), *E.* sp. (b. e.), *Cibicides* diversos (m. f.), Miliólidos (b. e.), *Discorbis* (b. e.), *Asterigerina* cf. *planorbis* d'Orb. (b. e.), *Streblus beccarii* (L.) (b. e.), *Rotalia aff. armata* d'Orb. (b. e.), *Planorbulina* (e.), *Textulariidae* (b. e.), *Globigerinidae* (e.).

Esta caliza contiene además escasos huesos de pequeños Vertebrados y Gasterópodos continentales (clasif. P. Calas): *Archelix* sp., *Rumina decollata* (L.), *Tudorella ferruginea* (Lmk). Su edad está comprendida entre el Plioceno Superior (inclusive) y el Cuaternario.

La superficie superior de este nivel es irregular, como si hubiera sufrido un principio de erosión, antes de la sedimentación de las capas siguientes.

Al microscopio, este nivel muestra restos de Lamelibranquios de 13 mm. de largo, y un gran número de Foraminíferos o restos oblongos *no orientados,* que están *dispersos* en un *cemento* de calcita finamente cristalina impregnada de hierro.

Por tanto, no se trata aquí de un sedimento eólico donde debería haber una selección de granos y una orientación de las partículas oblongas, que deberían estar yuxtapuestas.

Este nivel es muy rico en *Microcodium,* cuyo desarrollo es posterior

a la formación de la roca. Estos *Microcodium* se desarrollan en las rocas en detrimento de ellas, perforándolas. El trayecto de los filamentos de *Microcodium* es bastante caprichoso y a veces divergente a partir de una antigua fisura de la caliza.

Cada filamento presenta, en general, un canal central, rodeado de «células» formando una especie de *«tejido parenquimatoso»* (lám. 70). Algunos filamentos parecen incluso precedidos de una «cofia» (lám. 70, fig. 2).

Estos *Microcodium,* por su estructura, evocan vegetales ya relativamente evolucionados, calcífagos.

Fuimos los primeros con J. MAGNE en señalar su presencia en los niveles plio-cuaternarios (1963), aunque es verosímil que un feliz descubrimiento hará pronto conocer el organismo viviente responsable de estas estructuras.

Hacia la coronación de este nivel, los diferentes restos alcanzan hasta 1,7 mm. Los Foraminíferos no están gastados y han conservado su caparazón delgado; si algunos están a veces rotos, la mayor parte están casi enteros y sobre todo no hay ninguna clasificación ni selección en esta roca.

3) 10 m. de calcarenitas claras, blandas, con restos de Equinodermos (f.), Lithothamnium? (b. e.) y Foraminíferos: *Cibicides* cf. *ungerianus* (d'Orb.) (f.), *C.* sp. (m. f.), *Elphidium crispum* (L.) (f.), *Discorbis aff. australis* Parr (b. e.), *Asterigerina* cf. *planorbis* (b. e.), *Rotalia aff. armata* (b. e.), *Streblus* cf. *beccarii* (e.), Miliólidos (b. f.) entre ellos *Quinqueloculina,* Textuláridos (f.), *Clavulinoides* sp. (b. e.), etc.

Al microscopio la roca está compuesta por granos no orientados, no yuxtapuestos, unidos por calcita finamente cristalina. Los granos mayores tienen 1 mm. y no hay ni selección ni clasificación.

Además, una de las muestras tomadas muestra *Stromatolitos de más de 15 cm.* de largo por 2,5 cm. de ancho, pero no he visto ni *Microcodium,* ni Gasterópodos con estas Algas.

4) 15 m. de calcarenitas petrográficamente idénticas al nivel precedente, pero de color más claro y caracterizadas por estratificaciones cruzadas. Tienen: radiolas de Erizos (f.), Briozoarios (e.), Ostrácodos (e.), Foraminíferos abundantes, pero recristalizados y difícilmente clasificables: *Elphidium crispum* (L.) (b. f.), *E.* sp. (b. e.), *Cibicides aff. ungerianus* (b. f.), *C.* sp. (m. f.), Rotálidos (f.), *Quinqueloculina* sp. (e.), Textuláridos y formas con caparazón aranáceo (b. e.), etc.

Al microscopio, los granos están orientados, pero no yuxtapuestos. Los granos más gruesos tienen 1 mm. y están unidos por un cemento de calcita mesocristalina muy fina.

5) 5 m. de calcarenitas finas, más compactas y sin estratificación

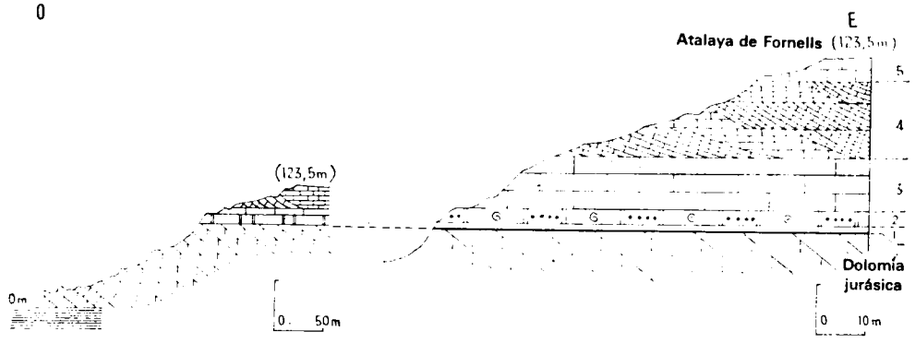


Figura 113.—Corte del Plio (?)-Cuaternario de la Atalaya de Fornells (según R. BOURROUILH y J. MAGNE, 1963).

cruzada, mostrando siempre los mismos Foraminíferos y restos no orientados en un cemento de calcita finamente cristalina. Los fragmentos mayores alcanzan 1,5 mm. No hay selección ni clasificación y los fragmentos ya no están yuxtapuestos.

Discusión de la edad

1) *Foraminíferos* (según R. BOURROUILH y J. MAGNE, 1963)

Es de señalar en primer lugar que es difícil hacerse una idea exacta de la distribución estratigráfica de las especies y, particularmente, de las formas bentónicas basándose en la bibliografía, pues gran número de autores no dan figuras de las especies citadas; entonces puede uno preguntarse si la clasificación es perfectamente exacta o sólo aproximada. Además, muchas especies representadas no corresponden exactamente a la forma tipo.

A pesar de estas dificultades, se puede admitir la distribución siguiente para las especies que se han podido clasificar en los niveles de Fornells:

Elphidium crispum (L.) ha sido descrito como de la época actual, pero se conoce desde el Mioceno (desde el Helveciense, según AGIP MINERARIA: Foraminiferi padani, 1957).

Asterigerina planorbis d'Orb. ha sido descrita en el Neógeno de la cuenca de Viena, se conoce desde el Mioceno Inferior a la época actual (según AGIP).

Cibicides ungerianus d'Orb. ha sido descrito en el Neógeno de la cuenca de Viena; se conoce sobre todo desde el Mioceno a la época ac-

tual: algunos autores lo citan incluso desde el Eoceno Medio (según AGIP).

Streblus beccarii (L.) ha sido descrito como de la época actual; se admite generalmente que se extiende desde el Mioceno al actual. Según AGIP, aparecería en el Helveciense.

Pararotalia armata (d'Orb.) se ha descrito del Neógeno a la época actual.

Discorbis australis Parr. se ha descrito como de la época actual.

Por otra parte, es de señalar que aparte de *Discorbis australis,* cuya determinación no es rigurosa por su mala conservación, no se ha visto ninguna especie típica del Cuaternario hasta el presente en estos niveles, que no parecen contener tampoco asociaciones de mar fría.

2) *Gasterópodos*

Según P. CALAS, los Gasterópodos de la base de esta formación tendrían una edad que iría del Plioceno Superior (inclusive) al Cuaternario.

J. CUERDA ha recalcado varias veces la presencia de:

Rumina decollata en Baleares hasta el Riss, luego su desaparición desde el Riss al Wurm y finalmente su reaparición después del Wurm (J. CUERDA, 1965).

Los depósitos de la Atalaya de Fornells tienen, *según los Gasterópodos,* una edad comprendida entre el Plioceno Superior y el Cuaternario antiguo (ante-Riss).

Discusión de la zona de depósito

Hemos estimado en 1963, con J. MAGNE, que estas calcarenitas se habían depositado en zona litoral. B. MERCADAL y otros (1970) atribuyen, por el contrario, la totalidad de estos niveles a dunas eólicas.

Debemos hacer ver (y será igual para el Cap de Caballería y para Sibina de Mongofre) que:

1) Hay un conglomerado en la base de esta formación. Este conglomerado, ciertamente episódico, está formado a partir de cantos que alcanzan hasta 30 cm., procedentes de diferentes rocas.

2) Los Gasterópodos contenidos en las calcarenitas rosas, masivas, de la base de esta formación, no muestran ninguno de los caracteres de fosilización que presentan los Gasterópodos terrestres de las dunas eólicas de Tirant.

Por el contrario, no están orientados, no están concentrados en zonas

privilegiadas. No están ni rotos ni alterados como las conchas de las dunas actuales y están rellenas completamente por un sedimento homogéneo, idéntico a las calcarenitas encajantes. Además, están dispersos en las calcarenitas, que no muestran ninguna variación y son muy homogéneas.

En el contacto con las conchas, las calcarenitas no presentan estructura sedimentaria especial de discontinuidad, de zonas de alteración, de encostramiento...

Las conchas redondas *(Helix)* no están orientadas, ni según una pendiente eventual, ni según una corriente de aire eventual.

Las conchas oblongas *(Rumina)* son más bien horizontales, pero sin dirección privilegiada en este plano.

Cuando los Gasterópodos son más numerosos, no forman acumulación, no se tocan, como es el caso en las dunas actuales.

3) Por comparación con el sistema eólico actual de Tirant, sería de esperar el ver acumulaciones de Gasterópodos en el nivel 4), que presenta las estratificaciones oblicuas o cruzadas más netas. Pero yo no lo he visto nunca en este nivel.

Estimo así que el conjunto de estos caracteres sedimentarios hacen pensar que esta formación se ha depositado en un medio marino litoral, bajo un régimen de corrientes.

Hemos señalado, en 1963 (R. BOURROUILH y J. MAGNE), que la «superficie superior del nivel 2) era irregular, como si hubiera sufrido un comienzo de erosión, antes de la sedimentación de las capas siguientes».

Es en el nivel situado por debajo de esta superficie donde se ven los Gasterópodos y Microcodium. Tenemos así, con las variaciones de las estructuras sedimentarias, un primer indicio —que se verá de nuevo en Cap de Caballería— de la inestabilidad de esta zona de depósito y de la relación de los *Microcodium* con una discontinuidad litológica.

Conclusiones

La formación de la Atalaya de Fornells se ha depositado en un medio marino litoral, inestable. Esta inestabilidad se manifiesta por variaciones de estructuras sedimentarias y por discontinuidades y debe corresponder a oscilaciones marinas.

Estas formaciones indican bien la presencia de depósitos marinos, tal vez del Plioceno Superior, seguramente del Cuaternario antiguo sobre la costa N de Menorca (R. BOURROUILH y J. MAGNE, 1963).

2. CAP DE CABALLERIA

La extremidad N del Cap de Caballería está constituida por calcarenitas

que reposan en discordancia sobre las dolomías jurásicas (lám. 71) y sobre el Vindoboniense (lám. 67, fig. 1).

1) Dins es Guix

En *Dins es Guix,* entre estas calcarenitas y los terrenos más antiguos, *absolutamente cortados en horizontal* por una superficie de erosión (lámina 67, fig. 1), se ve:

1) Un lecho de grava o de pequeños cantos perfectamente pulidos de 1 a 3 cm. de cuarzo, dolomías, acompañados de nódulos ferruginosos.

2) 1 m. de limos rojos, que todavía pueden contener gravas.

3) 3,5 m. de calcarenitas rosa, en un banco masivo, lleno de *Microcodium.*

4) Más de 10 m. de calcarenitas con largas estratificaciones oblicuas, apenas divergentes, que reposan en discordancia sobre los niveles precedentes y, en Cap Bitlo d'en Cent, sobre las dolomías (lám. 71, fig. 1). Entre este Cap y Dins es Guix, estas calcarenitas son más gredosas. Al microscopio, son calcarenitas con fondo de calcita mesocristalina, en la que están dispersos bioclastos o fragmentos de calcita que alcanzan frecuentemente 4 mm.

2) Extremidad O del Cap de Caballería

Por encima de las dolomías erosionadas, vienen de abajo a arriba:

1) 1,5 m. de conglomerado formado por cantos redondeados que alcanzan 60 cm. de eje mayor, de dolomías, calizas, dolomíticas o no, calizas con *Nerinea* sp., *Ptygmatis* sp., sobre las que reposa al mismo borde del acantilado.

Este nivel está contaminado por arcillas procedentes de un relleno kárstico, pero los cantos están originalmente envueltos en una calcarenita rosa con *Microcodium.* Proceden de la erosión de las rocas que afloraban al N del Cap de Caballería.

2) 10 m. de calcarenitas rosa, constituidas en lámina delgada de un fondo de calcita microcristalina en la que están dispersos Foraminíferos, bioclastos y algunos cuarzos detríticos.

Estos 10 m. de calcarenitas están formados de varios bancos y contienen hacia su base Gasterópodos *(Helix),* y están invadidas de *Microcodium.*

Se ve, además, que los Microcodium aparecen en niveles sucesivos

en las calcarenitas que están bioturbadas hacia la parte superior de este nivel 2).

3) Banco conglomerático que marca una discordancia intraformacional. Los elementos de este conglomerado son pequeños cantos de 3 a 4 cm. de dolomías, calizas jurásicas y calcarenitas subyacentes. El cemento de este conglomerado es una calcarenita con escasos cuarzos detríticos, dispersos con Foraminíferos, bioclastos, en un fondo de calcita microcristalina parcialmente recristalizada.

4) Por encima, las calcarenitas se han acumulado en bancos sucesivos, separados a veces por pequeños niveles conglomeráticos jalonando discordancias intraformacionales. Presentan microfacies vecinas y comportan de sitio en sitio niveles de *Microcodium* y Gasterópodos.

Estas calcarenitas forman la parte superior del Cap de Caballería y se extienden hasta el faro, donde presentan largas estratificaciones.

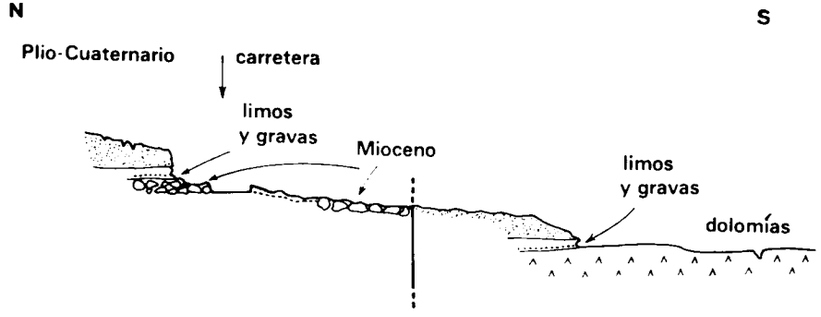


Figura 114.—Corte del Plio (?)-Cuaternario del O del Cap de Caballería.

3) Interpretación del medio de sedimentación y conclusiones

Estos sedimentos son muy parecidos a los de la Atalaya de Fornells. Empezando por un conglomerado, son calcarenitas masivas, formadas principalmente de *bioclastos* (Foraminíferos, Lamelibranquios, Gasterópodos, Algas...) *marinos,* que, en lámina delgada, no están nunca clasificados ni orientados. Muy generalmente estos elementos, a los que se mezclan hacia la base cuarzos detríticos, están dispersos en un fondo de calcita microcristalina (micrita) que ha podido recristalizar (calcita meso- o macro-cristalina).

Los bancos de calcarenitas masivas se suceden. Presentan estratificaciones planas o largas estratificaciones oblicuas (lám. 71, figs. 1, 2 y 3). Cuando se puede ver la base de estos bancos con estratificación oblicua, se nota la presencia frecuente de cantos de dolomías o calizas me-

sozoicas o incluso procedentes de las calcarenitas que se han depositado antes.

El límite entre dos bancos de calcarenitas masivas es muy a menudo irregular, señalando una discontinuidad en la deposición de los sedimentos. Por debajo se ve frecuentemente el desarrollo de *Microcodium* secundarios.

Observaciones semejantes a las de la Atalaya de Fornells se pueden hacer en Cap de Caballería en relación con la distribución y forma de yacimiento de los Pulmonados. Son fósiles «accidentales».

Esto indica un medio marino inestable, muy agitado y recorrido por corrientes que provocan erosiones internas. Esta inestabilidad llega a veces hasta exondaciones temporales de corta duración, volviendo el mar al área y recogiendo los sedimentos precedentes y algunos sedimentos continentales o elementos continentales (conchas de Gasterópodos, arenas eólicas, etc.).

Estos sedimentos marino-litorales están así directamente controlados por la inestabilidad del mar y de los relieves emergidos en su inmediata vecindad.

Estos sedimentos fosilizan una penillanura post-vindoboniense, anteplio (?)-cuaternaria antigua.

3. SIBINA DE MONGOFRE

Al E del puerto de Addaya, sobre la punta de Sibina de Mongofre, calcarenitas recientes recubren el Culm carbonífero.

De abajo a arriba, se ve en el borde SE (lám. 71, figs. 4 y 5):

1) Culm carbonífero erosionado.
2) Capa de algunos milímetros a 1 ó 2 cm., constituida de Cianofíceas que encostran (Stromatolitos) la superficie de erosión del Culm y cantos.
3) 4 m. de conglomerados formados de:
   1) Cantos redondeados que pueden alcanzar 60 cm. de eje mayor y procedentes del Culm carbonífero, de los conglomerados y de las areniscas rojas permo-triásicas. A estos cantos se mezclan concreciones de Cianofíceas, en bolas o bastoncillos (oncolitos) de los que los más grandes alcanzan 10 cm. de largo.
   2) Una matriz detrítica, que es un microconglomerado que pasa a calcarenitas rosa.

   Los cantos están yuxtapuestos o dispersos en los 4 m. de potencia.

4) 0,5 m. de conglomerado con cantos más pequeños, procedentes sobre todo del Culm y de Cianofíceas rodadas, en una matriz (calcarenita) detrítica caliza.
5) 15 a 20 m. de calcarenitas, con niveles más alterados, y Pulmonados. Malas huellas podrían ser bioturbaciones. Estas calcarenitas presentan estratificaciones oblicuas de gran longitud (10 m. o más).

En lámina delgada, los restos de Foraminíferos, Lamelibranquios, Equinodermos, etc., y los cuarzos detríticos están generalmente dispersos en un fondo de calcita microcristalina que, a veces, ha recristalizado.

En la cara N del afloramiento, estas calcarenitas están claramente bioturbadas, contienen hiladas de conglomerados con cantos del Culm. Algunos de estos niveles están muy inclinados.

P. CALAS estima que los *Helix* sp. (lám. 71, fig. 5), que he recogido en estos niveles, son probablemente más recientes que los recogidos en la Atalaya de Fornells y en Cap de Caballería. En el terreno, incluso la facies de las calcarenitas es diferente, los cantos de Cianofíceas pueden formarse en medio muy litoral o proceder de canales fluviales turbulentos (P. FREYTET y J. C. PLAZIAT, 1961).

Por estas razones considero que la formación de Sibina de Mongofre es más reciente que los depósitos de la Atalaya de Fornells y del Cap de Caballería y pertenecería o al Cuaternario antiguo o a un Cuaternario reciente. Su conglomerado de base, las hiladas conglomeráticas intercaladas en las calcarenitas y los cantos de Cianofíceas indican un medio marino litoral con influencias fluviales muy seguramente.

3. CONCLUSIONES

1.ª Después del depósito de las calcarenitas del Mioceno terminal, el NE del promontorio balear emerge. Esta emersión está provocada por el movimiento vertical de accidentes anteriores, y se acompaña de una intensa erosión físico-química que lleva a la formación de una penillanura donde las dolomías y calizas mesozoicas, el Vindoboniense del N de Menorca son erosionados y nivelados. Esta superficie horizontal, todavía visible por debajo de las calcarenitas de la Atalaya de Fornells y del Cap de Caballería es posterior al «Mesiniense» y anterior tal vez al Plioceno Superior, sin duda al Cuaternario Antiguo.

2.ª Después de esta fase de erosión, un mar epicontinental invade de nuevo el NE del zócalo balear, removilizando localmente formaciones continentales (paleosuelos, etc.) y depositando conglomerados discontinuos. Esta área marina es inestable, muy agitada, y en esta zona allanada o con relieves residuales que es el NE del Promontorio balear, la menor

oscilación arrastra consigo exondaciones temporales, luego el retorno del mar que vuelve a coger los sedimentos marinos precedentes y los sedimentos continentales.

Estos sedimentos están, por tanto, directamente controlados por la inestabilidad del mar y por los relieves emergidos en la inmediata vecindad.

3.ª En el momento de la sedimentación de las calcarenitas de las penínsulas de Caballería y de la Atalaya de Fornells, la parte N de Menorca se extendía más allá de la costa actual. Teniendo en cuenta las semejanzas de los cortes litológicos de la Atalaya y del Cap de Caballería, es verosímil que estos sedimentos estaban primitivamente unidos. Por otra parte, el conglomerado del Cap de Caballería reposa al O sobre el Cretácico de Nerineas que resedimenta y del que se encontraban ya cantos en el conglomerado vindoboniense de Punta Nati. Así, es todo un panel del zócalo menorquín, constituido fundamentalmente de Secundario con Cretácico de Nerineas, que se ha hundido entre el N de Ciudadela (Punta Nati), el N de Cap de Caballería y el N de la Atalaya de Fornells. Este territorio presentaba un Cretácico con Nerineas ligeramente diferente del Cretácico aflorante sobre la costa Este de la Atalaya de Fornells.

El hundimiento de este territorio se sitúa después del depósito de las formaciones plio (?)-cuaternarios del Cap de Caballería, y se ha producido así durante el Cuaternario.

De la Atalaya de Fornells a Punta Nati, este hundimiento ha hecho desaparecer al menos 30 km. de tierras emergidas.

CAPITULO 2.—EL CUATERNARIO MAS RECIENTE

Después del depósito de las calcarenitas del Cap de Caballería y de la Atalaya de Fornells, los sedimentos cuaternarios van a ser en su yacimiento y sus características bastante diferentes.

Son depósitos de extensión siempre limitada, que son:

1) o calcarenitas procedentes de arenas originalmente marinas, más o menos desplazadas hacia el interior de las tierras por el viento.

2) o depósitos puramente terrestres, ligados a fenómenos kársticos, a suelos o a circulaciones de aguas continentales.

No se trata aquí para nosotros de acometer un estudio exhaustivo de estos depósitos. Indicaremos solamente las características generales del marés de algunos yacimientos, luego los de ciertos depósitos kársticos y los de los depósitos recientes.

1. **CARACTERISTICAS GENERALES**

1. CARACTERISTICAS PETROGRAFICAS

El marés blanco y el marés se utilizan en Baleares como piedra de construcción. Los afloramientos de marés, a menudo situados al borde del mar, más blancos que el marés blanco, se han explotado desde la antigüedad (1).

El marés es una calcarenita, de color claro, generalmente ocre, blanda.

Tanto en el terreno como al microscopio, es una roca porosa, más o menos friable, localmente cargada de elementos angulosos, gravas o cantos procedentes de cantos procedentes del Paleozoico o del Secundario vecino. En un cemento más o menos fuertemente recristalizado, Foraminíferos o bioclastos están dispersos o yuxtapuestos según la génesis del marés.

(1) Es el equivalente balear de la «panchina» de Cerdaña, de Italia peninsular y de Sicilia, de la que se sirvieron los antiguos griegos —entre otros— para construir los templos de Agrigento.

2. OBSERVACIONES SOBRE ALGUNOS YACIMIENTOS

Como P. FALLOT había ya observado (1923), el marés deriva directamente de las arenas marinas. Son o playas levantadas, o dunas, o depósitos soplados más o menos lejos hacia el interior de las tierras.

Así, muchas de las placas de marés son de origen eólico. Es el caso en el macizo de Fornells, en la Cala Pregonda, en Binidonaire, por ejemplo, donde las calcarenitas arrastradas por el viento se apoyan sobre los relieves costeros, pegadas a pendientes topográficas de 30° o más. Estas calcarenitas están en general mal estratificadas, muy vacuolares, muy porosas, los granos están yustapuestos y la roca es friable.

Sin embargo, hay casos donde el carácter eólico no es evidente.

Así, el transpaís de la bahía de Fornells muestra, en numerosos lugares (se puede ver fácilmente en los lados de la carretera Mercadal-Fornells) el marés reposando *horizontalmente* sobre las arcillas permotriásicas. Estas, muy blandas, no muestran ninguna señal de erosión eólica. Aquí, el marés correspondería mejor a calcarenitas marinas que a depósitos eólicos.

En la bahía d'es Guix el marés de la costa se apoya sobre el Devónico del macizo de Fornells (lám. 72, fig. 1). Por lo demás, desciende por debajo del nivel actual del mar hasta cerca de — 10 m. a — 15 m. y sube hasta una altura de una veintena de metros. Se compone de niveles gruesos, que presentan a menudo estratificaciones oblicuas regulares inclinadas en el mismo sentido que la pendiente (lám. 72, fig. 2), separadas por superficies de abarrancamiento y conteniendo frecuentemente bloques a veces bastante voluminosos (más de 60 cm.) de Devónico, dispersos o concentrados en brechas cerca de la superficie de abarrancamiento.

Este marés compuesto se ha interpretado como eólico por los autores precedentes. Para esta hipótesis habría que imaginar para su deposición un viento de dirección N-S. Pero este marés se extiende hacia el O a lo largo de la costa, luego, a la entrada de la bahía de Tirant, gira bruscamente 90° hacia el Sur, y habría debido depositarse sincrónicamente por un viento de dirección O-E, lo que parece muy improbable.

Otros afloramientos del marés son también sorprendentes. Así, el de Cala en Porter, donde el marés se apoya en el acantilado de la costa. Su base presenta estratificaciones cruzadas y, en la coronación, estratificaciones oblicuas-paralelas (lám. 72, fig. 4). No es visible ningún fenómeno de turbidez en el contacto del marés y del acantilado.

Esta breve revisión muestra que la sedimentología del marés es ciertamente más compleja de lo que parece.

No creo que el marés presente así todas las formas de paso entre la arena de ante-playa, la playa, las dunas y los sedimentos arrastrados por

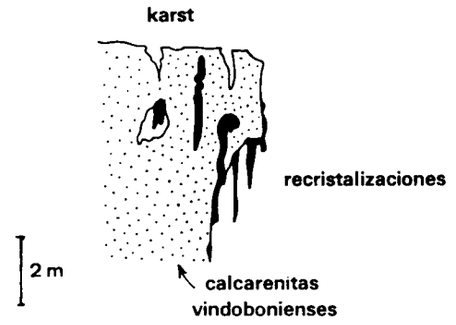


Figura 115.—Recristalizaciones de calcarenitas vindobonienses en Cala en Porter.

el viento. Estos sedimentos, de la misma facies, son de diferentes edades y ligados directamente a las *oscilaciones del mar*, de origen en gran parte tectónico y en menor medida climático.

3. DEPOSITOS Y REDES KARSTICAS

A) **Fenómenos de recristalización de las calcarenitas miocenas**

Localmente, las calcarenitas vindobonienses sufren fenómenos de disolución-recristalización:

— *Macroscópicamente,* se ve en algunos afloramientos de Vindoboniense el desarrollo de «colgaduras», pseudoestalactitas perpendiculares a la estratificación, que nacen en el seno de la roca o en su superficie. He podido ver este fenómeno en Cala en Porter, Cala Morell y en la Mola de Mahón (lám. 73, fig. 2).

Estas concreciones, que pueden tener *restos de Gasterópodos* cuaternarios, no se distinguen en absoluto de las calcarenitas miocenas, sino por su dureza y mayor proporción de dolomita.

— *Microscópicamente,* están formadas fundamentalmente por calcita y dolomita microcristalinas, con grandes playas o vacuolas de calcita macrocristalina. Pueden tener a veces Foraminíferos u otros bioclastos o litoclastos vindobonienses.

He tratado en otro lugar de las recristalizaciones y rellenos kársticos de la Isla del Aire. Señalemos que estos rellenos son mucho más ricos en cuarzo detrítico y en óxido de hierro que las calcarenitas encajantes.

Estos rellenos kársticos cuaternarios pueden además verse en muchos lugares, en cuanto el substrato está constituido de calcarenitas.

B) **Redes kársticas**

En 1911, J. MAHEU ha explorado las grutas y simas del Migjorn, recogiendo faunas y floras. Cita (pág. 75) las grutas d'els Coloms, Pulida (al S de San Cristóbal, cerca de Sant Agustí), de S'Angulido, la sima de Sant Pons (cerca de San Cristóbal) y las grutas de Parella y Parelleta (al S de Ciudadela, cerca de Cala Blanca).

— *El Mioceno* del Migjorn presenta efectivamente en su superficie numerosos valles secos. Uno de ellos, por ejemplo, recoge las aguas del macizo de Fonts Redona y drena éstas hasta el Oeste del pueblo de San Cristóbal, donde desaparecen en una gruta llamada «S'Angulido» (el tragadero) (1). J. MAHEU describe esta gruta como un largo pasillo formado por cinco salas sucesivas en 140 m. de largo (1911, p. 78).

Dejaré las otras grutas y simas del Migjorn que representan una karstificación más o menos avanzada del Vindoboniense.

— Las dolomías y calizas mesozoicas también están karstificadas.

La Atalaya de Fornells tiene en su superficie, especialmente, fisuras y simas en relación con grutas. En el lado N de la Atalaya, la gruta de Na Pulida se sumerge bastante lejos hacia el Sur y debe enlazar con los valles secos del centro de la Atalaya. Las estalactitas y estalagmitas que presenta están seccionadas frecuentemente por movimientos tectónicos cuaternarios.

Hacia Ses Coves Noves y S'Hort d'es Lleo (Addaya), los travertinos se acumulan a la salida de las fuentes ligadas a redes kársticas.

Algunas de estas grutas o fisuras tienen restos de *Myotragus balearicus* Bate, *Testudo gymnesica* Bate descubiertos por Miss D. BATE en 1909 y 1914. Exploraciones ulteriores (ver symposium de Deya, 1966) han completado estos hallazgos.

c) **Depósitos recientes**

Sin entrar en el detalle, los suelos de diferentes naturalezas oponen el Migjorn, región más bien seca, a la Tramuntana, más húmeda. Modalidades locales condicionadas por la roca madre influyen también en los suelos (ver KINGLE y MELLA, 1957, 1958). Estos suelos producen una diferenciación de los cultivos menorquines (ver J. BISSON, tesis).

(1) Que me han enseñado amablemente F. GOMILA y P. MENORCA, de San Cristóbal.

Son visibles derrubios de ladera, por ejemplo, en Cap Bajoli y Monte Toro.

El fondo de los barrancos está ocupado por aluviones de crecida o graveras, pero en general los cursos de agua están regentados por muros. Marismas (Tirant, Cala Presili) o lagunas (la Albufera) conducen también a la formación de aluviones superficiales que evolucionan a suelos cuando se secan.

Finalmente, sistemas de dunas eólicas de edad variable penetran más o menos hacia el interior en las playas (Cala Tirant, Algayarens), llegando incluso bastante lejos (S'Arenetes, al este de Ciudadela).

2. **CONCLUSIONES**

Las calcarenitas costeras penetran más o menos lejos en el interior. Presentan todos los términos de tránsito entre arenas de ante-playa, marinas, arenas de playa, dunas y sedimentos arrastrados por el viento.

De facies muy próximas, pero de diferentes edades, estos sedimentos están ligados directamente a las oscilaciones del mar, en gran parte tectónicas y en menor medida climáticas.

Durante las oscilaciones negativas del mar se han formado las redes kársticas o se han reactivado en las calizas mesozoicas y en las calcarenitas terciarias.

CAPITULO 3.—EVOLUCION MORFOLOGICA DE MENORCA DESDE EL PLIO-CUATERNARIO ANTIGUO

La historia reciente de Menorca y del NE del zócalo balear puede verse por el estudio de:

1. Los niveles marinos fósiles, que permitirán enfocar la morfología de la isla, el régimen de corrientes de agua, etc.
2. La distribución de ciertos organismos insulares, fósiles como el *Myotragus* o actuales como algunos lagartos.
3. Las relaciones y edad de las diferentes superficies de erosión, todavía visibles en Menorca.

La consideración de los resultados obtenidos permitirá trazar un primer cuadro de la evolución morfológica.

1. LOS NIVELES MARINOS

Existen en Menorca muchas escotaduras litorales fósiles, escalonados entre 2 m. y tal vez 120 m.

1. ESCALONAMIENTO TECTONICO DE LAS ESCOTADURAS

En 1963 he hecho ver que Menorca había sufrido durante el Cuaternario movimientos tectónicos diferenciales. Una primera prueba es la diferencia de altitud que existe entre la base del Plio (?)-Cuaternario del Cap de Caballería (que se sitúa hacia 40 m.) y la Atalaya de Fornells (80 m.).

En 1964 he puesto de manifiesto escotaduras fósiles oblicuas que demuestran el escalonamiento tectónico de los niveles tirrenienses.

En Cala en Porter, por ejemplo, una escotadura litoral es claramente visible a la altitud de 12 m., tallando las calcarenitas vindobonienses (lámina 73, fig. 1). Esta escotadura no corresponde a la clásica del Tirreniense II (cf. más adelante), pues es oblicua y desciende de 12 m. a 2 m. (lám. 73, fig. 1).

Este escalonamiento tectónico, del que hay que subrayar la frecuencia, hace ilusorio todo ensayo de datación de los niveles marinos o de los sedimentos de marés por su sola altitud.

Recordemos que, actualmente, muchos investigadores han atacado vivamente las concepciones de los escalonamientos sucesivos de los niveles por encima del nivel actual. Así, R. BATTISTINI niega la existencia de altos escalonamientos cuaternarios marinos (1968, págs. 46 y 48). Habiendo estudiado el S de Madagascar, no ha podido ver niveles superiores a 3 ó 4 m., lo que le parecía inclusive aberrante.

Investigaciones norteamericanas sobre el casquete glaciar antártico han mostrado que las *condiciones glacio-marinas han reinado de manera continua desde el Plioceno:* el nivel del mar no ha podido elevarse nada más que *algunos metros por encima del nivel actual.*

JELGERSMA (1961), por estudios de C^{14}, ha mostrado que, para los niveles Holocenos (post-glaciares recientes), el mar ha crecido hasta el nivel actual sin rebasarle.

Sin embargo, A. GUILCHER (1969) piensa que el mar ha podido, por dos veces, rebasar el nivel actual y alcanzar de 20 a 25 m., en Holsteinien (=Paleotirreniense=Tirreniense I), 12 a 18 m., luego +4 a 5 m. durante los Tirrenienses II y III.

Las variaciones relativas del nivel del mar durante el Cuaternario (a partir del Tirreniense) corresponderían a las curvas *a* y *b,* figura 116 (A. GUILCHER, 1969).

En Menorca, la presencia de escotaduras litorales oblicuas indica claramente la inestabilidad de esta zona durante el Cuaternario. Esta inestabilidad alcanza también a Mallorca y Cabrera, puesto que, en este último archipiélago, he podido ver con J. CUERDA y J. SACARES (1972), en la Isla Foradada, una magnífica escotadura oblicua.

Por otra parte, J. BUTZER y J. CUERDA (1960) habían marcado en Mallorca la interpenetración de los diferentes niveles marinos en: Tirreniense I entre 4 y 30 m.; Tirreniense II entre 1,5 y 12,5 m.; Tirreniense III entre 0,5 y 3,5 m.; Holoceno entre 1,5 y 4 m.

Para mí, estas interferencias significan sin duda movimientos del nivel del mar, pero que no son ya movimientos absolutos, con respecto al cero actual. Estas oscilaciones marinas se han modificado por una neotectónica, al menos para los niveles del Tirreniense I y II, o incluso para todos los niveles.

2. LOS NIVELES MARINOS GLACIARES

Sumergiéndose a lo largo de las costas de Menorca, no es raro ver

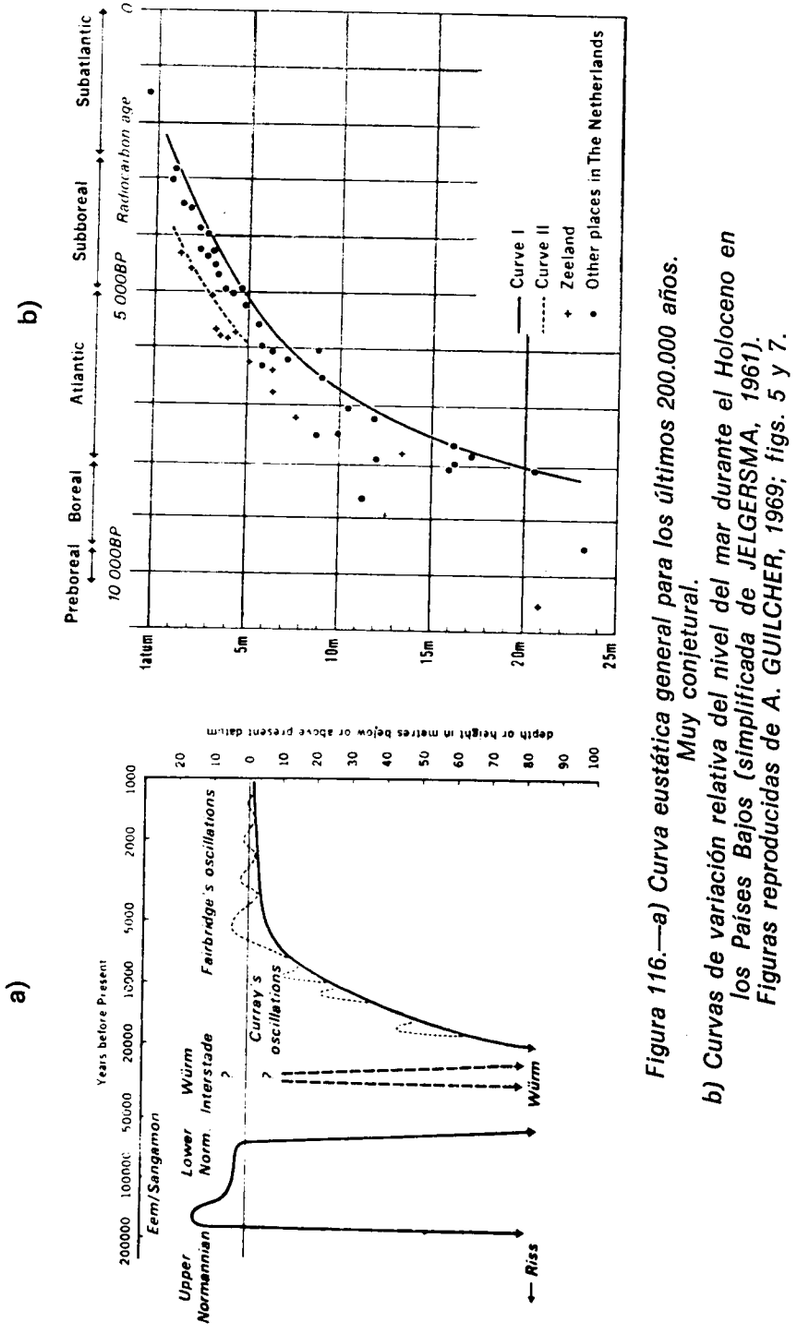


Figura 116.—a) Curva eustática general para los últimos 200.000 años. Muy conjetural.
b) Curvas de variación relativa del nivel del mar durante el Holoceno en los Países Bajos (simplificada de JELGERSMA, 1961).
Figuras reproducidas de A. GUILCHER, 1969; figs. 5 y 7.

(Bahía d'Es Guix, Ferragut, Cap d'Artrutx) niveles marinos sumergidos a — 4 y — 10 m., incluso con rocas «champiñón».

Estos niveles han sido ciertamente afectados por deformaciones neotectónicas y, por tanto, deformados, pero parece que sean indicios de un estacionamiento del mar por debajo de su nivel actual.

En efecto, investigaciones recientes han mostrado que el mar había estacionado durante los períodos glaciares a — 37 y — 50 m. (J. PINOT, 1966, ha visto así costas sumergidas con tómbolos, etc.), y ha descendido al menos a — 100 m., inclusive a — 150 m. durante el Pleistoceno Medio o reciente (bibliografía en A. GUILCHER, 1969).

Así, en las Baleares, el umbral que une Menorca y Mallorca que no está actualmente nada más que a una profundidad inferior a — 100 m., estas dos islas han estado, por tanto, unidas en diferentes momentos del Cuaternario.

Por el contrario, Mallorca, separada de Ibiza y del continente por fondos de más de 600 m., es poco verosímil que las Baleares (Mallorca y Menorca) hayan estado unidas a las Pitusas (Ibiza y Formentera) y a la península Ibérica durante el Cuaternario.

2. LA INSULARIDAD DE LAS BALEARES Y LAS ESPECIES INSULARES

1. EL GENERO MYOTRAGUS

Miss D. BATE descubrió en 1914 restos de *Myotragus balearicus* Bate en Menorca y Mallorca. Luego, los hallazgos de huesos de esta «cabra» insular se han multiplicado (análisis en A. MUNTANER DARDER, 1966).

El género *Myotragus* está en Baleares al menos desde el Villafranquiense (M. CRUSAFONT, Hrno. BASILIO ANGAL y J. CUERDA, 1966), con la especie *M. batei* CRUSAFONT y BASILIO ANGEL. Sus últimos representantes se conocen hasta en los sedimentos del Tirreniense reciente (J. CUERDA y J. SACARES, 1962) y del Neolítico (M. CRUSAFONT y otros, 1966), que indudablemente han sobrevivido un cierto tiempo a la llegada del hombre a Baleares, situada en — 3.984 BC ±109 (W. WALDREN y J. KOPPER, 1967).

Myotragus balearicus, M. batei fueron muy abundantes. W. WALDREN ha descubierto en la gruta de La Muleta de Sóller, en Mallorca, más de 1.500 *Myotragus balearicus,* acumulados en una trampa natural. Estas especies sólo son conocidas en Menorca y Mallorca. No se han señalado restos ni en Ibiza ni en la Península Ibérica.

Por el contrario, restos de un Rupricaprineo, *Nemorhoedus meloni* (Dehaut) se han encontrado en Cerdeña. C. DECHAZEAUX (1961) ha hecho

el estudio y parece que estas formas sólo tenían un lejano grado de parentesco con los *Myotragus*. Sin embargo, M. CRUSAFONT, por una parte, y G. COLOM, por otra (1966), han reactivado el problema de afinidades más grandes entre los *Nemorhoedus* sardos y los *Myotragus* baleares.

En lo que concierne a las relaciones de las Baleares entre sí, de las Baleares con las Pitusas y con la Península Ibérica, la identidad de los *Myotragus* de Mallorca y de Menorca ha sido ampliamente subrayada (Symposium de Deya), así como la ausencia de restos de los mismos en las Pitusas y en la Península. Por tanto, se puede pensar que el aislamiento entre las Baleares y las Pitusas se produjo *antes del Villafranquiense* y que, desde ese momento, Mallorca y Menorca han constituido varias veces una tierra única con ocasión de la exondación del umbral submarino —de menos de 100 m. de profundidad— que las une.

2. LAS VARIEDADES Y SUBESPECIES DE LAGARTOS

Cada islote de las Baleares puede tener su variedad o su subespecie de Lagarto (lám. 73, fig. 3). Estas diferenciaciones insulares parecen muy recientes (en G. COLOM, 1957) y dan testimonio por una parte de estacionamientos del nivel del mar por debajo del nivel actual, y por otra parte de la poca probabilidad de estacionamientos del mar por encima del nivel actual. En efecto, las islas de Sargantana (bahía de Fornells) y del Aire no están separadas de Menorca nada más que por un débil espesor de agua (menos de 15 metros, a menudo menos de 10 metros), mientras que estas islas no tienen como altitud máxima nada más que 17 m., Sargantada, y 15 m., Isla de Aire.

3. **SUPERFICIES DE ABRASION**

La evolución morfológica reciente del NE del Promontorio balear es todavía perceptible en los restos de varias superficies de abrasión.

1. SUPERFICIE DE ABRASION VINDOBONIENSE

Al sur de Cala Morell, las calcarenitas más recientes del Vindoboniense, que representan el Tortoniense Superior y el Mioceno terminal, fosilizan una superficie de erosión evolucionada, situada a +75 m., penetrando en un valle aéreo. Esta superficie representa el resultado de una erosión que

comenzó durante el Vindoboniense. Esta erosión ha producido la colmatación y nivelación de una topografía formada a partir de las areniscas rojas y de las dolomías jurásicas cuyos bloques, frecuentemente enormes, se han acumulado en Codolar de Biniatramp y en Cala Morell.

El Tortoniense fosiliza también esta superficie entre Cala Morell y la Almudaina, y hacia Ferrerías y Alayor.

2. SUPERFICIE DE ABRASION POST-«MESINIENSE», ANTE PLIO (?)-CUATERNARIO ANTIGUO

Después de la sedimentación de las calcarenitas «mesinienses» del sur de Menorca, el NE del Promontorio balear sufre una fase de intensa erosión con desarrollo de alteraciones químicas.

Migjorn

La superficie superior del Migjorn es una superficie de erosión que, en el centro de la isla, corta las capas vindobonienses en bisel (lám. 61).

Esta superficie está inclinada hacia el Sur, lo que indica una inclinación tectónica reciente del Migjorn. Esta inclinación y sus consecuencias se analizan más adelante.

En el borde norte del Mioceno, entre Ferrerías y Alayor, la cota de esta superficie de erosión alcanza 100 a 120 metros de altitud.

Tramuntana

Una superficie de abrasión corta, hacia los 250 metros de altitud, las areniscas rojas permo-triásicas de Santa Agueda y de La Inclusa (1) (lámina 74, fig. 1). Esta se inclina hacia el este de Santa Agueda.

Probablemente se deben relacionar a esta superficie la superficie de erosión de la meseta de Alayor, que se sitúa a 234 metros (Lanzell), 230 metros (Monte S'Ermita), y del macizo de Fonts Redona.

La inclinación de la superficie de abrasión del Migjorn, de la costa sur al borde norte del Mioceno, y la superficie de abrasión de Santa Agueda-La Inclusa por una parte y sus altitudes respectivas de otra, se inscriben en una relación de homotecia.

Al intervalo post-«Mesiniense» ante Plío (?)-Cuaternario antiguo corresponde también en la Tramuntana la superficie de erosión fosilizada por los sedimentos recientes del Cap de Caballería y de la Atalaya de Fornells,

(1) Los menorquines han llamado a esta montaña, La Inclusa: el yunque, precisamente a causa de esta superficie.

que se debe por tanto relacionar muy probablemente con la superficie de abrasión del Migjorn.

3. EVOLUCION HACIA LA MORFOLOGIA ACTUAL

Esta superficie de erosión, deformada sucesivamente, ha sido atacada a su vez por fases de erosión más recientes.

Así, la Tramuntana ha sido diseccionada poco a poco.

Bastante recientemente —pero no podemos datar con precisión este suceso por falta de datos utilizables— mientras la morfología de Menorca estaba cerca de la actual, parte de la red hidrográfica que drena el Migjorn ha fluido hacia el Norte, mientras el mar cuaternario debía cubrir parte de la Tramuntana. En efecto, en el borde norte del Mioceno, entre Ferrerías y Alayor, se ve localmente, y esto es muy visible en las fotografías aéreas, valles fósiles, dendriformes, con trazado original hacia el Norte, que desembocaban en el mar en la vecindad del borde norte del Mioceno.

Estos valles fueron recogidos por la red actual que fluye hacia el Sur y que se ha encajado en estos antiguos cauces.

Esta inversión del sentido de fluencia de los ríos está ligada a movimientos diferenciales de Menorca, que han producido la surrección progresiva de la Tramuntana.

Si se toma como referencia la superficie de abrasión post-Mesiniense ante Plio (?)-Cuaternario antiguo, se ve que estas deformaciones se apoyan en:

— 1. *Movimientos de báscula* entre la Tramuntana y el Migjorn: a lo largo de una línea N-S, la base de esta superficie está a +40 m. sobre la costa N de Menorca, +250 m. en el centro de la Tramuntana, +120 m. en el borde N del Mioceno y +60 m. a +40 m. en la costa S de la isla. El eje del movimiento es entonces N 120-140.

— 2. *Movimientos de elevación* en escalón de la Tramuntana: La base de la superficie está a +40 m. en Cap de Caballería, a +80 m. en la Atalaya de Fornells. Estas elevaciones han sido provocadas por el movimiento de accidentes N 30-50°. Estos movimientos son máximos en el centro de la isla de Menorca, exactamente en una zona comprendida entre Cala En Turqueta-Son Bou al Sur y Cala Pilar-Addaya al Norte (fig. 117). En efecto, la superficie de abrasión de referencia decrece en altitud hacia las extremidades Este y Oeste de Menorca. Al Este, todavía bastante elevada en La Mola de Mahón, sólo tiene una decena de metros en el ángulo SE de Menorca (Alcaufar). Al Oeste, es de una quincena de metros en

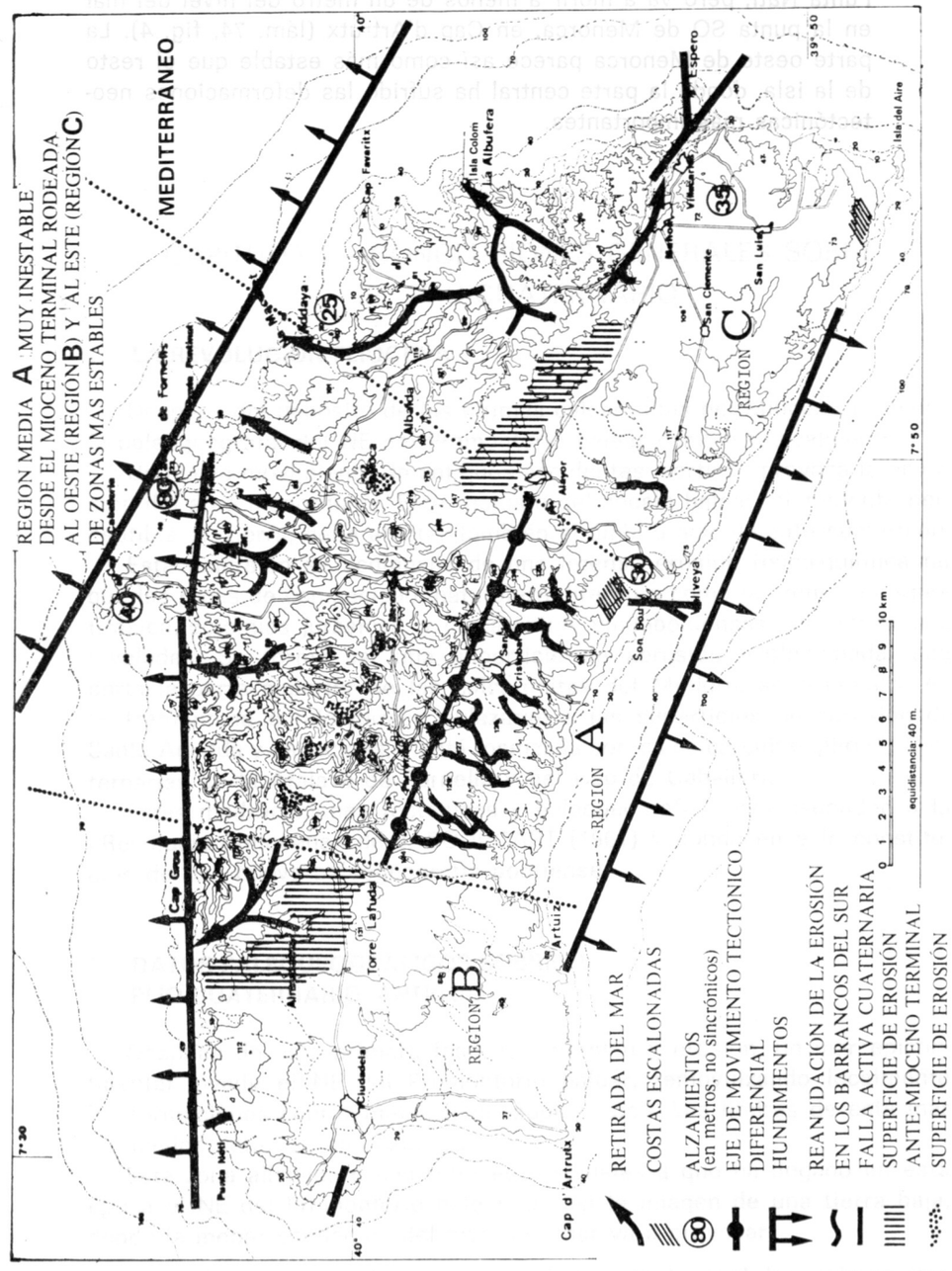


Figura 117.—Evolución morfológica y neotectónica de Menorca.

Punta Nati, pero va a morir a menos de un metro del nivel del mar en la punta SO de Menorca, en Cap d'Artrutx (lám. 74, fig. 4). La parte oeste de Menorca parece así como más estable que el resto de la isla, donde la parte central ha sufrido las deformaciones neotectónicas más importantes.

CAPITULO 4.—CONCLUSIONES GENERALES SOBRE EL PLIO-CUATERNARIO

1. LA REVOLUCION PLIOCENA

Después del depósito de las últimas calcarenitas del Mioceno terminal, la paleogeografía del NE del Promontorio balear cambia radicalmente.

Un nuevo movimiento de antiguos accidentes, vertical, provoca la emersión del área menorquina. Este reajuste del zócalo balear, claramente perceptible en tierra, debe afectar también al ámbito actualmente sumergido.

Esta emersión se acompaña de una intensa erosión físico-química tal que las rocas de compacidad, naturaleza diferente como la arenisca permotriásica, dolomías jurásicas, y calcarenitas vindobonienses son enrasadas, niveladas. Se forma así una superficie de abrasión evolucionada, que corta la parte superior de las calcarenitas del Migjorn, se encuentra en la Tramuntana donde parece enlazarse a las superficies de abrasión de Santa Agueda y La Inclusa, y está fosilizada por las calcarenitas plio (?)-Cuaternarias de la Atalaya de Fornells y del Cap de Caballería.

Estas modificaciones tectónicas y paleogeográficas corresponden a la «Revolución pliocena» de J. BOURCART (1961) y conducen a la constitución de una nueva paleogeografía pontiense.

2. DATOS PALEOGEOGRAFICOS SOBRE EL PLIO-CUATERNARIO ANTIGUO

Después de esta primera fase de emersión y erosión, un mar epicontinental invade el NE del Promontorio balear, removilizando localmente las formaciones continentales (paleosuelos, etc.). Los límites de este mar no pueden definirse con exactitud.

Esta zona allanada o con relieves residuales a que ha llegado en esta época el NE del Promontorio balear, da así la imagen de una tierra baja, donde la menor oscilación del nivel del mar va a provocar:

— o bien una exondación temporal durante la cual las calcarenitas

marinas que acaban de depositarse son removilizadas parcialmente en medio continental, en sistemas eólicos con fósiles terrestres (huesos de vertebrados, Gasterópodos pulmonados, etc.), son atacadas por los *Microcodium* que se desarrollan probablemente bajo una débil lámina de agua dulce o salobre;

— o bien un avance del mar que removiliza las calcarenitas eólicas con fósiles continentales, las graveras, los paleosuelos y homogeneizando el conjunto, deposita nuevamente calcarenitas, que participan así del medio continental y del marino.

Las diferentes estructuras vistas sobre el terreno muestran que ha habido removilización incesante del material. Las características micropetrográficas y micropaleontológicas de las calcarenitas plio (?)-cuaternarias del Cap de Caballería y de la Atalaya de Fornells son tales que es probable que estos depósitos deriven inicialmente de las calcarenitas del Mioceno reciente.

La presencia y distribución del género *Myotragus* hace pensar que las Baleares (Mallorca y Menorca) se han separado de las Pitusas (Ibiza y Formentera) y de la Península Ibérica antes del Villafranquiense, en un momento en que la historia geológica de Menorca nos obliga a situar en el Pontiense.

Mallorca y Menorca están unidas en un solo conjunto emergido. Más tarde Mallorca y Menorca adquirirán cada una, con sus islotes satélites, su insularidad, pero estarán reunidas de nuevo varias veces durante el Cuaternario, especialmente con ocasión de las glaciaciones, al ser los *Myotragus* comunes a las dos islas y no presentando especificación insular.

Es verosímil que los *Myotragus* baleares, lo mismo que las grandes tortugas *Testudo gymnesica* Bate son especies relictas del continente hespérico y balear, aisladas en Mallorca y Menorca por la revolución pliocena.

3. CUATERNARIO MAS RECIENTE

El aislamiento de Menorca respecto a Mallorca es un acontecimiento reciente, situándose la última reunión de las dos islas durante el Würm, período durante el cual el umbral de poca profundidad que une Mallorca y Menorca estaba emergido.

En Menorca, el escalonamiento en parte tectónico de las escotaduras litorales fósiles, sus deformaciones, la inversión del sentido de fluencia de algunos ríos del Migjorn, la reanudación de la erosión en el centro

del Migjorn, etc., dan testimonio de una gran inestabilidad del área menorquina durante el Cuaternario.

Las deformaciones neotectónicas, que están esencialmente guiadas por la removilización de accidentes N 120-140° y N 30-50°, consisten en:

— 1. *Movimientos de báscula* entre la Tramuntana y el Migjorn. Estos movimientos tienen un eje medio N 120-140°. La flexura continental vindoboniense Ciudadela-Mahón, que tiene precisamente esta orientación, ha sido uno de estos ejes de basculamiento, en un momento del Cuaternario.

— 2. *Movimientos de elevación* en escalón de la Tramuntana, que han sido provocados por la removilización vertical, es decir, el reajuste, de accidentes antiguos. Estos movimientos se producen según las direcciones N 120-140° y también N 30-50°.

Menorca no reacciona de una manera uniforme a estos movimientos neotectónicos. La isla presenta una «anisotropía estructural». Las deformaciones son máximas en una zona comprendida entre Cala En Turqueta-Son Bou al Sur, y Cala Pilar-Addaya, al Norte. Esta zona corresponde a un horst hercínico cuyas fracturas, solicitadas en el Terciario, se removilizan todavía en el Cuaternario. Las extremidades O y E de Menorca son mucho más estables y en especial el SO de la isla.

La neotectónica continúa manifestándose durante el período histórico y actual; diferentes partes de Menorca continúan elevándose, particularmente al N, en la Tramuntana. Así, los golfos de Algayarens, Cala Pregonda, Tirant, Fornells, Bufera (Arenal de Son Saura), Addaya, Albufera, la rada de Mahón, son golfos de retirada del mar y no rías. Estas elevaciones crean al Norte zonas pantanosas, largo tiempo insalubres, y una de las razones de la concentración en el Migjorn, región más sana. Las poblaciones talayóticas han dejado ahí numerosas construcciones, mientras que en el Norte estas construcciones son mucho más raras. Sólo poco a poco el fondo de los golfos de retirada se ha ganado sobre los pantanos, puesto en actividad y saneado.

En compensación de los movimientos positivos de elevación, paneles enteros del Promontorio balear han desaparecido, particularmente al N y O de Ciudadela, al N de Cap de Caballería y al E y SE de la Isla del Aire.

Cada fase neotectónica ha provocado una reactivación de la erosión, rasgos morfológicos anteriores, redes hidrográficas aéreas o kársticas, etcétera.

La evolución morfológica del NE del Promontorio balear aparece controlada por la neotectónica, que reactiva principalmente las antiguas direcciones estructurales.

A lo largo del tiempo, Menorca ha tomado así su actual aspecto.

Segunda parte

NORESTE DE MALLORCA

Estratigrafía y Sedimentología

INTRODUCCION

Aunque sólo a 38 km. de Menorca, las Sierras de Levante ofrecen una serie estratigráfica muy diferente.

El Paleozoico no aflora, así como una gran parte del Triásico. El nivel más antiguo es el Keuper, del que sólo se puede ver la parte superior. Este Keuper está muy tectonizado y solamente los sondeos han revelado la gran potencia de yesos y anhidritas.

El Jurásico es una facies diferente de la de Menorca. Las calizas finas con organismos plantónicos, están más o menos contaminadas o reemplazadas por dolomías.

El Cretácico es también diferente al de Menorca. Está constituido de calizas finas con Calpionellas, Radiolarios, etc.

A pesar de esta oposición aparente, los sedimentos jurásicos y cretácicos del NE de Mallorca contienen restos de organismos, de oolitos y de intraclastos procedentes de la plataforma continental de la época y que permiten situar paleogeográficamente las facies de Menorca con relación a las de Mallorca.

El Terciario, tan incompleto en Menorca, está constituido al NE de Mallorca de Eoceno, Mioceno Inferior y Mioceno post-orogénico. Su estudio permite situar los principales acontecimientos tectónicos de Baleares y observar las relaciones que han existido entre la sedimentación terciaria y las fases tectónicas.

El Mioceno post-orogénico, que se estudió con detalle en Menorca, lo estudiaremos más someramente en Mallorca. Además, habiendo observado en Mallorca fenómenos cuaternarios comparables a los de Menorca, no hemos repetido el estudio de los sedimentos recientes.

EL SECUNDARIO

El Secundario de la región estudiada comprende Triásico, Jurásico y Cretácico.

El Triásico, de tipo germánico, está incompleto y sólo es visible una parte del Keuper, muy tectonizado.

El Jurásico está constituido primero por dolomías, que contaminan mas o menos las calizas suprayacentes, llegando hasta el Malm.

El Cretácico está constituido de calizas y calizas margosas de facies bastante uniformes, que alcanzan al menos el Barremiense.

Los sedimentos del Jurásico y del Cretácico se han depositado al pie de un talud submarino. Algunos niveles detríticos corresponden generalmente a aportes de material procedente de la plataforma continental.

ANTECEDENTES

1879.—H. HERMITE menciona la existencia de Secundario, indicando diferentes yacimientos fosilíferos jurásicos y cretácicos.

1921.—B. DARDER señala la existencia de «margas abigarradas» del Keuper, del Jurásico y del Cretácico.

1922.—P. FALLOT intenta una primera síntesis de los datos recogidos por él en la Sierra Norte y por él y sus predecesores en las Sierras de Levante.

1926.—A partir de esta fecha y hasta el presente, muchas publicaciones de G. COLOM describen en detalle los microorganismos de las se-

ries mallorquinas. G. COLOM precisa sin cesar la estratigrafía de la Sierra Norte y del centro de Mallorca.

1932.—B. DARDER cartografía los principales afloramientos de las Sierras de Levante.

1934.—Se intenta un nuevo ensayo de síntesis por J. S. HOLLISTER.

DISTRIBUCION

Lo esencial de las Sierras de Levante está formado por el Secundario. El Jurásico juega allí el papel principal. Sus masas dolomíticas y calizas, potentes y resistentes, dan las principales líneas de crestas que se orientan generalmente NO-SE en múltiples cadenas separadas por depresiones formadas de Cretácico, frecuentemente asociado al Terciario (fig. 118).

Figura 118.—Distribución de los afloramientos del Secundario en el NE de las Sierras de Levante.

CAPITULO 1.—EL TRIASICO

Mientras la serie detrítica roja del Permo-Trías, el Triásico Medio carbonatado y el Triásico margo-arcilloso-yesoso afloran ampliamente en la Sierra Norte de Mallorca, el NE de las Sierras de Levante sólo tiene Triásico Superior.

ANTECEDENTES

1921.—B. DARDER reconoce la existencia de Triásico Superior, constituido por «margas abigarradas» y yesos, en la región de Artá.

1922.—P. FALLOT considera —equivocadamente— las dolomías masivas que están sobre el Keuper de las Sierras de Levante como del Triásico Superior, lo mismo que había hecho para la Sierra Norte.

1925.—B. DARDER señala «las margas abigarradas con yesos» (p. 247), pero considera, siguiendo a P. FALLOT, las dolomías de las Sierras de Levante como pertenecientes al Triásico Superior.

1932.—B. DARDER distingue en sus mapas geológicos: T1: «arcillas abigarradas, yesos y carniolas, probablemente del Keuper Inferior»; T2: «dolomías grises, sin fósiles, probablemente del Keuper Superior y tal vez de la base del Liásico», y «rocas eruptivas básicas».

1934.—Para J. S. HOLLISTER el Keuper está representado en las Sierras de Levante por yesos abigarrados y margas con ofitas.

1. DISTRIBUCION

El Triásico Superior es un nivel preferencial de despegue. Constituye localmente la base de las dolomías masivas atribuidas en parte al Jurásico

El Triásico Superior está sobre todo presente en la Hoja de Artá, donde determina las depresiones (fig. 119). El Triásico Superior cabalga al Cretácico Inferior entre el estrecho de Menorca (Puig d'Es Aguila), Capdepera y el km. 18 de la carretera de Son Servera.

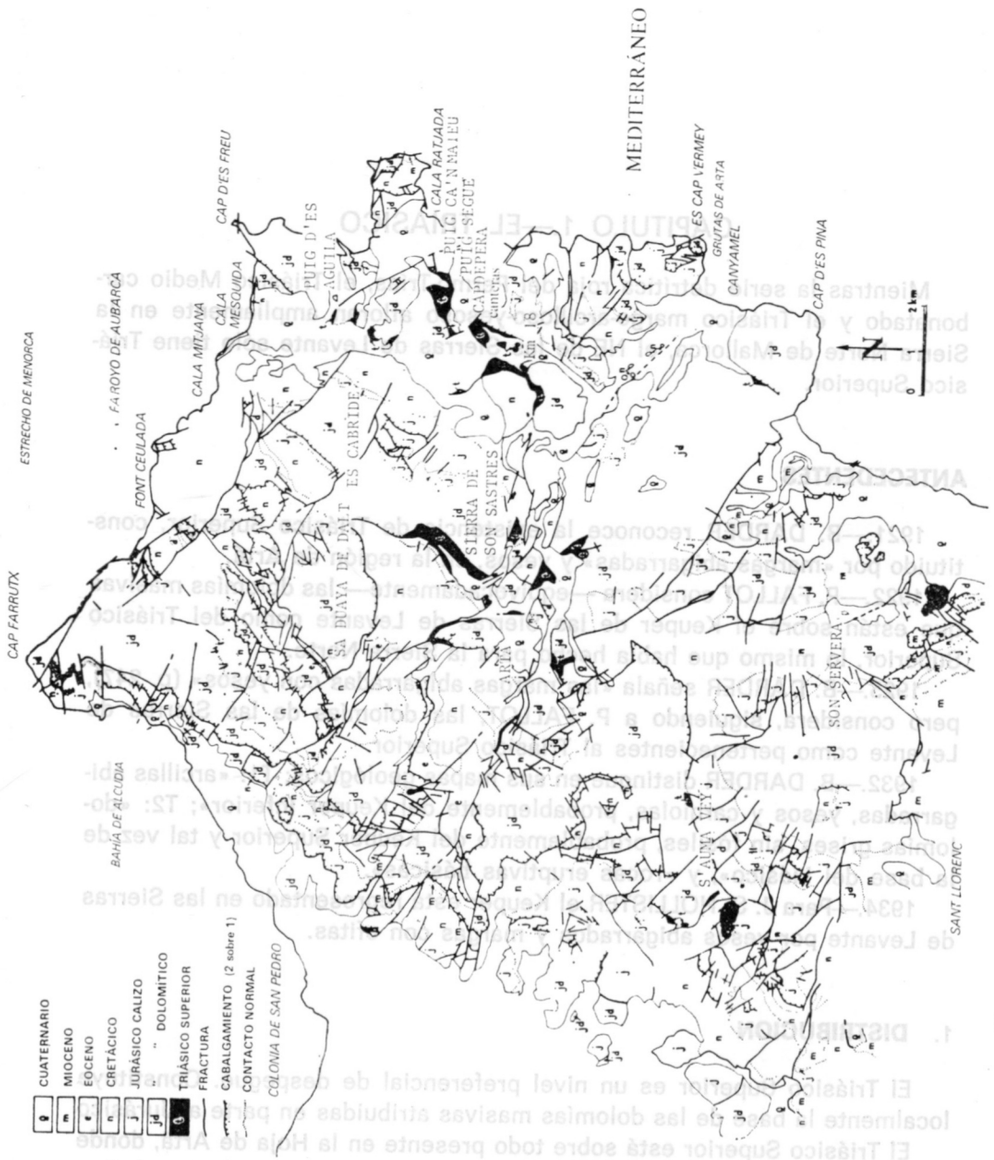


Figura 119.—Distribución de los afloramientos de Triásico Superior en el NE de las Sierras de Levante.

Al este de las canteras de yeso abandonadas de Capdepera, el Triásico Superior aflora muy localmente al pie del Puig Segué y del Puig Ca'n Mateu.

A partir del km. 18 de la carretera de Son Servera, los afloramientos de Triásico Superior inflexionan hacia Artá. Al SE de esta ciudad, el Triásico Superior forma una gran depresión donde los sondeos han encontrado, bajo algunos metros de tierra, más de 100 m. de yeso y anhidrita. Pasado el cementerio de Artá, en dirección a las grutas de Artá hay tufs volcánicos asociados al Triásico Superior.

Al N y al S de Artá, aquí y allá, el Triásico Superior orla contactos anormales. Son visibles antiguas explotaciones de yesos en el bosque, en Es Cabride, entre la cresta de la Sierra de Son Sastres y Sa Duaya de Dalt. Sin embargo, no he podido ver la extensión real de estos niveles.

2. ESTRATIGRAFIA

El Triásico Superior sólo puede estudiarse por fragmentos. Efectivamente, está muy tectonizado. Además es un nivel blando y fértil y los cultivos enmascaran gran parte de sus afloramientos.

Por estas razones, daremos los caracteres generales del Triásico Superior de nuestra región de estudio, luego insistiremos sobre la importancia de los niveles de yeso y anhidrita.

1. CARACTERISTICAS GENERALES

El Triásico Superior se compone esquemáticamente, de abajo a arriba:

1) De pelitas induradas, muy oscuras, marrón o rojo oscuro, esquistosas, que se descubren en ciertos afloramientos del Triásico Superior cerca de Capdepera y que he podido observar mejor en los escombros de los pozos, cerca de Artá.

También he visto estas pelitas en el Triásico Superior de la Sierra Norte, especialmente en la Cala San Vicente.

2) De una secuencia de niveles de margas, arcillas abigarradas con cuarzos bipiramidados, con hiladas de yesos y niveles episódicos de dolomías.

3) De una potente serie —más de 100 metros— de yesos abigarrados (verdes, rojos, blancos, negros) y de anhidrita, comportando niveles de margas, arcillas de colores variados y dolomías, algunas vacuolares.

Con los niveles 1) y 2) aparecen rocas eruptivas.

Según Mme. D. VELDE, las muestras que he recogido al SE de Artá (fi-

gura 119), son tufs volcánicos. En el terreno son niveles verde oscuro, que dan la apariencia de rocas muy alteradas. Yo no he visto, hablando con propiedad, capa continua sino bloques decimétricos diseminados en las margas muy arcillosas. Por comparación con el Triásico de la Sierra Norte, por ejemplo el de Bunyola, el Triásico de la región estudiada parece, al menos en superficie, mucho menos rico en rocas eruptivas.

2. LOS YESOS

La existencia de yesos en las Sierras de Levante es conocida desde B. DARDER (1921). Aunque las explotaciones locales, por ejemplo a la salida de Capdepera hacia Son Servera, donde los toponímicos tales como Es Guix, Sa Yesera indican claramente su presencia, no se ha puesto suficiente atención, al parecer, en su papel tectónico y en su gran espesor.

En superficie los niveles de yesos son claramente visibles. Además de los puntos indicados antes se ven, por ejemplo, cerca de Son Jaumell.

1) Corte de Son Jaumell

En la bifurcación de los caminos de Son Jaumell (que llevan a Cala Mesquida) y de Son Terrassa, en X=1.208,6, Y=592,1 (1/25.000, Artá), se ve (fig. 120):

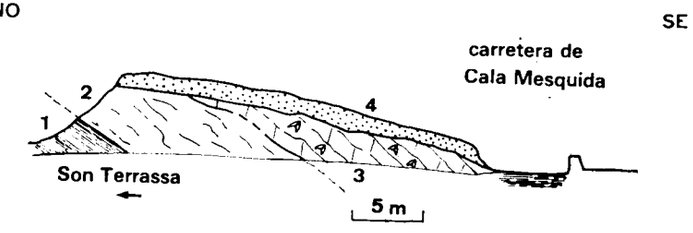


Figura 120.—El Keuper cerca de Son Jaumell.

1) Pelitas y arcillas grises, que pasan hacia arriba a arcillas rojas con yeso y cuarzos bipiramidados.
2) Carniolas ocres, muy vacuolares, luego carniolas rosa con trama calcárea.
3) Dolomías vacuolares y yesos (más de 5 m.), en hiladas episódicas.
4) El conjunto está recubierto por el marés cuaternario.

Pero los sondeos son particularmente reveladores a su respecto.

2) Sondeo de Capdepera

El municipio de esta ciudad ha hecho realizar, en 1966, varios sondeos de investigación de agua, de los que uno, ubicado en el flanco S de la cota 161 m. que domina la ciudad (X=1.209,7, Y=591,9, 1/25.000, Artá), ha atravesado sucesivamente (1):

1) Dolomías que prolongan las dolomías que constituyen los cimientos del castillo. Son primero compactas, luego vacuolares y entonces contienen yeso translúcido.
2) Carniolas y dolomías vacuolares.
3) Pelitas rojo oscuro o verdes, induradas, con cuarzos bipiramidados.
4) Yesos fajeados, multicolores, separados por frecuentes niveles de anhidrita.

El sondeo ha pasado de 100 m., en los cuales los yesos se han encontrado en más de 50 metros.

3) Sondeo de la carretera de Capdepera a Cala Ratjada

Otro sondeo, privado, realizado al borde de la carretera, en X=1.210,1; Y=591,3 (pie NO del Puig Segué) ha atravesado 70 m. de yesos y anhidritas después de algunos metros de tierra de labor y terrenos alterados. Se interrumpió en niveles de yeso.

4) Al SO de Artá

El Keuper aflora más ampliamente y varios pozos han descubierto yesos grises y blancos, especialmente en X=588,8, Y=1.204,6, en el que se han atravesado una centena de metros de yesos y anhidritas versicolores, asociados a niveles de arcillas, margas y dolomías.

Yesos y anhidritas, con una potencia de más de 100 m. en la región de Artá, y unidos a niveles margosos y arcillosos, confieren al Triásico Superior una gran plasticidad.

3. CONCLUSIONES

El nivel más antiguo conocido actualmente al NE de Mallorca es el Triásico Superior de facies Keuper. Se compone, en los afloramientos menos tectonizados, de pelitas induradas, oscuras, marrones o rojo oscuro, margas, arcillas versicolores con cuarzos bipiramidados, que pueden tener

(1) No he podido obtener las cotas exactas de los niveles atravesados.

intercalaciones episódicas de yesos y/o dolomías, y de una potente serie de yesos y anhidritas multicolores que alcanzan más de 100 m. de potencia (en la Sierra Norte, los niveles de yesos son muy potentes. Un sondeo habría atravesado 300 metros cerca de Capdella, según informaciones de su municipio).

Estos niveles de yesos y anhidritas comportan también horizontes de margas, arcillas de colores variados y dolomías, algunas vacuolares.

Aparecen tufs volcánicos en algunos horizontes de margas muy arcillosas. Su importancia parece limitada y mucho menor que en la Sierra Norte.

El Triásico Superior termina por margas, arcillas y carniolas que pasan poco a poco a dolomías cada vez más francas y compactas. Sin límites precisos se llega así a las dolomías masivas del Jurásico.

Estas facies son reflejo de un régimen sedimentario inestable, probablemente con frecuentes incursiones marinas, limitadas, y un vulcanismo efusivo.

El Triásico Superior es un nivel de despegue tectónico preferente.

CAPITULO 2.—EL JURASICO

INTRODUCCION

Por encima del Triásico Superior, con un límite inferior impreciso el Jurásico del NE de las Sierras de Levante empieza por una potente serie de dolomías (200 a 300 m.) que contaminan más o menos las calizas masivas con sílex suprayacentes. El frente de dolomitización alcanza así diferentes niveles del Liásico, Dogger e incluso Malm.

Los sedimentos carbonatados del Jurásico caracterizan un área marina constantemente abierta, frecuentemente influenciada por la presencia próxima de una zona de menor profundidad, que funciona a veces como una plataforma.

Factores sedimentológicos locales hacen que el Jurásico del NE de las Sierras de Levante presente algunas variaciones en sus facies, de un corte a otro.

ANTECEDENTES

1895.—H. NOLAN encuentra Ammonites del Dogger cerca de Manacor.

1915.—B. DARDER da a conocer las calizas con sílex con Ammonites y Braquiópodos.

1922.—P. FALLOT cita el Dogger con *Perisphinctes martiusi* d'Orb., *Garantia baculata* Quenst., *Patoceras annulatum* d'Orb., *Phylloceras* sp., en un lugar llamado «Sa Serra, cerca de Artá», lugar que no he podido encontrar en un documento topográfico. En cuanto al Titónico, estaría probablemente presente (pág. 98), lo mismo que el Liásico (pág. 63).

1925.—B. DARDER no puede precisar la extensión del Jurásico. En Puig Bedey, al N de Artá, data: 1. El Aaleniense Superior con *Hammatoceras procersi* y *H.* cf. *planinsique;* 2. El Bajociense con *Cadomites* cf. *bayleanus* Opp., *C.* cf. *bigoti* (Mun. Chalm.), lo mismo que cerca de Son Servera con *Cadomites* cf. *lenguiferus* (d'Orb.), *Emileia broochi* (Sow.), *E.* cf. *polyschides* (Waag.), *Perisphinctes martiusi* d'Orb., *Sphaeroceras* cf. *gervillei* d'Orb.

El Titónico con «falsas brechas» visto por P. FALLOT está identificado en el macizo de San Salvador (Felanitx) por *Lytoceras quadrisulcatum* d'Orb., *L. municipale* Opp., *Perinsphinctes transitorius* Opp., cerca del castillo de Santueri y en la trinchera del ferrocarril entre Son Servera y Artá (cerca de Es Rafalet).

1932.—El mapa geológico de B. DARDER da una primera distribución de los afloramientos jurásicos.

Nosotros también hemos descrito el Kimmeridgiense con *Simosphinctes rachistrophus* (Gemm.) cerca de las grutas de Artá (R. BOURROUILH y J. R. GEYSSANT, 1968) y dado los caracteres generales del Jurásico y Cretácico del NE de las Sierras de Levante (R. BOURROUILH, 1970b).

1. DISTRIBUCION

El Jurásico, con su potente masa de dolomías y calizas masivas, forma el armazón de las Sierras de Levante, constituidas al NE por cadenas montañosas sucesivas de orientación general SO-NE (fig. 121).

Estudiaremos sucesivamente el Jurásico y su tránsito al Cretácico:

1) En el NO de la región cartografiada por nuestro estudio.
2) En el centro.
3) En el SE.

2. ESTRATIGRAFIA

1. NOROESTE

1. El Jurásico de la ermita de Artá

En la orilla izquierda del torrente de Sa Junquera, en X=593,8, Y=1.198. 1/25.000, Colonia, se ven sucesivamente (figs. 122, A y B, y lámina 75, fig. 1):

1) Dolomías muy potentes que forman el acantilado que domina Betlem. Están replegadas tectónicamente, luego plegadas en anticlinal aguas abajo del corte. Son dolomías macrocristalinas, con cristales xenomorfos de dolomita, con núcleos de impurezas (160-70, fig. 122, A).

2) 6 m. de bancos calizo-dolomíticos, arriñonados, mal estratificados, hacen la transición entre las dolomías y las calizas francas suprayacentes. Son, en lámina delgada, calizas microcristalinas con «filamentos» (159, 158, 157-70) muy abundantes, y escasas «*Protoglobigerinas*».

3) 7 m. de calizas masivas, con sílex, en las que la proporción de

Figura 121.—Distribución de los afloramientos del Jurásico en el NE de las Sierras de Levante.

«filamentos» disminuye mientras que aparecen Radiolarios (156, 155-70).

4) 5 m. de calizas estratificadas, con sílex, arriñonadas, con «filamentos» y Radiolarios (154).

5) 8 m. de calizas arriñonadas, con Ammonites muy mal conservados, microcristalinas, con «filamentos», Radiolarios y *«Protoglobigerinas»* (153, 152). La proporción de «filamentos» ha disminuido aún más.

Hacia su coronación (151) estas calizas son más nodulosas.

En lámina delgada, los nódulos son o bien idénticos a las calizas 153 y 152, o bien son calizas criptocristalinas con escasos Radiolarios. Todos estos nódulos están envueltos en un fondo idéntico a las calizas 153 y 152.

6) 6 m. de calizas más duras, que forman una barra morfológica. Son calizas microcristalinas con Radiolarios y *Saccocómidos* (150, 149).

7) 20 m. de calizas bien estratificadas. Primeramente con sílex, son calizas microcristalinas con Radiolarios y otra vez con «filamentos» (148). Luego el sílex desaparece y las calizas tienen hiladas detríticas (lám. 78, 5,6): En una matriz de calcita meso-cristalina conteniendo intraclastos,

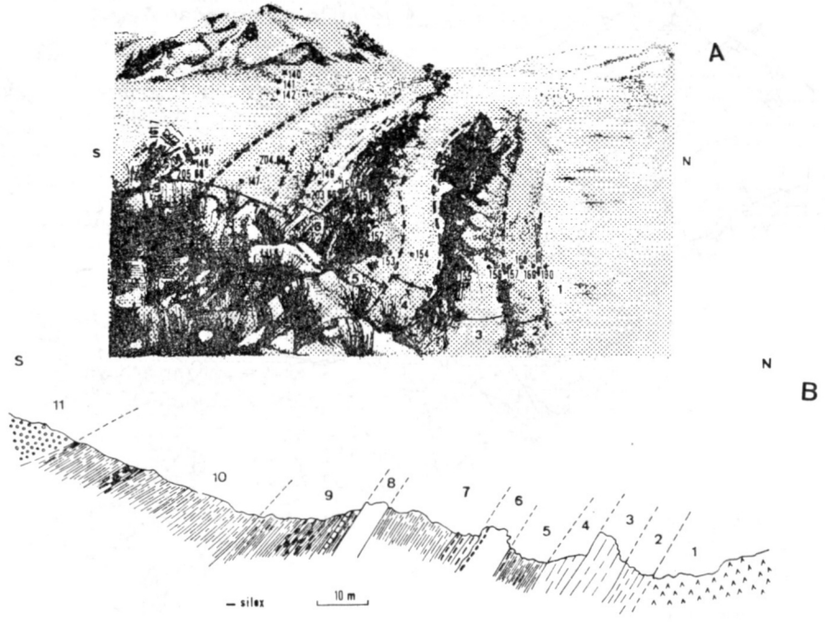


Figura 122.—Corte del Jurásico y de la base del Cretácico de la orilla izquierda del torrente de Sa Junquera.
A: Comparar con la lám. 75, fig. 1.
B: Corte esquemático.

restos de *Aptychus,* Crinoides, Lamelibranquios, Algas *(Clypeina jurassica* Favre), hay diseminados nódulos microcristalinos con Radiolarios y «filamentos» (204-66). La llegada de material detrítico ha provocado turbulencias perturbadoras de la sedimentación.

Por encima, las calizas, siempre sin sílex, son ahora criptocristalinas y azoicas (147, 146-70, 205-66).

8) 3 a 4 m. de calizas que constituyen una barra morfológica discontinua. Son calizas microcristalinas con escasos Radiolarios (206-66), en las que aparecen hiladas detríticas formadas por cantos de calizas microcristalinas con Radiolarios, mesocristalinas con Foraminíferos bentónicos (Textuláridos), intraclastos, oolitos superficiales y restos de organismos rodados (145-70, lám. 78, 4).

9) 15 m. de calizas con sílex, que se dividen en:

— 9a) 4,5 metros de calizas estratificadas, con fondo mesocristalino, recristalizadas y dejando subsistir irregularmente zonas microcristalinas o criptocristalinas y bolas orgánicas (144, 163-70).
— 9b) 2,5 m. de calizas más masivas (barra), microcristalinas, con *Saccocomidos* (143, 162-70).
— 9c) 8 m. de calizas estratificadas, microcristalinas, con *Calpionella alpina, Crassicolaria parvula, Tintinnopsella carpathica* (formas en pequeño collar y en medio collar), acompañadas de *Calpionella* gr. *elliptica,* es decir el Berriasiense basal (161-70).

10) Por encima las facies se uniformizan. Se desarrollan sobre 40 a 50 m. calizas margosas, escamosas. El Cretácico Inferior termina bajo el Mioceno por calizas margosas microcristalinas con Radiolarios, espículas de Espongiarios y *Nannoconus* (140-70).

11) Mioceno levemente despegado tectónicamente.

Conclusiones

Las dolomías alcanzan aquí niveles con «Protoglobigerinas» que encontraremos en los cortes siguientes al menos desde el Dogger. En algunos niveles el Jurásico Superior, constituido por facies finas con «filamentos», Protoglobigerinas y luego Saccocómidos, presenta hiladas detríticas formadas de cantos y de restos orgánicos que habían vivido originariamente en una zona marina menos profunda. Este material detrítico viene, por tanto, de una plataforma continental de la época y su llegada al área de sedimentación del Jurásico de las Sierras de Levante fue acompañada de turbulencias que provocaron la removilización de los sedimentos finos que en ese momento se sedimentaban.

El Berriasiense es poco detrítico al nivel de este corte, pero llega a serlo lateralmente, hacia las edificaciones de la Ermita de Artá.

2. Evolución del Jurásico hacia el SO

A) PUIG D'EN PARE

Se ven de abajo a arriba (fig. 123):

1) Dolomías.

2) Alternancias de bancos potentes de 10 a 20 cm. de calizas arcillosas, y de margo-calizas de 10 a 40 cm., con Ammonites encostrados de pirita, inidentificables o muy mal conservados *(Phylloceras* sp.). Son, en lámina delgada, calizas microcristalinas con granos de cuarzo de algunas decenas de micrones, con restos de Crinoides (176, 178-69).

3) Alternancia de calizas amarillentas en pequeños bancos y calizas margosas. Son calizas criptocristalinas azoicas (156) o microcristalinas, con escasos «filamentos» (155). Viene por encima una serie de calizas en bancos delgados, bien estratificados y con lechos de sílex. Estas calizas son microcristalinas con «filamentos» (152-69) y con *Protopeneroplis striata* Weynsch. (151-69). Esta serie tiene de vez en cuando bancos más potentes y masivos de calizas oolíticas que muestran al microscopio una matriz de calcita mesocristalina o microcristalina que encierra numerosos oolitos, oolitos superficiales, con núcleos de cuarzo detrítico, a veces recrecido secundariamente, intraclastos, cuarzo detrítico monocristalino, recrecido secundariamente y *Trocholinas* (153, 154-69).

4) Calizas en bancos más potentes con sílex, que son calizas mesocristalinas finas, con bolas y restos de Crinoides. La granulometría de los bancos aumenta, pudiendo pasar los restos de Crinoides de 100 micrones (150 a 148-69).

5) Finalmente, la cumbre del Puig d'en Paré está formada de calizas más masivas cuya microfacies es la misma que en 4).

En la cara NE del Puig d'en Paré estas calizas pasan a calizas con Saccocómidos.

Conclusiones

El Jurásico del Puig d'en Paré acusa una evolución de facies hacia el SO: por encima del yacimiento fosilífero, que se puede atribuir al Liásico o al Dogger Inferior, aparece una potente serie de calizas y calizas margosas con niveles poco potentes de calizas oolíticas.

En conjunto, el Jurásico Superior de Puig d'en Paré es más potente y más margoso que el de la Ermita de Artá.

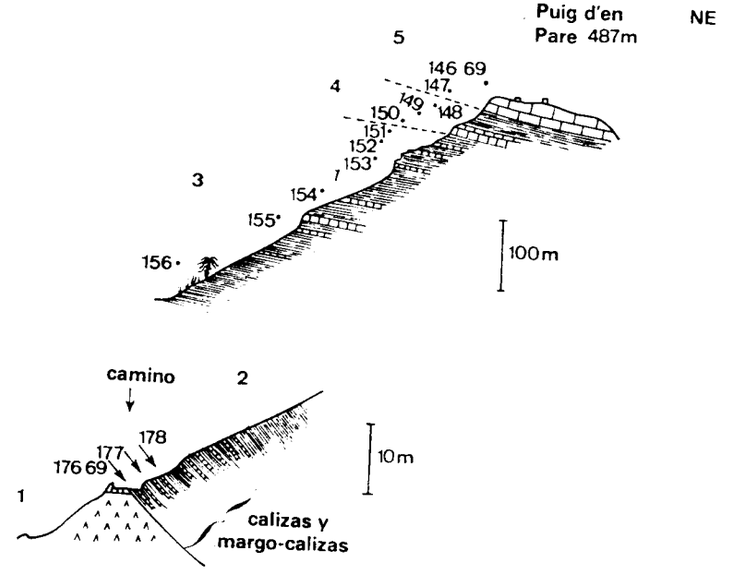


Figura 123.—El Jurásico de Puig d'en Paré.

B) SIERRA DE CALICANT

En el extremo SO de la región estudiada, la Sierra de Calicant está constituida por calizas mesocristalinas a microcristalinas con bolas y restos de Crinoides, ya vistos en Puig d'en Paré, después calizas detríticas con intraclastos, escasos oolitos y bioclastos diversos como *Clypeina jurassica* Fav. (189-69 a 191-69, 165-70); luego Neocomiense, primero detrítico (con removilización de calizas con Calpionellas) y luego Neocomiense con Calpionellas.

Conclusiones

Aquí todavía, por encima de una potente serie del Jurásico Medio-Superior, las removilizaciones son perceptibles en el Jurásico Superior, con aportes de restos orgánicos de las zonas marinas menos profundas.

3. Evolución del Jurásico hacia el NE

A) PUIG D'ELS COLOMS

Las dolomías que cabalgan el sinclinal volcado de la Ermita pasan hacia

su coronación a calizas dolomíticas y a calizas masivas (301 a 314-64) que pertenecen al Dogger-Malm: al lado de calizas mesocristalinas con intraclastos y bioclastos recristalizados (pequeños restos de Crinoides y de Lamelibranquios) se encuentran calizas oolíticas con *Trocholina* y *cuarzo* detrítico (309-64), que pasan hacia arriba a calizas microcristalinas con escasos oolitos, intraclastos, «filamentos» y Saccocómidos (310-64) que pasan a su vez a calizas microcristalinas con «filamentos» y Saccocómidos (312-64).

Hacia el SE estas calizas constituyen el Puig d'Els Coloms:

— Al NO se ven calizas recristalizadas con intraclastos y «filamentos» (315-64), calizas oolíticas con cuarzo y Trocholinas (316, 317) o calizas microcristalinas con «filamentos» (318, 319-64).
— Al SE, por encima de las dolomías, las calizas bien estratificadas son primero microcristalinas y tienen abundantes restos de Crinoides, especialmente gruesos Saccocómidos, Foraminíferos («Lenticulinas») y cuarzo detrítico (49-69).

Luego vienen calizas estratificadas, microcristalinas, con «filamentos», del Dogger (48 y 47-69), recubiertas por el Malm con Saccocómidos (46-69, 45-69, 55-69).

Una falla ONO-ESE separa estas últimas calizas de las calizas mesocristalinas con intraclastos (51, 52-69), luego calizas oolíticas con Trocholinas (53-69), coronadas por calizas mesocristalinas con Saccocómidos y «filamentos» (54-69) (1).

Conclusiones

Inmediatamente al SE de la Ermita de Artá, el Jurásico presenta calizas oolíticas con Trocholinas y cuarzo detrítico, en bancos que aparecen entre las calizas de «filamentos» con Radiolarios y Saccocómidos.

B) COMPARTIMIENTO NE DEL DESGARRE DE LA ERMITA DE ARTA

El desgarre de la Ermita separa el Jurásico del Puig d'Els Coloms del Jurásico del compartimiento NE. Las calizas del Puig d'Els Coloms van así a chocar contra una masa dolomítica que forma el acantilado que va desde la carretera de la Ermita hasta la Atalaya de Morey.

(1) Numerosas fallas satélites accidentan el Puig d'Els Coloms. Las calizas jurásicas están frecuentemente despegadas sobre las dolomías o en su seno, y el mapa geológico se ha simplificado en esta zona.

1 *S'Atalaya Freda*

Cerca del desgarre, un corte a partir de la cumbre de S'Atalaya Freda muestra, de abajo a arriba (fig. 124):

1) Dolomías masivas, macrocristalinas, con escasos fantasmas de intraclastos (300 a 297-64) que pasan a
2) Calizas dolomíticas coronadas por
3) 8 m. de calizas nodulosas microcristalinas con *«Protoglobigerinas»* (296-64).
4) 3 a 4 m. de calizas masivas, primero criptocristalinas, azoicas (295), luego mesocristalinas bastas con intraclastos, bioclastos (Crinoides, *Clypeina jurassica* Fav.) y cantos de calizas microcristalinas con Radiolarios (294).
5) 30 m. al menos de calizas bien estratificadas, en losas, que son calizas microcristalinas con Ostrácodos (293, 292-64).
6) 8 m. de calizas masivas, criptocristalinas, azoicas (291).
7) Luego una serie potente de calizas son sílex, microcristalinas (290), con «filamentos» (289), luego con Saccocómidos (288).

Conclusiones

Los aportes de material detrítico aparecen en este corte directamente por encima de los primeros niveles de «Protoglobigerinas».

2. *Ca'n Monseriu*

Más al NE, al nivel del barranco de Ca'n Monseriu, las dolomías, continuación de las dolomías de S'Atalaya Freda, están coronadas por (fig. 125):

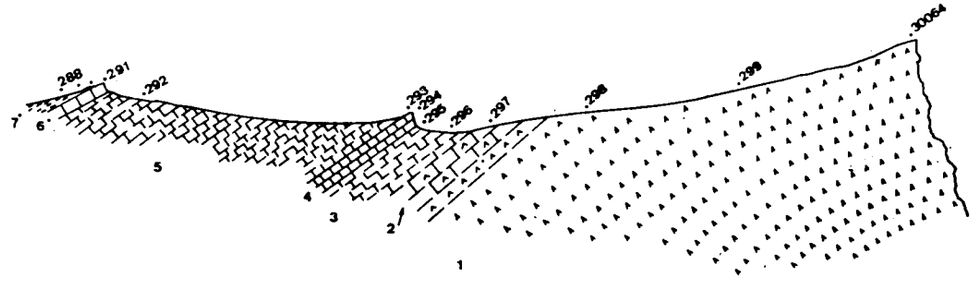


Figura 124.—El Jurásico de S'Atalaya Freda - Valent.

1) Calizas masivas, primero criptocristalinas y azoicas (183-66), luego microcristalinas con «Protoglobigerinas», restos de gruesos Saccocómidos, Radiolarios, Stomiosferas, escasos «filamentos» (182-66).

2) 15 a 18 m. de calizas en pequeños bancos, bien estratificadas, con sílex muy escasos, con lechos sucesivos de restos orgánicos diversos, recristalizados (Gasterópodos lisos, Lamelibranquios, espículas de Espongiarios), Radiolarios, pequeños Gasterópodos lisos en un fondo microcristalino (178-66).

3) 5 m. aproximadamente de calizas masivas, con escasos sílex, formando una barra morfológica. Son microcristalinas con Saccocómidos de concha fina (179-66) y con algunos grumos de calizas mesocristalinas con intraclastos, oncolitos y restos de Crinoides y Algas indeterminables.

4) 10 a 12 m. de calizas en pequeños bancos, con estratificación regular, sílex muy frecuente. Son mesocristalinas con intraclastos y restos de Crinoides, de *Clypeina jurassica* Fav., *Trocholina* sp. (180-66).

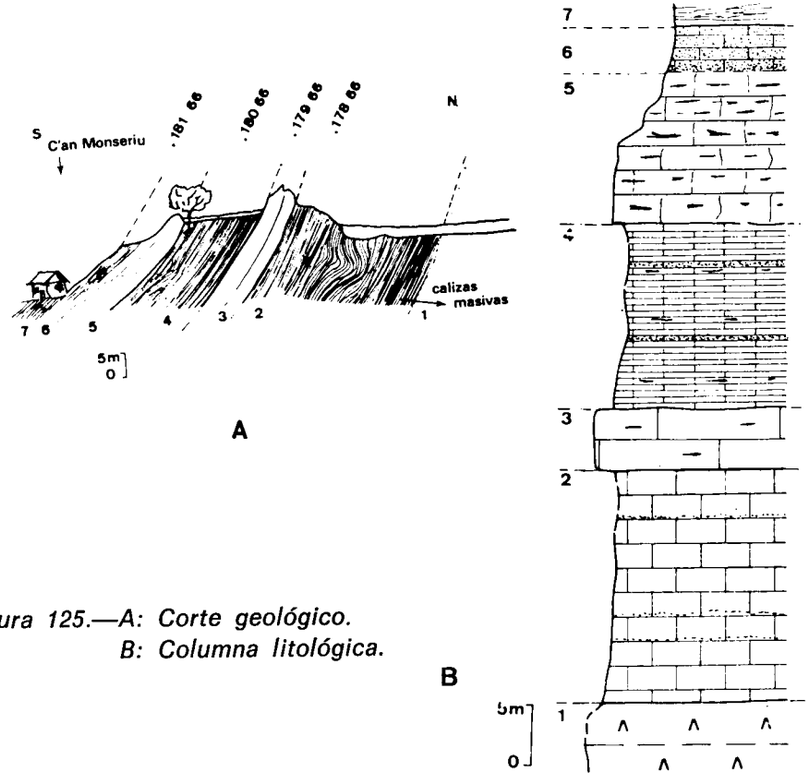


Figura 125.—A: Corte geológico.
B: Columna litológica.

5) 10 m. aproximadamente de calizas masivas, en bancos, con sílex muy abundante, pasando a:

6) Calizas estratificadas con sílex frecuentes, con niveles detríticos microconglomeráticos (181-66), donde, en una matriz mesocristalina basta, están dispersos restos de Crinoides, Aptychus, Briozoarios y Foraminíferos: *Trocholina elongata* Leup., *Nautiloculina* sp., *Protopeneroplis striata* Weynsch., *Pseudocyclammina* cf. *lituus* Yok., Algas como *Clypeina jurassica* Fav., y cantos de una caliza microcristalina con *Calpionella alpina* Lor., *C. elliptica* Cad., *Remaniella cadischiana* (Col.).

Estos niveles representan al Berriasiense detrítico, que se estudia más en detalle en el capítulo siguiente, y están seguidos por restos de Neocomiense 7) que toma poco a poco su facies de caliza margosa escamosa.

Conclusiones

Las hiladas detríticas aparecen aquí por encima de los niveles de «Protoglobigerinas», en el Malm. Son todavía aportes de material detrítico que se producen irregularmente.

El Berriasiense está marcado, también, por aportes detríticos más importantes.

3. *De la Atalaya de Morey al Camp d'en Porrasa*

1) *Las dolomías* precedentes siguen hacia el NE formando siempre el acantilado que domina Betlem. En la Atalaya de Morey descansan sobre el Triásico Superior, mientras que en Cap Farrutx se ven finas hiladas de Neocomiense en su seno, testimonio de repeticiones tectónicas que afectan a estas dolomías. Estas repeticiones tectónicas siguen hacia el SO, hasta Bec d'en Farrutx. Por lo demás, las dolomías que forman el acantilado son heterogéneas, siendo tan pronto finamente estratificadas, tan pronto masivas.

Al NE, las muestras han mostrado las dolomías mesocristalinas sustituidas por una serie caliza con *intraclastos y con gravas de cuarzo detrítico,* facies que, por su posición geométrica, representa el equivalente de los niveles de la coronación del Liásico Medio con grava de cuarzo detrítico conocidos en la Sierra Norte (P. FALLOT, 1922; G. COLOM), cuarzo que se recogería en la base del Toarciense (G. COLOM, 1970).

Aproximándose al Puig d'en Porrasa, las dolomías son o mesocristalinas o macrocristalinas (771) o brechoides (772) y pasan a calizas.

2) *Las calizas* que coronan estas dolomías son primeramente microcristalinas con Ostrácodos (770) todavía entrecortadas de dolomías ma-

crocristalinas (769, 766), luego son microcristalinas, fajeadas (768, 767), o con vacuolas (765). El conjunto parece resultar de una sedimentación en medio confinado.

Esta facies deja lugar hacia arriba a calizas criptocristalinas (764), luego microcristalinas, con intraclastos (763), calizas que pronto tienen Saccocómidos gruesos, «Protoglobigerinas», Radiolarios, escasos «filamentos», *Globochaete alpina* Lomb. y escasos Gasterópodos (762 a 759).

La serie muestreada termina poco antes del antiguo campo de prisioneros d'en Porrasa por calizas criptocristalinas con *Saccocómidos* de concha fina del Jurásico Superior.

Conclusiones

En las dolomías de sustitución aparecen restos de calizas con intraclastos y con grava de cuarzo detrítico, conocidos en la Sierra Norte y en numerosos puntos de Mallorca (P. FALLOT, 1922; G. COLOM) por caracterizar la cumbre del Liásico Medio, G. COLOM (1970) piensa que estas gravas de cuarzo han sido recogidas en la base del Toarciense.

Por encima de este primer conjunto, las calizas evocan un cierto confinamiento, local, del medio de sedimentación.

El Jurásico Medio, luego Superior, con «Protoglobigerinas», «filamentos» y Radiolarios pasa después a facies de Saccocómidos.

La continuación del corte se ha levantado con más detalle.

4. *Pie oeste del Puig Son de Cor*

Un corte detallado del Jurásico Superior y de su paso al Cretácico permite observar sucesivamente (fig. 126):

1) 10 m. de calizas estratificadas (bancos de 10 a 20 cm.), con sílex en lechos. En lámina delgada, estas calizas son de matriz mesocristalina, con zonas microcristalinas y con bolas orgánicas, restos de Saccocómidos gruesos y Radiolarios (362-69).

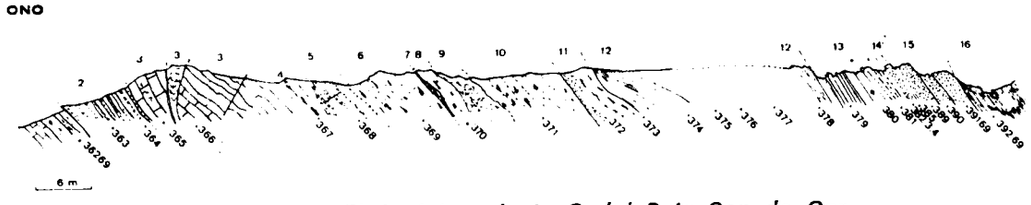


Figura 126.—El Jurásico al pie O del Puig Son de Cor.

2) 6 a 8 m. de calizas en bancos más potentes (363, 364).

3) Luego, una docena de metros de calizas más masivas, localmente fracturadas (milonita), con venas de calcita y con bancos de sílex que pueden alcanzar 50 cm. de espesor.

4) La microfacies (363 a 367) es idéntica a la de la muestra 362.

5) 4 m. de calizas de nuevo estratificadas en bancos de 10 cm., cuya microfacies es la misma que antes. Los Saccocómidos son de concha fina (368).

6) 6 m. de calizas masivas, en bancos gruesos, con sílex, mostrando al microscopio un fondo microcristalino con grumos de grano más fino.

7) Zona de fractura.

8) 2,5 m. grueso banco calizo con sílex, constituido de una matriz macro a mesocristalina con bioclastos: Aptychus, Crinoides, *Clypeina jurassica* Fav., intraclastos, bolas que encierran cantos de caliza microcristalina con Radiolarios y Saccocómidos de concha fina (370-69, ver lám. 78, figura 7).

9) Zona de fractura.

10) 6 a 8 m. de bancos masivos con sílex, que son calizas con fondo mesocristalino muy fino, con zonas microcristalinas, con Radiolarios y Saccocómidos de concha fina (371).

11 y 12) Esta microfacies va a proseguir con variaciones de grano o de frecuencia de organismos durante varias decenas de metros (372 a 378-69). Sobre el terreno, las calizas son primero nodulosas (11) luego regularmente estratificadas, con sílex (12).

13 a 16) Berriasiense detrítico, que se estudia en el capítulo siguiente.

Conclusiones

Los aportes detríticos son todavía perceptibles en el Malm; el Berriasiense detrítico parece reposar directamente sobre las calizas con Saccocómidos. No se ha visto el Titónico Superior con Calpionelas.

4. Conclusiones sobre el Jurásico del Noroeste

Las dolomías de sustitución, sobre el Triásico Superior, alcanzan diferentes niveles del Jurásico Medio o Superior.

Localmente, las calizas con gravas de cuarzo detrítico, de las que se sabe la frecuencia y localización en el Liásico Medio de la Sierra Norte y el centro de Mallorca, aparecen en las dolomías que dominan la bahía de Alcudia, es decir, en las dolomías más próximas a la Sierra Norte.

Por encima, el Jurásico Medio y Superior muestra dos tendencias:

1) Hacia el SO, un engrosamiento de ciertas facies (calizas con «filamentos») y la aparición, esporádica, de bancos de calizas oolíticas con cuarzo detrítico y Trocholinas.

2) Hacia el NE no hay calizas oolíticas.

En el conjunto regional, el Jurásico Medio y Superior presenta, dispersos en las calizas microcristalinas o individualizados en niveles más o menos gruesos, aportes detríticos. Este material detrítico, lo mismo que las calizas oolíticas, proviene de la plataforma continental de la época.

2. CENTRO

1. 300 m. al sur de Cala Mitjana

La orilla derecha del torrente d'Es Castellals está constituida, de abajo a arriba (fig. 127 y lám. 75, figs. 5 y 6) de:

1) Dolomías macrocristalinas (308, 309-69) masivas, primero con abundantes nódulos de sílex distribuidos paralelamente a la estratificación de la roca original (1a, fig. 127), luego en lechos de sílex paralelos (1b) y luego sin sílex (1c) (lám. 75, fig. 6).

2) 5 m. de calizas masivas, luego 15 m. de calizas estratificadas en gruesos bancos, luego 3 m. masivos y 6 m. estratificados; todos estos niveles son, en lámina delgada, calizas microcristalinas con Radiolarios, Stomiosferas, Saccocómidos de concha fina (310 a 315-69).

Este nivel termina por 3 a 4 m. de calizas oscuras, semejantes a dolomías, y que son de hecho calizas microcristalinas, azoicas (316).

3) 4 a 5 m. de lentejón de dolomías con escasos sílex.

4) 10 m. de calizas con sílex, microcristalinas, con Radiolarios y Saccocómidos de concha fina (317).

5 y 6) 22 m. aproximadamente de calizas estratificadas con sílex 5), que empiezan por un banco más potente mesocristalino, con sílex, con zonas microcristalinas con bolas y Saccocómidos gruesos, recristalizados (318); luego reaparecen las microfacies de los niveles 2 y 4) (319, 320). Vienen encima calizas más masivas 6), pero cuya microfacies (321) es la misma que la de 318.

7) 7 m. de calizas masivas, con sílex, ligeramente detríticas en su base, luego con hiladas mejor estratificadas y con gruesos sílex hacia la cumbre.

Tanto la base como la cumbre (322 y 323) muestran calizas mesocristalinas groseras, con intraclastos y bioclastos: restos de Crinoides, Lamelibranquios, Foraminíferos como *Pseudocyclammina* sp., *Aptychus* y *Clypeina jurassica* Favre (muy abundantes) (154-64).

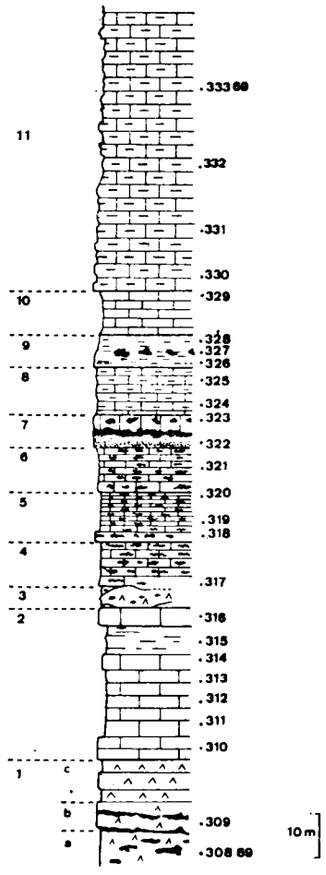


Figura 127.—El Jurásico del Torrente d'Es Castellals.

8) 10 m. de calizas estratificadas con sílex, microcristalinas con Radiolarios, Saccocómidos y *Praetintinnopsella* sp. (1) (324, 325).

9) 6 a 7 m. barra de caliza que constituye un resalte morfológico. Su base está constituida primeramente por calizas estratificadas más duras, microcristalinas (326-69), con Radiolarios, Saccocómidos y con *Praetintinnopsella andrusovi* Borza, y *Crassicollaria* cf. *parvula.*

Luego, las calizas del nivel morfológico 9) se hacen más masivas, se cargan en sílex, su fondo se hace mesocristalino basto, aglomerando intraclastos, fragmentos de caliza microcristalina con *Praetintinnopsella* sp., *Calpionella alpina* Lor., *Crassicollaria* sp., cantos constituidos de micrita con Radiolarios, bioclastos: Crinoides y Aptychus (2) como *Lamellaptychus beyrichi* (o *Punctaptychus punctatus* descortezado) (327, 328), o cantos microcristalinos con *Crassicollaria brevis, Lorenziella* sp., mezclados a Aptychus, restos de Equinodermos, *oolitos* (149-64), *Clypeina jurassica,* con fragmentos de calizas con *Calpionella alpina, Crassicollaria intermedia, Cr. brevis,* con restos de Briozoarios y con oolitos que tienen como núcleo *Clypeina jurassica* Favre (148 y 147-64).

10) 10 m. de calizas estratificadas con sílex, con manchas claras y oscuras hacia su coronación. En la base, estas calizas aparecen en lámina delgada como microcristalinas. No hay nada de eso. Amplias zonas microcristalinas con Saccocómidos, *Crassicollaria* gr. *intermedia, Cr. parvula, Cr.* cf. *parvula, Calpionella alpina, C.* gr. *elliptica,* presentan de hecho

(1) Las Calpionelas de este corte han sido clasificadas por M. DURAND DELGA.

(2) Clasificación de M. DURAND DELGA y S. M. GASIOROWSKI.

contornos difusos y son «nódulos fundidos», *rodeados* en realidad por un fondo micro a mesocristalino que contiene *Calpionella* gr. *elliptica, Clypeina jurassica* Fav., mezcladas a las Calpionellas anteriores y a bioclastos de Lamelibranquios, Crinoides, Aptychus *(Punctaptychus* sp.: Oxfordiense Superior a Berriasiense basal).

11) Por encima, una gruesa serie de calizas estratificadas claras con sílex y con *Punctaptychus* sp. (descortezado); son microcristalinas y muestran:

330-69.—*Calpionella alpina, Crassicollaria intermedia, Cr. parvula.*

331-69.—*C. alpina, C.* gr. *elliptica, Cr. parvula, Cr. intermedia, Calpionella* sp.

332-69.—*C. alpina, Cr. parvula, Stomiosphaera moluccana.*

333-69.—*C. alpina, Cr. parvula.*

Es decir, el Titónico Superior (330 y 331) pasando al Titónico terminal-Berriasiense basal (332, 333).

Estos niveles están recubiertos por el Neocomiense escamoso.

Conclusiones

Las dolomías alcanzan en este corte el Jurásico Superior con Saccocómidos. Después de un espesor de 70 metros de calizas con Saccocómidos, aparecen aportes detríticos durante el Titónico Superior y son visibles en una potencia de 7 metros de calizas. Por encima, los sedimentos se vuelven tranquilos, luego los aportes detríticos reaparecen en una docena de metros, antes de que la sedimentación vuelva a ser tranquila.

Esta sedimentación representa la llegada a la cuenca de sedimentación en el Titónico Superior, de restos de organismos que viven a profundidad reducida e incluso cantos de calizas oolíticas, con Calpionellas, que ponen de manifiesto una fase de erosión.

2. Sierra de Son Sastres

Del NO al SE se ve (fig. 128):

1) Triásico Superior.

2) Dolomías masivas, en gran parte liásicas, con una potencia de al menos 200 metros y formando el punto culminante d'Es Reco (380 m.).

3) Estas dolomías macrocristalinas contienen en su parte superior un lentejón de calizas respetadas por la dolomitización. Se ve sucesivamente (fig. 129 y lám. 75, fig. 4):

— 1) Lentejón de caliza con restos de Gasterópodos, Lamelibranquios con fondo mesocristalino, bolas y *Aeolisaccus* sp., Textuláridos (239-69).

— 2) Dolomías con restos indistintos de fósiles.

— 3) Caliza microcristalina con restos de Lamelibranquios, cuya microfacies prosigue en el banco 4) (237, 236, 235, 234).

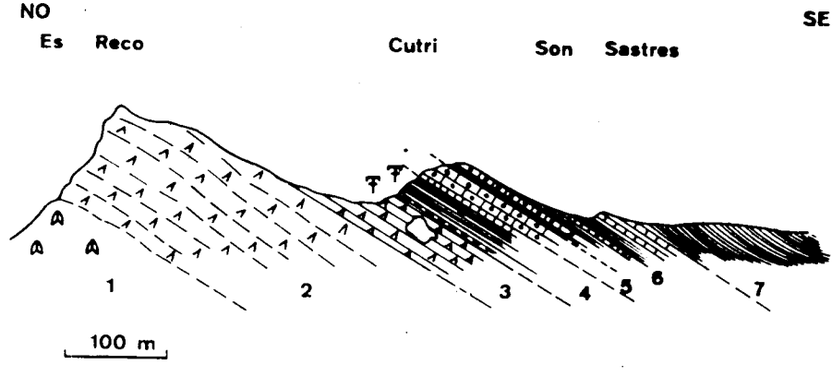


Figura 128.—El Jurásico de la Sierra de Son Sastres.

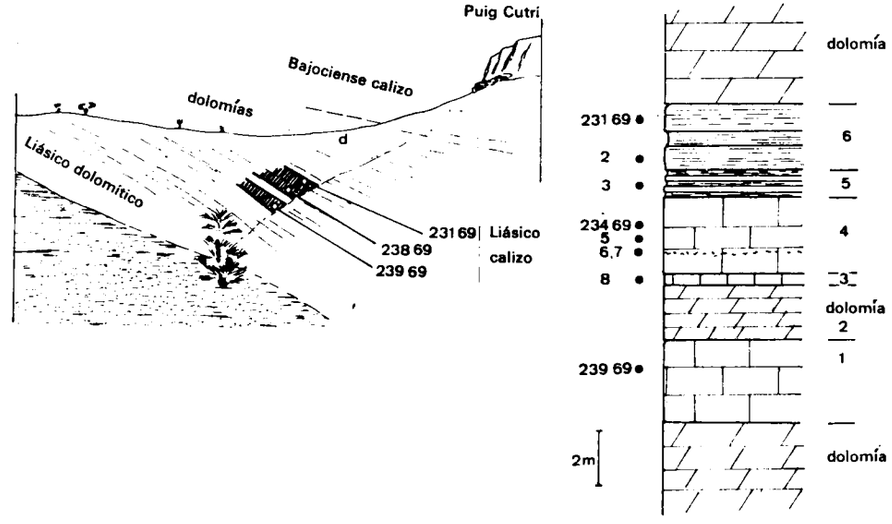


Figura 129.—Detalle de los niveles calizos del Liásico Medio de la Sierra de Son Sastres.

— 5) Caliza mesocristalina, con bolas y restos de Braquiópodos, Textuláridos y *Aeolisaccus* sp.
— 6) Caliza microcristalina con Textuláridos (232), que pasan a una caliza criptocristalina con vacuolas dolomitizadas.

En todos los niveles calizos se han identificado en lámina delgada (1) *Lituosepta* gr. *recoarensis* Cati. (clasif. E. Fourcade), del Liásico Medio.

Se ven todavía lentejones calizos en la orilla derecha del valle. Las muestras 275-64 a 283-64 son de microfacies comparables, pero no han dado *Lituosepta.*

4) Por encima de estos lentejones fosilíferos, las dolomías quedan en seguida recubiertas por calizas y margo-calizas que en su base contienen, al S de Puig Cutri (97-66), una fauna bastante variada de Ammonites entre ellos (clasif. H. TINTANT):

— 2 ejemplares de *Apsorroceras baculatum* Quenstedt.
— 3 ejemplares de *Parkinsonia subarietis* Wetz.
— 1 ejemplar de *Leptosphinctes* sp.
— 2 ejemplares de *Strenoceras* sp.

Según H. TINTANT, esta asociación caracteriza la zona de *Strenoceras subfurcatum* de la base del Bajociense Superior.

Lateralmente, en la vertiente SE de la arista de Cutri (383 m.), el Bajociense tiene *Cancellophycus.*

— Petrográficamente, se trata de una serie regular de calizas, calizas margosas y margas que se repiten más o menos regularmente, en bancos de espesores variables, hasta la base del acantilado de Puig Cutri (fig. 130 y lám. 75, figs. 3 y 4), formada de calizas masivas.

  Los primeros sílex aparecen 10 m. por encima de las dolomías y están presentes después, con concentraciones variables, hasta el pie del acantilado.
— *La base de esta serie* está formada, en lámina delgada, por calizas microcristalinas frecuentemente bioturbadas, con «filamentos», Radiolarios, Gasterópodos lisos, restos de Crinoides (210 a 213, 215, 216) o con Saccocómidos gruesos (215, 216).
— *Hacia su mitad* los bancos de calizas, frecuentemente con sílex, pasan gradualmente a margo-calizas que se desagregan en pequeños nódulos. La microfacies (222 a 224) es la misma que antes. Es en este nivel donde se ha recogido *Lamellaptychus sparsilamellosus* (Gümbel).

(1) Las principales microfacies de este corte están en la lámina 76.

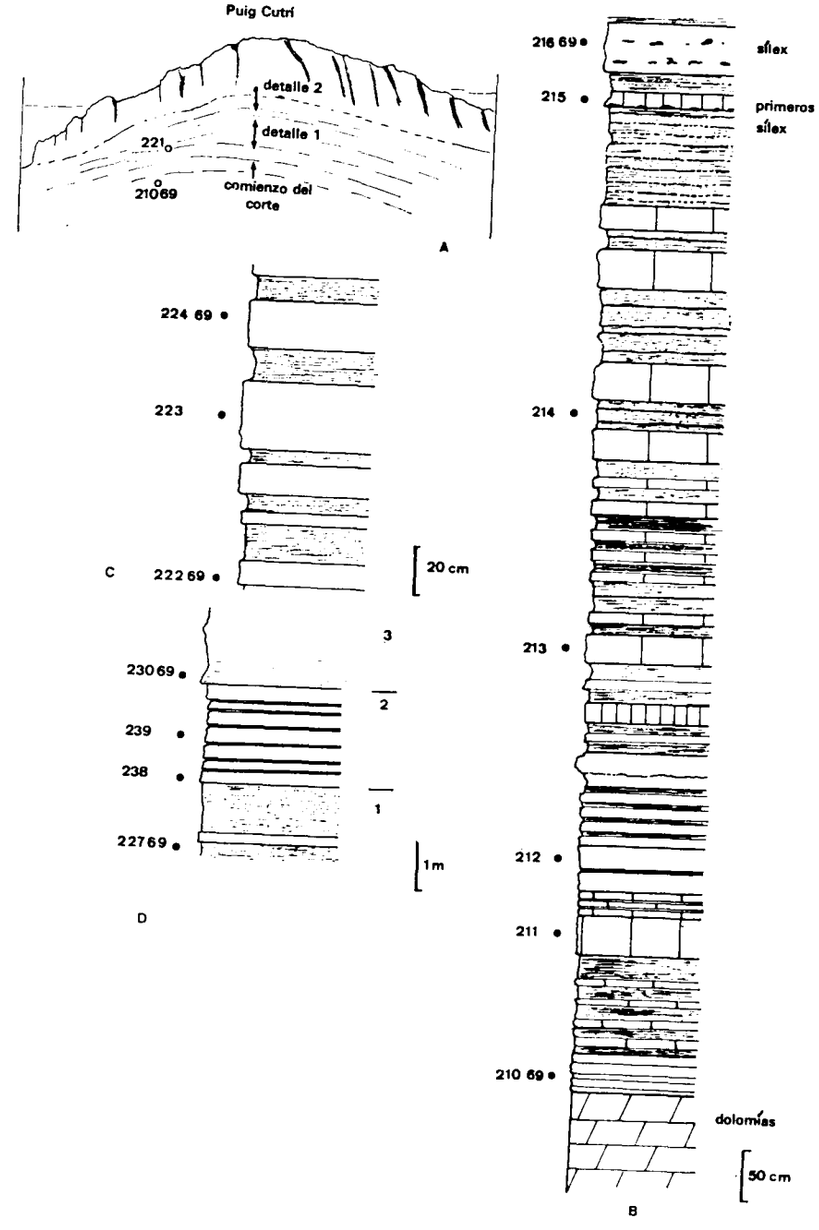


Figura 130.—A: Situación de los cortes. B: Detalle de la base del corte. C: Detalle de la parte media. D: Detalle de la cumbre.

— *En su cumbre,* los bancos de calizas son primero más margosos, con nódulos (nivel 1, fig. 130, D), y son seguidos por alternancias de calizas, en bancos de 20 a 30 cm. y margas en lechos de 2 a 5 cm. (2, fig. 130, D). Los sílex son menos frecuentes. En cuanto a la proporción de «filamentos», la microfacies no ha cambiado.

5) Por encima, viene una barra de 15 a 16 m. de calizas oolíticas masivas que forman el Puig Cutri (fig. 131 y lám. 75, figs. 3, 4). Son calizas macrocristalinas a mesocristalinas bastas (230-69, 257-64, 261 a 266-64) con 70 a 80 por 100 de oolitos e intraclastos.

Los oolitos se han formado en general alrededor de un núcleo que puede ser o un intraclasto de calcita microcristalina, o bien un grano de cuarzo detrítico, recrecido secundariamente con frecuencia y por ello automorfo, o bien bioclastos, en particular *Trocholinas.*

6) Estas calizas oolíticas masivas pasan *verticalmente* y *lateralmente* a una serie menos masiva, en la que los bancos oolíticos alternan con bancos de calizas finas.

Así, este tránsito lateral es muy visible al pie del Puig Cutri, donde se suceden (figs. 131 A, B y lám. 75, fig. 3), por encima del Bajociense Superior con Ammonites (270-69):

— 1) 15 a 16 m. de calizas oolíticas masivas, primero con sílex (271), después con sílex menos frecuentes (272, 273), luego excepcionales (274, 275).

— 2) 4 a 5 m. de calizas estratificadas, excepcionalmente con sílex, en bancos muy finos, con hiladas de margo-calizas nodulosas, que son o calizas mesocristalinas con zonas microcristalinas, con bolas y restos recristalizados de Crinoides (276), o calizas oolíticas, de la misma microfacies que anteriormente (277).

— 3) 2,5 m. de caliza oolítica masiva con sílex (278).

— 4) 2 m. de calizas estratificadas de la misma microfacies que (276), con «filamentos».

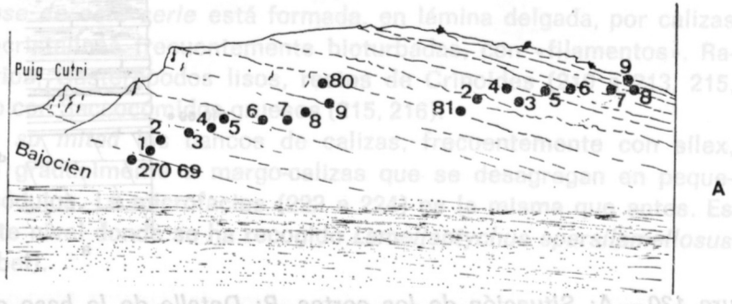


Figura 131

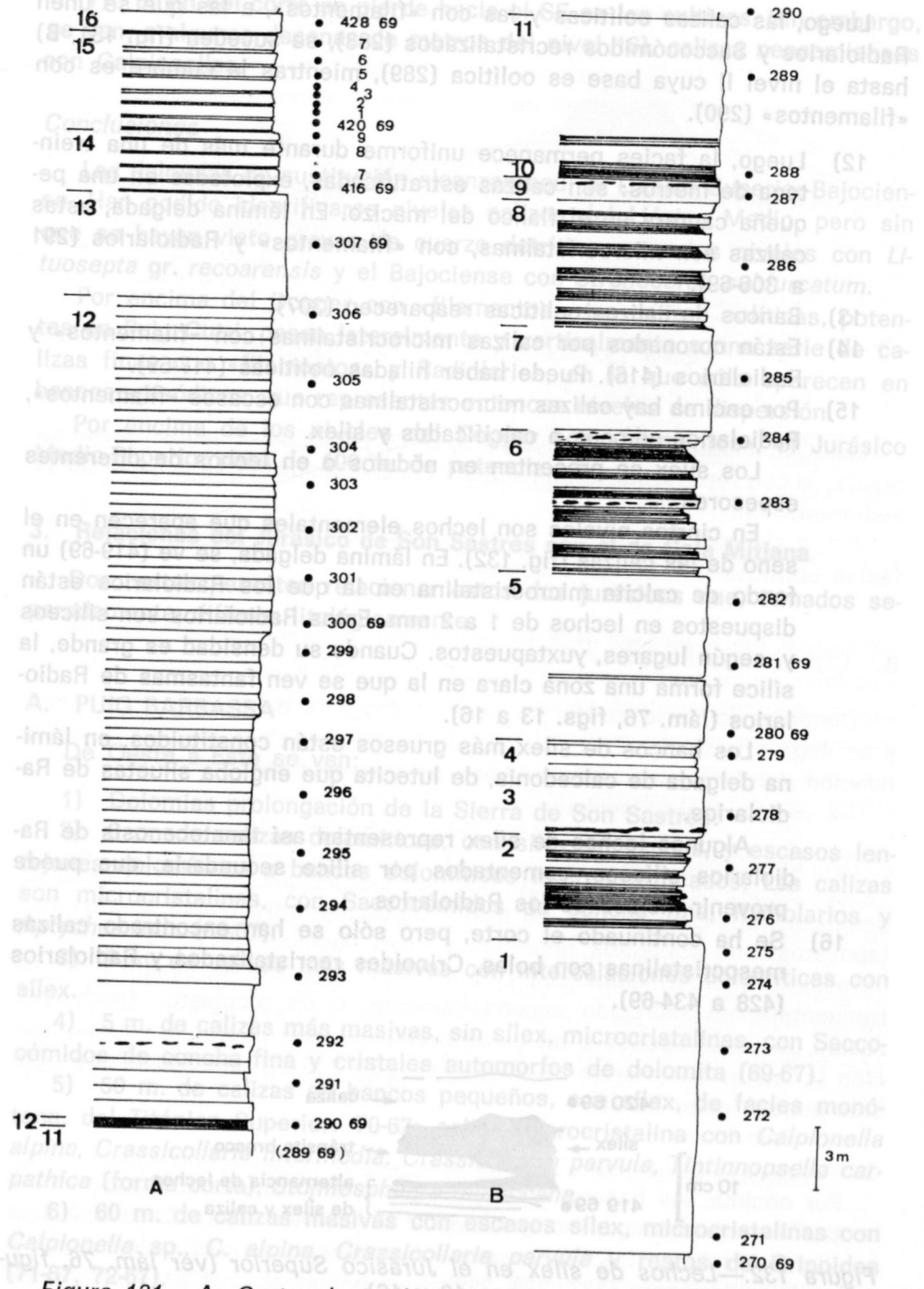


Figura 131.—A: Corte al pie de Puig Cutri. B: Columna litológica.

Luego, las calizas oolíticas y las con «filamentos», a las que se unen Radiolarios y Saccocómidos recristalizados (283), se suceden (fig. 131, B) hasta el nivel II cuya base es oolítica (289), mientras la cumbre es con «filamentos» (290).

12) Luego, la facies permanece uniforme durante más de una treintena de metros: son calizas estratificadas, explotadas en una pequeña cantera en el flanco del macizo. En lámina delgada, estas calizas son microcristalinas, con «filamentos» y Radiolarios (291 a 306-69).

13) Bancos de calizas oolíticas reaparecen (307).

14) Están coronados por calizas microcristalinas con «filamentos» y Radiolarios (416). Puede haber hiladas oolíticas (417-69).

15) Por encima hay calizas microcristalinas con escasos «filamentos», Radiolarios silíceos o calcificados y sílex.

Los sílex se presentan en nódulos o en lechos de diferentes espesores.

En ciertos niveles son lechos elementales que aparecen en el seno de las calizas (fig. 132). En lámina delgada, se ve (419-69) un fondo de calcita microcristalina en la que los Radiolarios están dispuestos en lechos de 1 a 2 mm. Estos Radiolarios son silíceos y, según lugares, yuxtapuestos. Cuando su densidad es grande, la sílice forma una zona clara en la que se ven fantasmas de Radiolarios (lám. 76, figs. 13 a 16).

Los bancos de sílex más gruesos están constituidos, en lámina delgada de calcedonia, de lutecita que engloba siluetas de Radiolarios.

Algunos lechos de sílex representan así tanatocenosis de Radiolarios silíceos, cementados por sílice secundaria, que puede provenir incluso de los Radiolarios.

16) Se ha continuado el corte, pero sólo se han encontrado calizas mesocristalinas con bolas, Crinoides recristalizados y Radiolarios (428 a 434-69).

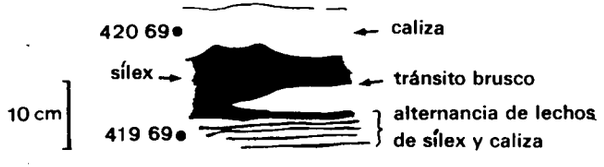


Figura 132.—Lechos de sílex en el Jurásico Superior (ver lám. 76, figuras 13 y 16).

7) El fin del corte se pierde hacia el SE en los cultivos. Sin embargo, se ven, a algunas decenas de metros del nivel 16), calizas neocomienses con Calpionellas.

Conclusiones

Las dolomías de sustitución alcanzan aquí el Liásico Superior-Bajociense. Han podido identificarse niveles calizos del Liásico Medio, pero sin que se hayan visto gravas de cuarzo detrítico entre los niveles con *Lituosepta* gr. *recoarensis* y el Bajociense con *Strenoceras subfurcatum.*

Por encima del Dogger con «filamentos», las calizas oolíticas, potentes en Puig Cutri, pasan lateralmente y verticalmente a una serie de calizas finas con «filamentos» y Radiolarios, en la que sólo aparecen en bancos episódicos, que representan entonces niveles de dispersión.

Por encima de los niveles del Dogger con «filamentos», el Jurásico Medio-Superior pasa de 100 m. de potencia.

3. Relaciones del Jurásico de Son Sastres con el de Cala Mitjana

Dos cortes permiten relacionar estos dos jurásicos que, tomados separadamente, difieren litológicamente.

A. PUIG BARBASSA

De Oeste a Este se ven:

1) Dolomías prolongación de la Sierra de Son Sastres.

2) 8 m. de calizas dolomíticas, con sílex en bancos, y escasos lentejones dolomíticos o bancos dolomíticos interestratificados. Las calizas son microcristalinas, con Saccocómidos de concha fina, Radiolarios y *Aptychus* indt. (68-67).

3) 6 m. de calizas más masivas con intercalaciones dolomíticas con sílex.

4) 5 m. de calizas más masivas, sin sílex, microcristalinas, con Saccocómidos de concha fina y cristales automorfos de dolomita (69-67).

5) 50 m. de calizas en bancos pequeños, con sílex, de facies monótona, del Titónico Superior: 70-67: caliza microcristalina con *Calpionella alpina, Crassicollaria intermedia, Crassicollaria parvula, Tintinnopsella carpathica* (forma corta), *Stomiosphaera moluccana.*

6) 60 m. de calizas masivas con escasos sílex, microcristalinas con *Calpionella* sp., *C. alpina, Crassicollaria parvula* y restos de Crinoides (71-67, 72-67).

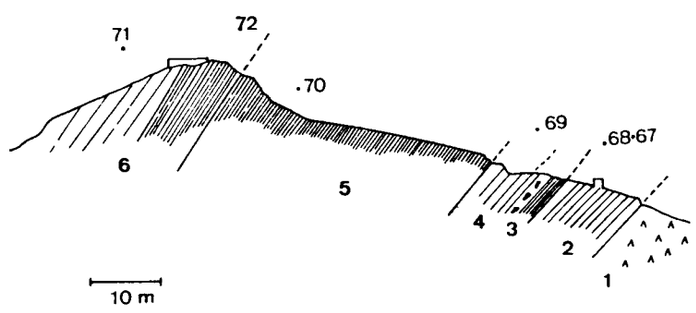


Figura 133.—Jurásico del Puig Barbassa.

Las Calpionellas de los niveles 5) y 6) están deformadas frecuentemente, lo que representa turbulencias y compactaciones con ocasión de su sedimentación.

Así, a algunas centenas de metros al NE del corte de Son Sastres, las facies oolíticas no vuelven a aparecer.

B. CORTE DE PUIG DE LA SEÑORA

Continuando hacia el NE, se pasa el desgarre de Sa Duaya de Abaix y se llega a la vertiente O del Puig de La Señora, cuya base es la continuación del Jurásico y del Cretácico del sur de Cala Mitjana.

Se ven de abajo a arriba:

1) Dolomías masivas.

2) Un primer resalto constituido por calizas que, en lámina delgada, tienen un fondo mesocristalino basto. Contienen intraclastos, oolitos yuxtapuestos, con contactos impresos y cuyo núcleo está formado por un intraclasto microcristalino con «filamentos», un grano de cuarzo detrítico frecuentemente recrecido secundariamente, o un bioclasto: Trocholina, restos de Gasterópodos o de Lamelibranquios, con puntos de dolomitización (cristales automorfos de dolomita) (231- 230-64). Los bioclastos también pueden estar libres.

3) Esta facies pasa a calizas mesocristalinas con bolas, con restos de Crinoides recristalizados (229, 228-64).

Por encima, los bancos oolíticos tienen, además de *Trocholina alpina* Leup., *T. elongata* Leup., *Protopeneroplis striata* Weynsch., *Conicospirillina basiliensis* Mohl., y los bancos mesocristalinos o microcristalinos se suceden irregularmente (227, 226, 225).

4) Luego, bancos mesocristalinos con zonas microcristalinas, con bolas, Saccocómidos de concha fina (224), y Aptychus (218) y con intercalaciones de bancos con intraclastos y bioclastos (219).

El conjunto de estos niveles es bastante oscuro, tiene sílex en bancos y nódulos. Frecuentemente tiene venas de calcita y es más escamoso hacia la cumbre. Las calizas no forman escarpes morfológicos netos.

5) Por encima, las calizas del Titónico, con sílex, son mesocristalinas con zonas microcristalinas, con bolas y Saccocómidos de concha fina (216 a 214). Luego son mesocristalinas bastas con intraclastos y bioclastos con *Calpionella* sp. (213), o con *Calpionella alpina*, y *Crassicollaria parvula* frecuentemente deformada, y Saccocómidos (212), lo que representa aportes detríticos y turbulencias.

Desplazándose hacia el NE, hacia Cala Mitjana, estas facies siguen. Las calizas oolíticas de la base (172-64) están coronadas por una sucesión de calizas, en la que las calizas microcristalinas con Saccocómidos (171 a 167-64) sustituyen a las facies con intraclastos y oolitos. Las calizas oolíticas desaparecen camino de Cala Mitjana.

Conclusiones

Tomados separadamente, los cortes de Son Sastres y del S de Cala Mitjana podrían considerarse como característicos de dominios paleogeográficos diferentes: al lado de facies comunes (calizas microcristalinas con Saccocómidos), efectivamente difieren: en Son Sastres presencia del Bajociense margo-calizo con calizas oolíticas de gran potencia, y al sur de Cala Mitjana dolomitización que alcanza las calizas con Saccocómidos y ausencia y reducción de calizas oolíticas.

Pero la rápida evolución de las facies en la Sierra de Son Sastres, y sobre todo los cortes intermedios de Son Barbassa y del Puig de la Señora indican que el Jurásico de estas regiones sólo presenta variaciones de facies que se han producido en una cuenca sedimentaria única y no en dos cuencas distintas las calizas con Saccocómidos del S de Cala Mitjana se ven por encima de las dolomías de Son Sastres, las calizas oolíticas de Son Sastres se ven a su vez por encima de las dolomías del torrente d'Es Castellals, al nivel del Puig de la Señora.

4. Evolución de las facies jurásicas en el centro de la zona estudiada

Estas variaciones rápidas de facies, y la coexistencia de calizas con «filamentos» y Saccocómidos y de calizas oolíticas con Trocholinas son perceptibles en toda la región central.

Así, aunque las calizas oolíticas no son observables cerca de Sa Duaya de Abaix, reaparecen en Puig Campanet y en Puig Pelegri.

A) SA DUAYA DE ABAIX

Por encima de las dolomías masivas, macrocristalinas y con sílex (186-69), viene una veintena de metros de calizas microcristalinas con Saccocómidos de concha fina, Radiolarios y *Globochaete alpina* (187 a 197-64) y *Lamellaptychus* sp. (190-64), *Punctaptychus* gr. *punctatus* (194-64), directamente recubiertos por el Neocomiense microcristalino con Calpionellas (198 a 204-64; ver Cretácico).

B) PUIG CAMPANET

Un corte sintético comprende, de abajo a arriba (fig. 134):

1) Dolomías masivas, potentes, que reposan al NO sobre el Keuper.
2) Calizas estratificadas, a veces en plaquetas, de fractura oscura, con escasos sílex microcristalinos y con «filamentos» (19-69, 18-69).
3) Calizas masivas, con esférulas de calcita, mesocristalinas bastas, con oolitos, Trocholinas y cuarzo detrítico (12-64).
4) Coronadas por 10 a 20 cm. de conglomerados con sílex rodados, cantos de caliza oolítica y de dolomita en una matriz mesocristalina con concreciones de hierro.
5) Calizas en plaquetas, con sílex, de fractura clara, microcristalinas con «filamentos», que pasan a calizas mesocristalinas con bolas, escasos oolitos, «filamentos» y *Trocholina* sp. (13-69).

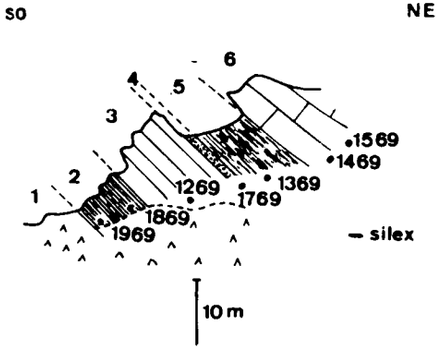


Figura 134.—Jurásico del Puig Campanet (corte parcial sintético).

6) Recubiertas por calizas masivas, microcristalinas, con Radiolarios y Saccocómidos (14-69) y también con «filamentos» (15-69).

C) PLA DE SON HEGOS

Más al NO, el corte del Jurásico de Pla de Son Hegos está constituido sucesivamente de (fig. 135):

1) Dolomías masivas sin sílex.
2) 6 m. de calizas margosas, dolomíticas, con meteorización arriñonada frecuentemente, oscuras y con escasos sílex diseminados.
3) Luego, 6 m. de calizas masivas oscuras. Los bancos están mal diferenciados en la base; luego, estas calizas están mejor estratificadas hacia su coronación, donde aparecen sílex.
4) 5 m. de caliza margosa oscura.
5) 30 a 35 m. de caliza en bancos de 30 a 40 cm.

En lámina delgada, todas las muestras cogidas en los niveles 2), 3), 4) y 5) muestran calizas microcristalinas con «filamentos» y Radiolarios.

6) 10 m. de calizas en plaquetas, arriñonadas, algo rojizas, de la misma microfacies que anteriormente, con, además, «Protoglobigerinas», Gasterópodos lisos y fragmentos de Crinoides y Belemnites (23-69).
7) 6 m. de calizas en plaquetas, oscuras, de igual microfacies que los niveles 2) a 5).
8) 4 m. de calizas masivas, de fractura oscura, mesocristalinas, con «filamentos» y bolas (83-66), o microcristalinas con «filamentos» y Radiolarios (25-69).
9) 3 m. de dolomías y calizas dolomíticas.
10) 10 m. de calizas masivas mesocristalinas, con bolas, Radiolarios y «filamentos» (84-66).
11) 15 m. de calizas oolíticas, con esférulas silíceas aparentes en la superficie de la roca. Están constituidas por una matriz mesocristalina basta con cristales automorfos de dolomita que encierran oolitos, cuarzo detrítico y *Trocholinas.*
12) Dolomía.

D) PUIG PELEGRI

Hacia el NO, las facies oolíticas aparecen todavía en Puig Pelegri, coronando a las calizas con «Protoglobigerinas», Radiolarios y «filamentos».

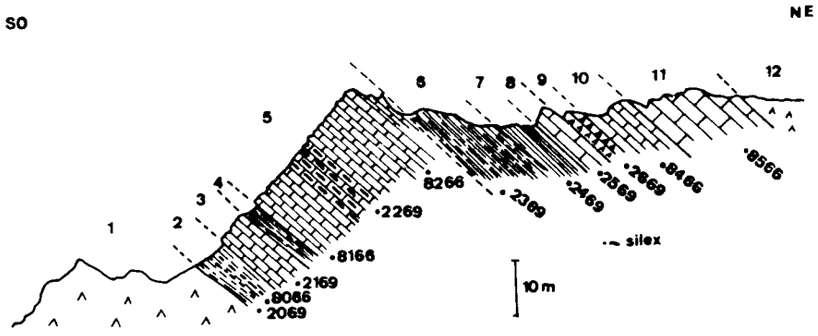


Figura 135.—Jurásico de Pla de Son Hegos.

5. Conclusiones sobre el Jurásico del centro

El Jurásico de esta zona presenta facies comparables a las del Jurásico del NO.

1) Las facies oolíticas son más frecuentes y más potentes en el centro de esta zona, alcanzando su máximo en la Sierra de Son Sastres. Se reducen hacia el NE y SO.

Estas facies oolíticas, que aparecen en una serie de calizas finas con «filamentos», Radiolarios y Saccocómidos, representan la redistribución en un área marina más profunda de las calizas oolíticas formadas primitivamente en una plataforma carbonatada de menor profundidad.

2) Al lado de estas facies oolíticas redistribuidas, el Jurásico Superior del centro de la región estudiada está marcado por los aportes detríticos que llegan a conglomerados (Puig Campanet). En general, estos aportes son de dos tipos:

- — *a)* Llegada a la cuenca de sedimentación de restos de organismos de menos profundidad, rodados, y cantos con Calpionellas, sílex rodados, que representan fases de emersión y erosión.
- — *b)* Resedimentación de limos calcáreos con Calpionellas desplazadas de su lugar primitivo por deslizamientos y corrimientos submarinos.

Estos fenómenos se producen aquí a partir del Titónico Superior.

3. SUDESTE

De nuevo, hacia el SE, las facies oolíticas se difuminan. Las dolomías

forman vastos afloramientos, como el Puig d'es Aguila, al NO de Cala Ratjada, la mayor parte del macizo de las grutas de Artá y la Sierra de Son Jordi.

Sin embargo, está presente la serie calcárea jurásica. En 1968 hemos podido caracterizar el *Kimmeridgiense* con *Simosphinctes rachistrophus* Gem. (R. BOURROUILH y J. R. GEYSSANT), en la Sierra de S'Heretat, al NO de las grutas de Artá. El Kimmeridgiense está constituido allí por calizas microcristalinas con Saccocómidos de concha fina, en bancos regulares, frecuentemente entrecortados por superficies endurecidas con Ammonites.

1. Cala Ratjada

Allí los afloramientos de calizas jurásicas son reducidos.

La masa imponente de la Atalaya de Jaumell y del Puig d'es Aguila, al NO de Cala Ratjada, está constituida por dolomías, la mayoría mesocristalinas (126 a 130-64).

Hacia la cumbre de Jaumell los bancos calcáreos (131, 132-64) muestran al microscopio la estructura de la caliza primitiva, con intraclastos. Estos tipos de calizas ya se han encontrado en la parte NO, cerca de la Ermita de Artá (ver antes), donde se sitúan por debajo de los niveles con «Protoglobigerinas».

2. Cap Vermey

A. GRUTAS DE ARTA

Se ven de ONO a ESE (fig. 136):

1) Dolomías masivas que culminan en Cova Negre (252 m.) y en Puig Negre (225 m.).

2) Calizas masivas con intercalaciones de bancos un poco más margosos.

Muestreadas por debajo de la carretera de las grutas de Artá, han mostrado (fig. 136, lám. 75, fig. 2): primero calizas con fondo mesocristalino, con zonas microcristalinas o finamente cristalinas, con intraclastos indurados no yuxtapuestos (77-69), coronadas por calizas criptocristalinas con vacuolas, que contienen Gasterópodos lisos (78, 79, 81 a 84-69), con intercalaciones de calizas mesocristalinas con zonas microcristalinas y con bolas no yuxtapuestas (80-69).

B. FLANCO NE

1) El macizo está muy tectonizado y la serie precedente está recu-

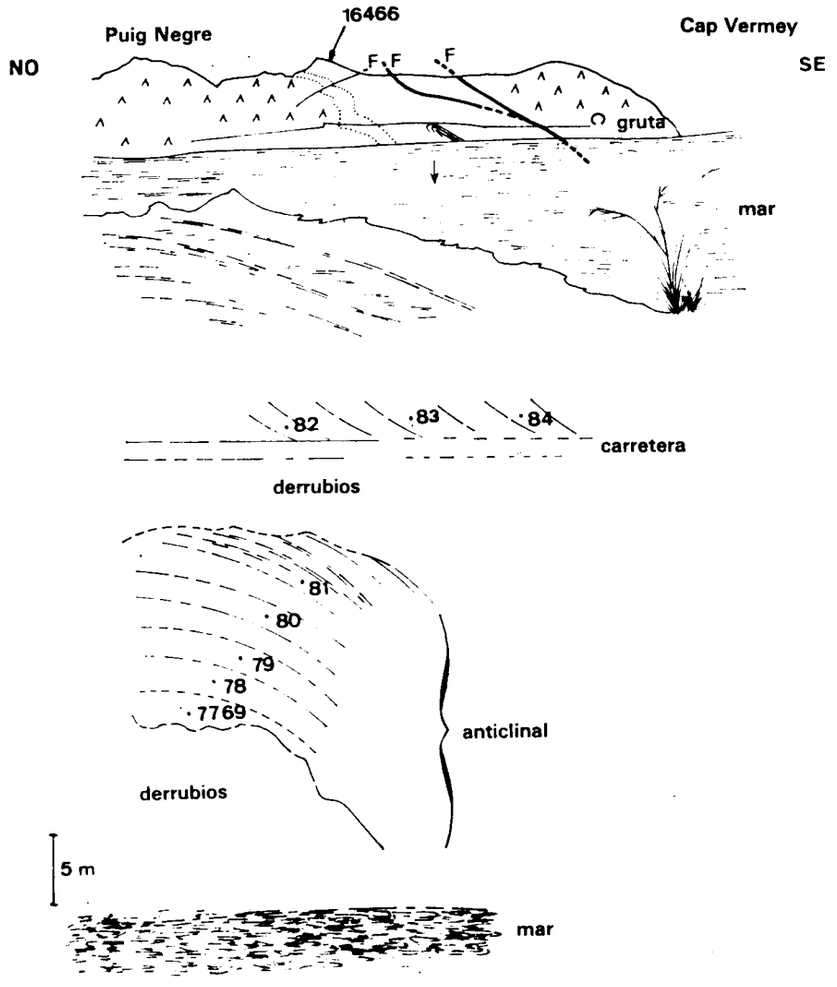


Figura 136.—El Jurásico de las grutas de Artá.

bierta anormalmente por dolomías que cabalgan hacia el NO (1, fig. 137) coronadas por:

2) Calizas masivas, estratificadas, potentes (60 a 80 m.), con intraclastos, de la misma facies que 77-69, pero muy dolomitizadas (175-66).

3) 6 m. de caliza en bancos más delgados, finamente estratificados,

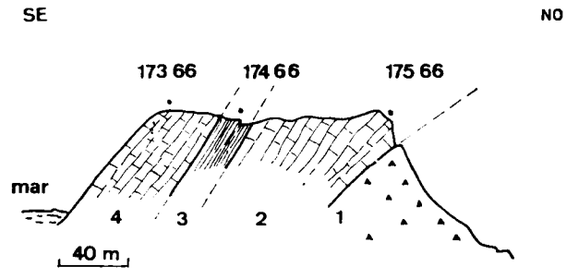


Figura 137.—El Jurásico de Cap Vermey.

separados por juntas endurecidas que evocan superficies endurecidas, con Ammonites que H. TINTANT piensa que pueden atribuir al Oxfordiense.

4) Más de 30 m. de calizas masivas, gris claro, con venas de calcita, con escasos sílex y con Ammonites mal conservados. Estas calizas microcristalinas a criptocristalinas con vacuolas tienen la misma microfacies que las calizas 81 a 84-69.

3. Na Peñal

Al SO de Son Servera, en Na Peñal, se ven (fig. 138):

1) Dolomías.

2) Calizas dolomíticas pasando a calizas oolíticas con fondo mesocristalino basto que engloba oolitos, cuarzo detrítico y *Trocholinas* (233-70).

3) Calizas microcristalinas a mesocristalinas, con bolas, intraclastos y restos recristalizados de Crinoides (232).

Estas calizas tienen (231 b, 231) niveles de sílex brechoide.

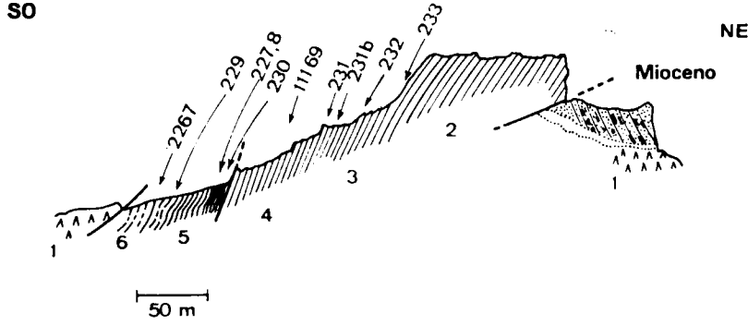


Figura 138.—Jurásico de Na Peñal.

4) Calizas recristalizadas, con fondo mesocristalino medio a basto, que sustituye al cemento criptocristalino primitivo y también a una parte de los elementos (los que subsisten son intraclastos y Trocholinas, en parte transformadas en su periferia: 119-69).

5) Neocomiense.

Este corte, muy tectonizado, en el que las calizas están frecuentemente recristalizadas o han sido dolomitizadas, sólo se cita para mostrar la extensión de las calizas oolíticas.

4. Conclusiones sobre el Jurásico del Sudeste

Los cortes precedentes permiten observar:

1) Fenómenos más acentuados de dolomitización.

2) Una disminución de las facies de redistribución (calizas oolíticas, corrimientos o deslizamientos submarinos). Sin embargo, las calizas oolíticas están presentes, con las características que tenían en el NO y en el centro, pero son más potentes (Na Peñal).

3) Una serie de caliza más condensada con niveles indurados, con numerosos Ammonites. La facies de estos niveles es del tipo «Ammonítico-Rosso». Algunos pertenecen al Oxfordiense, otros al Kimmeridgiense.

Estas características evocan un talud submarino o una zona próxima a un talud submarino.

3. CONCLUSIONES GENERALES SOBRE EL JURASICO

1. LIMITES

El límite inferior del Jurásico es teórico. Hay un paso rápido, pero gradual, entre las facies del Triásico Superior y las dolomías jurásicas. El límite inferior del Jurásico se sitúa en la base de las dolomías masivas, compactas.

El límite superior del Jurásico está señalado por fenómenos que han perturbado la sedimentación. El Titónico falta localmente, quitado por erosión submarina.

2. DOLOMITIZACION

La dolomitización se desarrolla irregularmente, según un frente que puede alcanzar diferentes niveles del Liásico, Dogger o Malm. Por encima del Keuper, las dolomías masivas pueden alcanzar 200 a 300 m. de potencia, sustituyendo en gran parte a una serie originalmente caliza, que llega hasta los niveles con Saccocómidos del Malm. Las dolomías son generalmente mesocristalinas, macrocristalinas y a veces brechoides.

3. SERIE ESTRATIGRAFICA

El Jurásico presenta algunas variaciones de un corte a otro.

1. El Liásico

Las dolomías supra-yacentes al Keuper pueden alcanzar hasta 200 a 300 m. de potencia. *Al NO* de la región estudiada, en la cadena montañosa de la Ermita de Artá, más próxima a la Sierra Norte, se ven incluso en estas dolomías niveles calizos con cuarzo detrítico e intraclastos, conocidos en la Sierra Norte por representar la cumbre del Liásico Medio. Por encima, aparecen calizas con vacuolas, con Ostrácodos, que sugieren un cierto confinamiento de la zona de sedimentación. Aparecen cuarzos detríticos hacia la cumbre del Liásico Superior (Puig d'en Paré).

En el *Centro* y *SE*, no se han visto estos niveles con cuarzo, pero el Liásico Medio se ha datado en las calizas con intraclastos, bolas, Gasterópodos y con *Lituosepta* gr. *recoarensis* Cati, incluso en las dolomías.

2. El Dogger

En el Dogger las facies son más uniformes.

Es una serie de calizas con «filamentos» que tiene, en el centro, Ammonites del Aaleniense y del Bajociense (B. DARDER, 1925). En la Sierra de Son Sastres, la base del Bajociense Superior está datada por Ammonites de la zona de *Strenoceras subfurcatum.*

Las calizas con «filamentos», Crinoides y Ammonites tienen *Cancellophycus* y pueden presentar bioturbaciones.

Hacia su parte superior, estas calizas tienen intercalaciones de calizas oolíticas y, localmente, niveles conglomeráticos.

La serie aumenta de potencia hacia el SO (Puig d'en Paré).

3. El Malm

Está constituido primeramente por calizas con «filamentos», Radiolarios y «Protoglobigerinas» (NO); los restos de organismos están en cantidad variable en los sedimentos, pudiendo constituir los «filamentos» la casi totalidad de la roca (lám. 76, figs. 8 a 12).

Las intercalaciones de calizas oolíticas están presentes en cantidad y frecuencia variable según los cortes. Estas intercalaciones son más

potentes en el centro (Sierra de Son Sastres), se reducen hacia el SE y no aparecen en el NE de la región estudiada.

Estas intercalaciones están formadas esencialmente por oolitos, oolitos superficiales que tienen como núcleos: cuarzo detrítico frecuentemente recrecido secundariamente, Trocholinas y bioclastos de Gasterópodos y Lamelibranquios.

Al lado de los bancos individualizados de calizas oolíticas, se ve que este material puede dispersarse en las calizas microcristalinas con «filamentos», Radiolarios...

En el centro de la región, estas intercalaciones oolíticas pueden llegar hasta el Malm con Saccocómidos. Pero pronto sólo están presentes las calizas con Saccocómidos.

Aparte de las intercalaciones oolíticas, aparecen irregularmente aportes detríticos: 1, por encima de los niveles con «Protoglobigerinas»; 2, en las calizas con Saccocómidos; 3, en el Titónico con Calpionellas.

Se trata de un material constante en su naturaleza: restos de organismos: Lamelibranquios, *Aptychus,* Gasterópodos, Foraminíferos bentónicos, Algas (como frecuentes *Clypeina jurassica),* cantos de calizas microcristalinas con Radiolarios, «filamentos» (ver en el Titónico) y con Calpionellas, mezclados a cantos de sílex.

La llegada de material detrítico a la cuenca de sedimentación de las calizas microcristalinas está acompañada de compactaciones de las capas y depositadas y de fenómenos de turbulencia.

En el Titónico Superior se producen también corrimientos y deslizamientos submarinos de los limos calizos con Calpionellas.

Estas perturbaciones submarinas están marcadas localmente por erosiones submarinas, pudiendo reposar el Berriasiense directamente sobre las calizas con Saccocómidos.

Hacia el SE, la sedimentación del Jurásico Superior está marcada por frecuentes superficies endurecidas, especialmente en el Kimmeridgiense con *Simosphinctes rachistrophus.*

4. AREA DE SEDIMENTACION

Durante el Liásico, la sedimentación de esta región es la de una zona marina poco profunda, que muestra localmente tendencia al confinamiento. El Liásico Medio con gravas de cuarzo detrítico de la cadena NO que domina la bahía de Alcudia (la más próxima geográficamente de la Sierra Norte) se parece precisamente al Liásico Medio de esta Sierra Norte.

Todavía aparece cuarzo detrítico en los niveles, probablemente del fin del Liásico, del Puig d'En Paré, siempre próximo a la Sierra Norte.

Hacia el fin del Liásico y en el Dogger, las facies se uniformizan. En general son calizas microcristalinas con organismos pelágicos de mar abierta: Radiolarios, «filamentos», que acompañan los primeros Ammonites (Aaleniense, Bajociense). Este período marca un cambio de sedimentación y un aumento de profundidad del área de sedimentación.

Durante el Dogger, llega al área de sedimentación un material formado en la plataforma continental. Esencialmente son oolitos, con una fuerte proporción de oolitos superficiales que tienen como núcleos cuarzo detrítico o Foraminíferos bentónicos. Estos oolitos, acompañados de intraclastos, están diseminados en las calizas microcristalinas o forman bancos oolíticos individualizados, intercalados en las facies de «filamentos».

Durante el Malm, sigue la sedimentación de calizas finas y se depositan calizas microcristalinas con «Protoglobigerinas», Radiolarios y Saccocómidos que coexisten frecuentemente con calizas de «filamentos».

Durante la sedimentación de estas calizas se producen de nuevo aportes de material detrítico. Estos aportes son irregulares y el material se redistribuye, o bien se dispersa en las calizas microcristalinas del Malm, o bien constituye, en el mismo seno de éstas, hiladas, incluso a veces capas individualizadas de mayor o menor espesor y extensión superficial.

Este material redistribuido, constante en su naturaleza, es mucho más detrítico que en el Dogger. Consiste en oolitos, oolitos superficiales, cantos, restos rodados de organismos, que han sido moldeados en una zona marina de menos profundidad, sobre la plataforma continental y dispersados en la zona de sedimentación del Jurásico de las Sierras de Levante, más profunda y más distal, que se debe situar al pie de una pendiente submarina.

En efecto, en diferentes momentos del Malm, pero particularmente en el Titónico, algunas capas, frecuentemente asociadas a material redistribuido, representan deslizamientos submarinos de limos calizos apenas consolidados. Por litificación darán calizas con huellas de fluencia y conteniendo numerosas Calpionellas deformadas.

Los aportes de material detrítico provocan turbulencias en el medio de sedimentación, compactaciones y estructuras sedimentarias secundarias en las capas ya depositadas o en curso de deposición.

El material redistribuido en los sedimentos jurásicos de las Sierras de Levante significa una evolución del área de sedimentación de estas Sierras y de la plataforma continental que la bordea. Esta evolución es inversa. Mientras el área de sedimentación de las Sierras de Levante se individualiza (final del Liásico y Dogger) luego aumenta de profundidad, lo que se traduce por el aumento de potencia de los depósitos y la acentuación del papel del talud submarino, la plataforma continental que la bordea no proporciona al principio nada más que sedimentos (oolitos...);

luego, poco a poco, sufre fases de emersión-erosión, que se traducen en la redistribución de un material detrítico frecuentemente abundante. Estos fenómenos pueden estar también ligados a una migración de la flexura costera del área de sedimentación jurásica de las Sierras de Levante.

El área de sedimentación jurásica del NE de Mallorca da así la imagen de una zona situada al pie de un talud submarino y cuya sedimentación está perturbada por la próxima presencia de una plataforma continental.

CAPITULO 3.—EL CRETACICO

INTRODUCCION

El Cretácico empieza generalmente por un Berriasiense detrítico. Por encima, las facies son homogéneas en los diferentes afloramientos estudiados. Son calizas margosas que frecuentemente se disgregan en escamas que van de algunos milímetros a un metro. Al nivel del Hauteriviense Superior-Barremiense, esta facies toma un aspecto de alternancias, repitiéndose calizas margosas y bancos más margosos.

El nivel más reciente que se ha podido datar es el Barremiense. Sin embargo, no se trata del techo de la serie sedimentaria cretácica, en la que podrían existir niveles más recientes.

ANTECEDENTES

1879.—H. HERMITE reconoce el Neocomiense en varios puntos de las Sierras de Levante.

1913, 1915.—B. DARDER menciona, después de HERMITE, *Crioceras duvali, Desmoceras difficile* y *Aptychus,* citando, equivocadamente, Equinodermos del Cretácico Superior.

1922.—P. FALLOT se vale del «Cretácico Superior» de DARDER.

1925.—B. DARDER rectifica la edad de los Equinodermos, encontrados cerca de S'Alqueria Veya (depresión de Ca'n Monseriu, al E inmediato de la Ermita de Artá), y que son *neocomienses.* B. DARDER señala también la presencia de «Valanginiense nerítico» (1) en la región de la Ermita de Artá.

1932.—Los mapas geológicos de B. DARDER dan una distribución de los principales afloramientos del Cretácico.

En 1970 hemos relacionado el «Valanginiense nerítico» de DARDER al Berriasiense Medio-Superior constituido de coladas de limos calizos con restos de organismos de la plataforma continental. Estas coladas mar-

(1) Por Valanginiense, B. DARDER entendía la base del Cretácico.

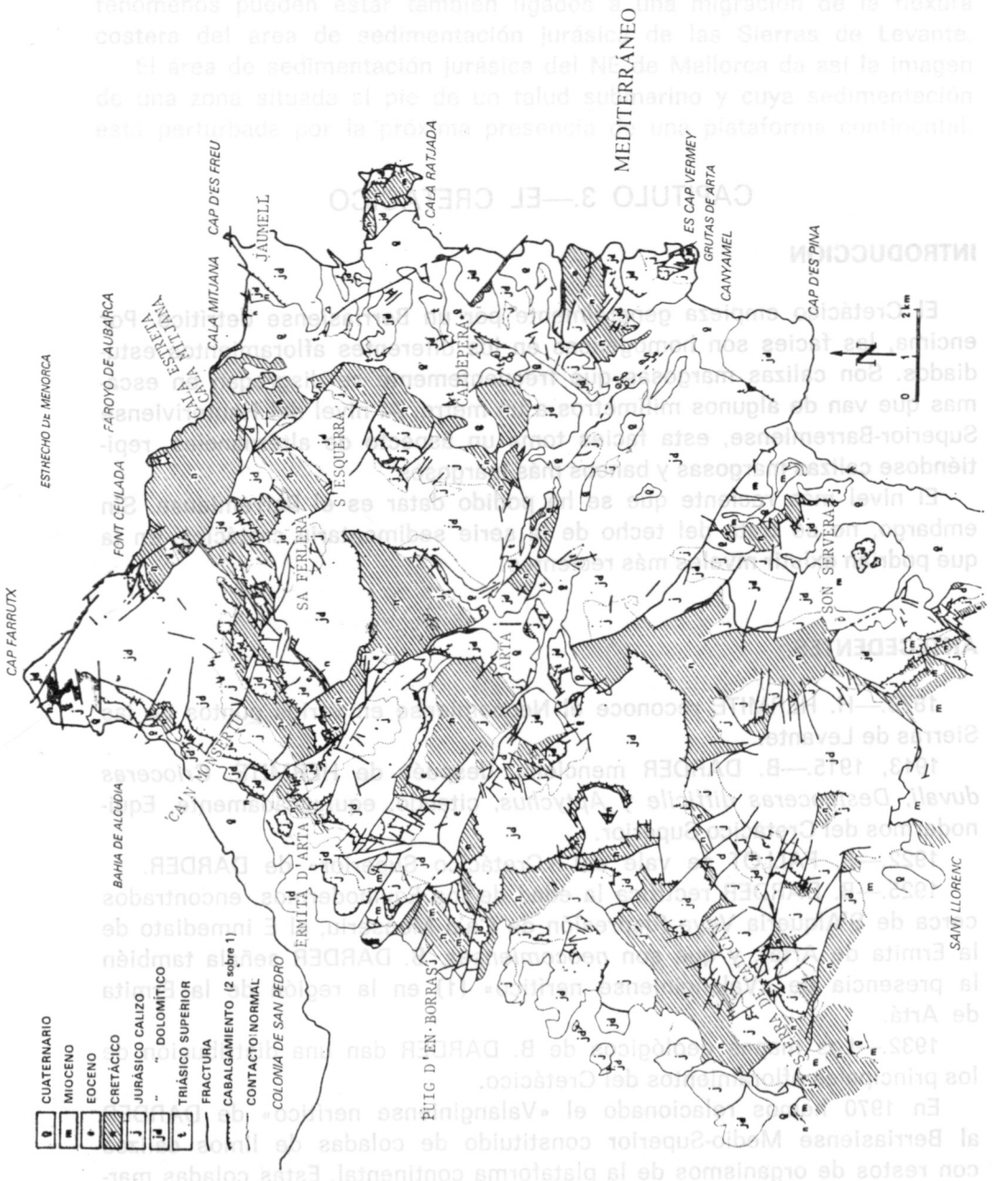


Figura 139.—Distribución de los afloramientos del Cretácico en el NE de las Sierras de Levante.

can la existencia de un talud submarino que bordeaba el área de sedimentación del Cretácico Inferior de las Sierras de Levante, que era un área marina profunda, y no nerítica, como se pensaba hasta ahora.

1. DISTRIBUCION

El Cretácico se opone morfológicamente al Jurásico: sus calizas margosas blandas forman gran parte de las depresiones que separan las cadenas montañosas de las Sierras de Levante, constituidas por Jurásico.

2. ESTRATIGRAFIA

1. EL BERRIASIENSE

1. Noroeste

B. DARDER había señalado en la cadena montañosa de la Ermita de Artá *«Natica leviathan»* y «facies neríticas del Valanginiense».

A) ERMITA DE ARTA

Descansando sobre el Jurásico Superior con Saccocómidos, el Berriasiense del torrente de Sa Junquera no se distingue morfológicamente del Jurásico Superior.

Volviendo al corte, figura 122, se ven de abajo a arriba:

9b) 2,5 m. de calizas masivas, microcristalinas, con Saccocómidos, que dan una barra morfológica (143, 162-70).

9c) 8 m. de calizas estratificadas, microcristalinas, con *Calpionella alpina* Lor., escasas *Crassicolaria intermedia* (Dur. Delga), *Crassicolaria brevis* Rem., *Tintinnopsella carpathica* (Murg. y Fil.) (161-70), que representan al Titónico Superior.

10) Por encima se desarrolla el Cretácico Inferior en 40 ó 50 m. de potencia. Son margo-calizas y calizas escamosas microcristalinas.

La base está constituida por calizas microcristalinas (142-70) con *Calpionellopsis oblonga* (Cad.), *Calpionellopsis* sp., *Lorenziella hungarica* (K. y N.), *Remaniella dadayi* (Knauer), *Tintinnopsella carpathica* (Murg. y Fil.), *T. longa* (Col.), y *Nannoconus* gr. *steinmanni* Kampt., luego calizas microcristalinas con (141-70) *Calpionellopsis oblonga* (Cad.), *Remaniella cadischiana* (Col.) y *Tintinnopsella carpathica* (Murg. y Fil.) del Berriasiense Superior.

Por encima, las calizas microcristalinas (140-70) con Radiolarios, espícu-

las de Esponjas y *Nannoconus steinmanni* Kampt. rematan el Cretácico Inferior.

11) Conglomerado Mioceno ligeramente despegado.

Variación lateral de la base del Cretácico

Al NE inmediato de la Ermita, el límite entre los niveles 9b) y 9c) se hace más detrítico y una muestra (199-66), tomada en la orilla izquierda del torrente d'Es Coco (fig. 140), muestra una caliza biodetrítica con *Trocholina alpina* Leup., *T. elongata* Leup., *Cayeuxia* sp., con restos de Aptychus, Crinoides y con cantos de calizas microcristalinas con *Calpionella alpina* Lor.; *Tintinnopsella carpathica* Murg. y Fil. (Titónico Superior), de caliza microcristalina con *Lorenziella plicata* Rem., *Lorenziella* sp. (Berriasiense).

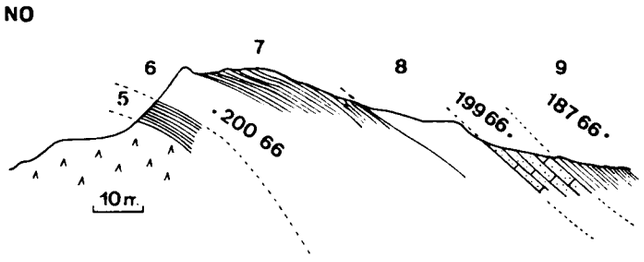


Figura 140.—Berriasiense de la Ermita de Artá.

Conclusiones

La base del Cretácico de la Ermita de Artá toma localmente una facies detrítica en la que los cantos del Titónico Superior y del Berriasiense están resedimentados.

B) PIE O DEL PUIG SON DE COR

Descansando sin discordancia ni abarrancamiento sobre el Titónico Medio con Saccocómidos estudiado antes (fig. 126, nivel 12), muestra (378-69), se ven sucesivamente (fig. 141):

13) 10 m. de calizas poco estratificadas, claras, con escasos sílex. Primeramente (379-69) son calizas microcristalinas con: *Calpionella alpina* Lor. (escasas), *C. elliptica Cad.* (bastante escasas), *C.* gr. *alpina* Cad. (escasas), *Calpionellopsis* cf. *oblonga* (muy escasa), *Tintinnopsella carpathica*

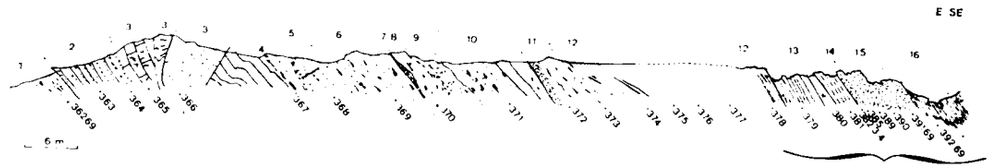


Figura 141.—El Berriasiense del pie O del Puig Son de Cor.

(Murg. y Fil.) (forma alta), *T. longa* (Col.) (escasas), *Lorenziella hungarica* Knauer y Nagy (escasa), *Lorenziella* sp.

Esta microfacies prosigue hasta la cumbre del nivel 13), donde la muestra 381-69 ha dado, además de numerosas Calpionellas deformadas (1): *Calpionella alpina* Lor., *C. elliptica* Cad. (muy frecuente), *Lorenziella hungarica* K. y N., *Remaniella cadischiana* (Col.) (escasas), *T. carpathica* (Murg. y Fil.) (muy frecuente, deformados).

Sin embargo, estas calizas microcristalinas encierran nódulos de la talla del puño, de textura diferente: son nódulos calizos con aglomerante micro o mesocristalino con bioclastos de Crinoides, Aptychus, Gasterópodos y Foraminíferos: *Trocholina alpina* Leup., *T. elongata* Leup., *Nautiloculina* sp. e intraclastos microcristalinos con *Calpionella alpina* Lor., *C. elliptica* Cad., *C.* cf. *elliptica* Cad., *Tintinnopsella carpathica* (Murg. y Fil.) (380-69, 380b-69) y oolitos superficiales...

Este nivel 13) concierne al límite Berriasiense Medio-Berriasiense Superior, que se caracteriza por la llegada al área de sedimentación, donde se depositan calizas microcristalinas con Calpionellas, de nódulos de textura diferente que contienen fragmentos de organismos de la plataforma continental mezclados a intraclastos con Calpionellas. Se trata así de una sedimentación provocada por la existencia de un talud submarino. El material arrastrado en profundidad provoca, durante su recorrido y a su llegada, turbulencias (deformaciones de Calpionellas e intraclastos con Calpionellas).

14a) Por encima la facies cambia bruscamente: viene un grueso banco calizo de 1,5 m., que es un *verdadero conglomerado* (fig. 141 y detalle en fig. 142) que contiene restos de Encrinus, Belemnites, Aptychus, sílex rodados y cantos de caliza (lám. 77, fig. 1). En lámina delgada, son microconglomerados con aglomerante macrocristalino o mesocristalino con los bioclastos anteriores y además *Trocholina alpina* Leup., *T. elongata* Leup.,

(1) Estas Calpionellas han sido deformadas en el sedimento, y adoptan así frecuentemente el aspecto de «especies» particulares, tales como «*Amphorellina*».

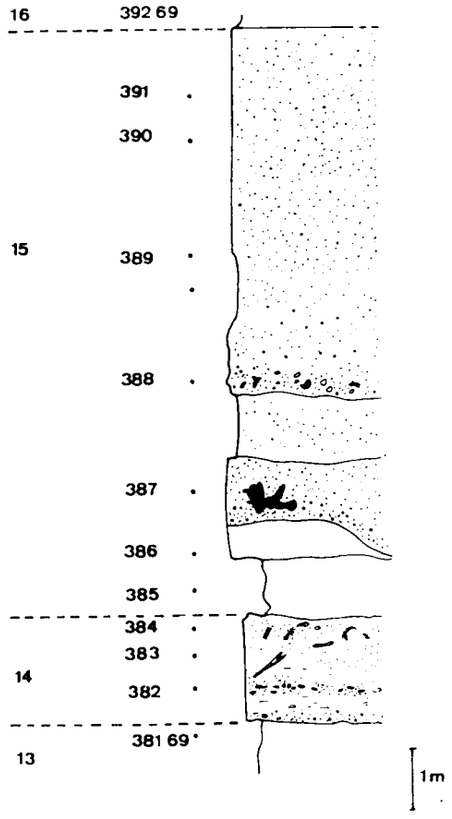


Figura 142.—Sedimentología del Berriasiense al pie O del Puig Son de Cor.

fragmentos de caliza microcristalina con *Calpionella alpina* Lor., *Tintinnopsella carpathica, T. longa* (382 a 384-69), con *C. alpina, C. elliptica, C.* gr. *alpina,* verdaderos cantos de caliza con pequeñas *C. alpina, Crassicolaria parvula* Rem., estos últimos proceden de las capas consolidadas del límite Titónico-Berriasiense.

14b) Este banco detrítico basto es seguido por un banco de granulometría más fina, pero con grumos más bastos. De 50 cm. a 1 m. de espesor, es una caliza microcristalina (385-69) con *Calpionella alpina, C. elliptica* (muy frecuente), *Tintinnopsella carpathica, T. longa* y con *Calpionellas* resedimentadas como *Crassicollaria* gr. *intermedia* (Dur. Delga).

Este nivel representa la continuación del deslastre de la colada submarina densa que ha depositado el banco basto 14a).

15a) Este término complejo está separado del nivel 14b) por una junta arcillosa. Con una potencia de 1,5 m., está constituido:

— en su base, por una caliza microcristalina (386-69) con Calpionellas deformadas *(C. alpina, C. elliptica, L. hungarica, R. cadischiana, T. carpathica* (formas pequeñas), *T. longa).*
— de espesor no constante, esta base de banco de granulometría fina tiene sobrepuesto en continuidad un episodio detrítico basto (lám. 77, fig. 2) presentando (387-69), además de los caracteres del nivel 14a), cantos con *C. alpina* y *T. carpathica,* con *C. alpina* y *Crassicollaria parvula,* del límite Titónico-Berriasiense, y *Pseudocyclammina* sp., *Textulariella* sp.

Los caracteres sedimentológicos de este término son los mismos que los de las «calizas alodápicas» de D. MEISCHNER (1964).

15b) Banco detrítico más fino.

15c) Banco detrítico granoclasificado presentando las mismas características micropetrográficas que los términos 14a) y 15a) (parte superior) con, además, en estado de bioclastos: *Protopeneroplis striata* (Weynsch.) (388-69), *Bacinella irregularis* (388, 389-69) y cantos de caliza microcristalina con (391-69), *C. alpina, T. carpathica, C.* gr. *elliptica* (forma media, muy frecuente), *Crassicollaria parvula* (frecuente), *T. carpathica* de pequeño cuello. Este último canto proviene de las capas del Titónico terminal.

16) Por encima, las facies detríticas desaparecen. El Cretácico Inferior sigue con calizas margosas con meteorización escamosa, microcristalinas con: (392, 393-69): *C. alpina, Calpionellopsis* cf. *simplex* (Col.), *Calpionellopsis oblonga* (Cad.) (frecuente), *R. cadischiana* (Col.), *T. carpathica* (frecuente), deformados, *T. longa, Lorenziella* sp., a los que se mezclan *Cadosina fusca,* deformadas.

Estos niveles datan el Berriasiense Superior.

Conclusiones

En esta región, la base del Cretácico empieza por facies detríticas.

Su estudio sedimentológico ha permitido poner de manifiesto, y especialmente al pie O del Puig Son de Cor:

— 1) Un hiato más o menos importante de la parte superior del Jurásico Superior y del Berriasiense Inferior-Medio (pro-parte).
— 2) Este hiato parece resultar de erosiones submarinas más que de una fase de no deposición.
— 3) En efecto, los aportes detríticos que se producen en el límite Berriasiense Medio-Superior resedimentan cantos de calizas con Calpionellas del Titónico Superior y del Berriasiense Infe-

rior, niveles que faltan en el corte de Son de Cor, donde el Titónico con Saccocómidos está coronado directamente por el Berriasiense detrítico.

Por el contrario, en la Ermita de Artá —y en otros cortes de esta región— el hiato es menos importante entre el Titónico y los niveles detríticos que, localmente, sólo se traducen en niveles de Calpionellas deformadas (turbulencias).

— 4) Los niveles detríticos representan deslizamientos de fangos submarinos, más o menos cargados en material clástico. Representan la existencia de un talud submarino y su llegada a la zona de sedimentación se acompaña de turbulencias (micro-resedimentación de niveles finos, compactación de las capas ya depositadas, etc.).

— 5) El material detrítico comporta cantos de sílex, restos de organismos de la plataforma continental y oolitos superficiales, lo que indica la naturaleza de la sedimentación sobre esta plataforma continental afectada de fases de emersión-erosión. Con ocasión de su desplazamiento hacia la zona de mayor profundidad, este material se incorpora fragmentos de calizas con Calpionellas ya depositadas.

2. Centro

SA DUAYA DE ABAIX

De O hacia E, se ven sucesivamente (fig. 143 b y lám. 77, fig. 3):

1) Anticlinal de núcleo Jurásico de Sa Ferlera, volcado al NO.

2), 3), 4) y 5) Sinclinal de Puig de S'Esquerra, volcado al NO. Los niveles 1) y 5), 2) y 4) se corresponden.

6) Dolomías jurásicas cabalgantes de Es Castellals.

El corte del flanco normal del anticlinal de Sa Ferlera al nivel del camino de Sa Duaya de Abaix permite estudiar el tránsito del Jurásico al Cretácico. Este corte se completa con otro lateral que va de Sa Ferlera a S'Esquerra.

1. *Camino de Sa Duaya de Abaix*

Se ven de O a E (fig. 143 a), reposando directamente sobre dolomías masivas luego con sílex (186-64), calizas microcristalinas con Saccocómidos de concha fina, Radiolarios y *Globochaete alpina* (187 a 197-64), y *Lamellaptychus* sp. (190-64), *Punctaptychus* gr. *punctatus* (194-64).

Estas calizas están coronadas por calizas más masivas (resalto topográfico), microcristalinas, con:

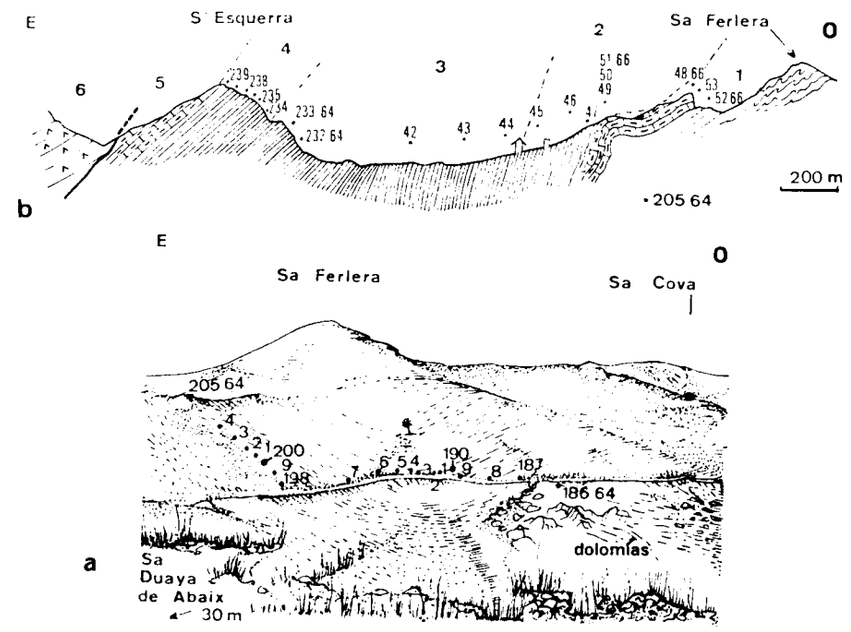


Figura 143.—a: Corte del camino de Sa Duaya de Abaix. b: Corte de Sa Ferlera-S'Esquerra.

198-64.—*Crassicollaria* cf. *brevis* Rem. (escasos), *Cr. intermedia* (Dur. Delga) (frecuentes), *Cr. massutiniana* (Col.) (frecuentes), *Cr. parvula, Calpionella alpina* Lor. (forma grande) (frecuentes).

199-64.—*Crassicollaria brevis* (frecuente), *Cr. intermedia, Cr. massutiniana* (muy frecuente), *Cr. parvula, Calpionella alpina* (escasa).

200-64.—*Crassicollaria parvula* Rem. (frecuente), *Cr. intermedia* (frecuente), *Cr. massutiniana* (frecuente), *Calpionella alpina* (muy frecuente), *C.* gr. *elliptica* (frecuente).

201 y 202-64.—*Crassicollaria parvula* (frecuente), *Cr. massutiniana* (frecuente), *Cr. flandrini* (Dur. Delg. en lit.), *Crassicollaria* sp. (aplastada, pareciéndose a *Cr. intermedia*), *Calpionella alpina* (frecuente) y *Nannoconus* sp. Muchas de las Calpionellas han sido deformadas con ocasión de la sedimentación.

203-64.—*Crassicollaria parvula, Calpionella alpina* (frecuente), *Globochaete alpina* y *Nannoconus* gr. *steinmanni* Kampt. (muy frecuente).

204-64.—*Calpionella alpina, Crassicollaria parvula,* contacto anormal.

205-64.—Caliza microcristalina con Saccocómidos.

Conclusiones

Las calizas con Saccocómidos están encima de las dolomías y son seguidas por:

1.° El Titónico Superior con Calpionellas (198 a 200-64).

2.° El mismo, seguido por el Berriasiense basal e Inferior con Calpionellas (202 a 204-64).

El tránsito del Titónico Superior al Berriasiense es progresivo en este corte. Estos niveles no han sido erosionados, pero los sedimentos han sido perturbados con ocasión de su depósito, como testimonian las Calpionellas deformadas.

2. *Sa Ferlera-S'Esquerra*

Pasando la cresta de calizas con Saccocómidos (205-64, fig. 143 a y b) se ven sucesivamente:

Calizas microcristalinas con Calpionellas deformadas: *Calpionella alpina, C. elliptica, Remaniella cadischiana, T. carpathica* (179-64) del Berriasiense Medio, seguidas de calizas con (178-64) intraclastos, Miliólidos, restos de Equinodermos, etc. Calpionellas deformadas como *T. carpathica, Calpionellopsis oblonga* (Cad.) (bastante frecuentes) del Berriasiense Superior, seguidos por calizas microcristalinas con espículas de Esponjas, Radiolarios, *Nannoconus steinmanni* Kamptner (177, 176, 175-64) (Valanginiense-Barremiense).

Lateralmente, en una transversal que une las cumbres de Sa Ferlera y S'Esquerra, se ven (fig. 143 b):

1) Calizas en bancos masivos, con sílex, microcristalinas, con Radiolarios y Saccocómidos (52 y 53-66), formando un pequeño resalto, luego:

2) Calizas estratificadas, con sílex, microcristalinas, cuya base, muestreada un poco más al SO, ha dado:

49-66.—*Calpionella alpina, Crassicollaria* gr. *intermedia, Cr. parvula.*

50-66.—*Calpionella alpina, Crassicollaria parvula.*

51-66.—*Calpionella alpina, Crassicollaria* sp., *Cr. parvula,* es decir, el Titónico Superior y el tránsito al Berriasiense basal coronados por calizas con *Calpionella alpina, C. elliptica, Remaniella cadischiana* (47-66) a los que hay que añadir *Tintinnopsella carpathica* (46-66), es decir, el Berriasiense Medio. Por encima, y más lejos, el Valanginiense queda datado por calizas microcristalinas con *Calpionellites darderi, Tintinnopsella carpathica, T. longa* (45-66).

3) Todavía por encima desaparecen las Calpionellas. Forman el fondo del sinclinal, representando los niveles comprendidos entre el Valanginiense y el Barremiense, facies de margo-calizas y calizas escamosas con *Nannoconus steinmanni,* Radiolarios, espículas de Esponjas (44, 43-66) a los que se añaden *Spirillina* sp. (42-66).

4) Estas facies alcanzan la barra morfológica del Puig de S'Esquerra (232-64, 233-64), luego se encuentra el homólogo del nivel 2) en flanco inverso:

234-64.—Caliza microcristalina con *Calpionella alpina, C. elliptica, Calpionellites darderi, Remaniella cadischiana, Lorenziella hungarica* (Valanginiense Inferior-Berriasiense Superior).

235-64.—*Lorenziella hungarica, Remaniella cadischiana, Tintinnopsella carpathica.*

236-64.—*Calpionella elliptica, Remaniella cadischiana.*

237-64.—*Calpionella alpina, Remaniella cadischiana.*

238-64.—*Calpionella alpina, C.* gr. *elliptica, Crassicollaria parvula* (Berriasiense basal a Titónico terminal).

239-64.—*Calpionella alpina, C.* gr. *elliptica, Crassicollaria intermedia* (Titónico Superior).

Este último nivel muestra Calpionellas muy deformadas, englobadas en una matriz caliza que presenta trazas de corrimiento, fluencia. Estas calizas han sido depositadas por una colada de fango.

Conclusiones

Durante el Titónico Superior y el Berriasiense se han producido corrimientos de fangos. En esta región no son perceptibles erosiones submarinas importantes.

2. EL VALANGINIENSE Y EL HAUTERIVIENSE

Por encima del Berriasiense y en el conjunto de la región estudiada, los depósitos del Cretácico Inferior son homogéneos. Son calizas margosas, con pátina amarillenta, de fractura gris, que toman muy frecuentemente una meteorización escamosa.

Estos niveles presentan caracteres constantes. Aquí sólo describiremos los de la depresión de Ca'n Monseriu y un yacimiento cercano al Puig Poy Farina.

La depresión de Ca'n Monseriu se alarga de SO a NE entre las cadenas del Jurásico de la Ermita de Artá, del Puig Figuer y del Puig Son de Cor (fig. 144 a):

1) Al pie O del Puig Son de Cor, por encima del Berriasiense detrítico (fig. 142), las calizas escamosas con Aptychus son microcristalinas y tienen (730 a 733-63): *Calpionellopsis simplex* (Col.), *Calpionellites darderi* (Col.), *Tintinnopsella carpathica* (Murg. y Fil.) (forma con collar orlado), *T. longa* (Col.), Radiolarios y *Nannoconus steinmanni* Kampt. Algunos niveles tienen también restos de Equinodermos, Lamelibranquios, Textuláridos (731) o presentan Calpionellas deformadas.

Estas calizas margosas engloban también nódulos más duros de naturaleza diferente. Son (734-63) calizas con cemento micro o mesocristalino, con bioclastos de Crinoides y Lamelibranquios, con *Trocholina alpina, T. elongata,* Textuláridos, intraclastos y escasos oolitos superficiales. Estos nódulos se han formado en una zona de menos profundidad que la del área de sedimentación de las calizas margosas valanginienses.

2) A algunas decenas de metros de la bifurcación de las carreteras de la Ermita y de la Atalaya de Morey, en el arcén de la carretera de la Atalaya, se ven calizas margosas con *Cancellophycus,* conteniendo (clasif. M. DURAND DELGA y S. GASIOROWSKI): *Lamellaptychus* cf. *didayi* Coquand, *Lamellaptychus* del grupo D, subgrupo indet., *Lamellaptychus* gr. D. especie indet., *Lamellaptychus* gr. indet., Ammonites como (clasif. J. SORNAY): *Holcostephanus jeannotti* (d'Orb.) y Belemnites (indet.).

En lámina delgada, estas calizas son microcristalinas con *Nannoconus steinmanni* Kamp., Radiolarios, Foraminíferos («*Spirillina*» curvadas, Lagénidos), escasos Ostrácodos, pequeños restos de Equinodermos (bastante frecuentes) y restos de Aptychus (53-63, 727 a 729-63, clasif. M. DURAND DELGA).

La edad de estas calizas es Valanginiense Superior-Hauteriviense Inferior, tal vez incluso solamente Hauteriviense Inferior.

Las calizas que siguen son microcristalinas y están enriquecidas en Radiolarios y espículas de Espongiarios (775, 776-63). Estas microfacies siguen hacia el SE, hasta ser cabalgadas por las dolomías jurásicas del Puig Figuer. En la proximidad del cabalgamiento la microfacies de las calizas cretácicas (39-69) es idéntica a las microfacies del Valanginiense Superior-Hauteriviense, lo que indica que el flanco SE del sinclinal de Ca'n Monseriu está invertido.

Es hacia la granja de S'Alquería Veya donde Darder ha recogido Equinodermos neocomienses (fig. 144 a).

3) Siguiendo el cabalgamiento de las dolomías del Puig Figuer hacia el NE se ve en el collado de Es Niu d'Es Pilot que el Cretácico Inferior cabalgado está siempre constituido por calizas margosas (40-69) de la misma microfacies que la muestra 53-63 (o 39-69), pero tiene nódulos o hiladas de naturaleza diferente, mesocristalinas, con Textuláridos, etc. (igual microfacies y observaciones que anteriormente para la muestra 734-63).

Geométricamente por encima de estas calizas de microfacies Valanginiense Superior-Hauteriviense aparece el Valanginiense más antiguo con Calpionellas (44-69): *Calpionellites darderi, T. carpathica,* lo que confirma que está volcado el flanco SE del sinclinal de Ca'n Monseriu.

He visto estos nódulos o hiladas de diferente naturaleza de una manera constante en los niveles que están por encima del Berriasiense detrítico y bajo el Barremiense datado.

4) Cerca del Puig Poy Farina, al NO, el Hauteriviense Superior-Barremiense Inferior está datado en las calizas microcristalinas con Radiolarios, espículas de Espongiarios (21-66) y *Lamellaptychus* gr. *atlanticus* (Hennig) (clasif. M. DURAND DELGA) (fig. 144 a).

Conclusiones

Durante el Valanginiense y el Hauteriviense hay una uniformización aparente de la sedimentación, pero la presencia, en las calizas microcristalinas con Calpionellas, de nódulos de calizas formados originalmente en la plataforma continental, pone de manifiesto todavía la existencia de un talud submarino. Se ven, sin embargo, más cantos de sílex o calizas, que representarían erosiones, lo que indica ciertamente una estabilización de la plataforma continental después del Berriasiense Superior.

3. EL BARREMIENSE

Por encima de las calizas escamosas del Neocomiense, las calizas cretácicas toman el aspecto de alternancias de bancos calizo-margosos compactos y duros y bancos algo más margosos y blandos. En seguida dejan de contener nódulos calizos. Estas características son muy visibles en la costa NE, hacia la Cala Mesquida. Estos depósitos son potentes. Su potencia puede estimarse del orden de 200-300 m., tal vez más.

En esta serie que sigue al Neocomiense escamoso, el Barremiense sólo se ha datado en un punto.

500 m. antes de llegar a Cala Mesquida, la trinchera de la carretera que viene de Artá ha dado (clasif. M. DURAND DELGA y S. GASIOROWSKI): *Lamellaptychus* gr. D., *angulocostatus* var. cf. *atlantica* (Henn.), *L. angulocostatus* nov. var. aff. *cristobalensis, L. angulocostatus* var. indet., *L. angulocostatus* cf. forma típica, *L. angulocostatus,* dos variedades, *Lamellaptychus* gr. D., *Lamellaptychus* gr. indet.

En lámina delgada (900-63), es una caliza microcristalina, con Radiolarios (frecuentes), *Nannoconus* «abiertos» en cono, Ostrácodos (escasos), *Spirillina* sp., restos de Equinodermos y escasas espículas de Espongiarios (clasif. M. DURAND DELGA).

Conclusiones

La desaparición de los nódulos procedentes de la plataforma continental revela la reducción del papel del talud submarino durante el Barremiense. Esta reducción representa un aumento de profundidad de la zona de depósito, que además se señala por la acumulación rápida de sedimentos homogéneos y potentes, que tienen el aspecto de alternancias.

El Barremiense, por el momento, sólo está datado en un punto. Por encima del yacimiento fosilífero siguen las calizas margosas, que hacen presagiar la existencia de niveles más recientes.

3. ESTUDIO REGIONAL

No mencionaré aquí nada más que algunos puntos de detalle que conciernen a:

1.° La frecuencia de nódulos o de hiladas de calizas mesocristalinas con organismos de la plataforma continental, representando facies redistribuidas en las calizas microcristalinas del Cretácico de las Sierras de Levante.

2.° El corte de la costa NE, que va desde Cala Estreta a la Atalaya de Son Jaumell.

1. NODULOS E HILADAS PROCEDENTES DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL

1. Puig d'en Borrás

El Cretácico Inferior (Valanginiense-Hauteriviense) del Puig d'en Borrás (cadena montañosa NO, al SO inmediato de Bec d'en Farrutx) muestra calizas margosas, microcristalinas que se han depositado en el estado de *fangos* calizos, procedentes de deslizamientos viscosos submarinos y con numerosos nódulos que rebasan el tamaño del puño y que son:

— o nódulos de la misma naturaleza que el material encajante, procedentes, por tanto, de turbulencias que provocan la ablación de las capas ya depositadas,

— o bien, más frecuentemente, nódulos de naturaleza diferente del material encajante. Entre ellos, uno de ellos (91-71) es una caliza microcristalina fina a basta con *Trocholina alpina* L., *Trocholina elongata* L., fragmentos de Gasterópodos bentónicos turriculados (*Nerinea* sp.) o troncocónicos, fragmentos de Lamelibranquios, Equinodermos, Algas y numerosos intraclastos.

Esta caliza se formó originalmente en la plataforma continental, más exactamente en un entorno arrecifal (facies de beach-rock).

2. Cala Ratjada

La Punta d'es Faroyos está constituida por calizas microcristalinas con Radiolarios, espículas de Esponjas, pequeñas esquirlas de cuarzo (697-63) y escasas Calpionellas: *Tintinnopsella longa* (691-63) o *T.* sp. (693, 695, 696-63).

Algunos bancos presentan nódulos o hiladas (692-63) de caliza mesocristalina con intraclastos, cuarzo, *Trocholina* sp., *Pseudocyclammina* sp. (habiendo aglomerado cuarzo).

Conclusiones

Al NO tanto como al SE, las calizas cretácicas tienen nódulos procedentes de la plataforma continental de la época y revelando la presencia de un talud submarino. Hacia el SE, los nódulos contienen cuarzo detrítico.

2. CORTE DE CALA ESTRETA A JAUMELL

El mapa de B. DARDER (1932) menciona un anticlinal de núcleo Jurásico que interrumpe la serie cretácica entre Cala Mitjana y Cala Mesquida (costa NE).

He rehecho el estudio de esta región. El anticlinal de núcleo Jurásico no existe.

Desde Cala Estreta hasta la base del cabalgamiento de las dolomías de Jaumell, las diferentes muestras que he tomado (fig. 144 b) son todas calizas microcristalinas con Radiolarios, del Cretácico.

Además, contienen a menudo espículas de Esponjas, restos de Crinoides, *Spirillina* sp. Las muestras 850, 856, 860 contienen escasas *Tintinnopsella carpathica* (Murg. y Fil.) y los números 870, 871, 876 y 877 *«Hedbergella»*.

Aptychus, clasificados por M. DURAND DELGA y S. GASIOROWSKI (1970), han permitido identificar:

1) El *Valanginiense:* 839-63: *Lamellaptychus* del grupo A, *Lamellaptychus* gr. A, aff. *martilleri?* (Pict. y Lor.), *Lamellaptychus* gr. A o B, *Lamellaptychus* gr. D, sub. gr. indt., *Lamellaptychus* gr. indt.

En lámina delgada, es una caliza microcristalina con Radiolarios (bastante frecuentes), espículas de Esponjas (muy frecuentes), Ostrácodos (escasos), *Stomiosphaera misolensis* y *Stomiosphaera* sp. (clasif. M. DU-

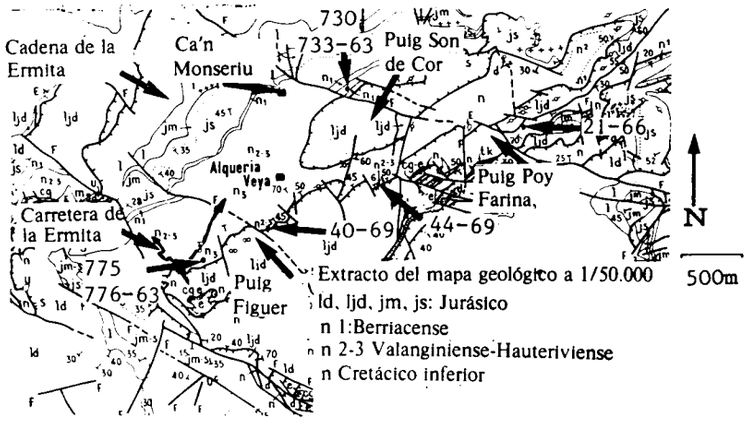


Figura 144 a.—El Cretácico Inferior de Ca'n Monseriu.

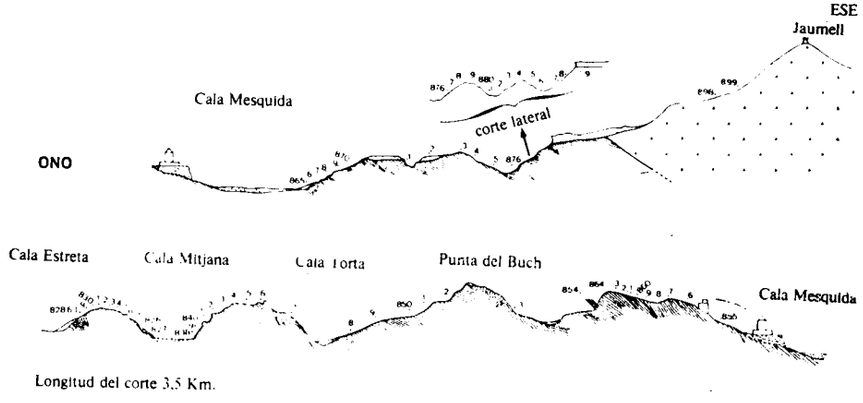


Figura 144 b.—El Cretácico de Cala Estreta a la Atalaya de Son Jaumell.

RAND DELGA). Se ven también muy frecuentes romboedros de dolomita, a veces con exudados de hierro, y pequeños cuarzos angulosos.

2) *Hauteriviense Inferior:* 850-63: *Lamellaptychus* gr. D, cf. *didai,* encontrado en una caliza microcristalina con Radiolarios (muy frecuentes), espículas de Esponjas, *Nannoconus* gr. *steinmanni* Kampt., *Spirillina* sp. y *Calpionellopsis oblonga* (Col.), *Tintinnopsella carpathica* (Murg. y Fil.) de cuello ancho (forma típica) (clasif. M. DURAND DELGA).

3) El *Barremiense:* Inmediatamente al sur de Cala Mesquida está el yacimiento fosilífero Barremiense (ver anteriormente).

4. CONCLUSIONES GENERALES SOBRE EL CRETACICO

1. LIMITES

El límite entre Jurásico y Cretácico está marcado por la llegada de material detrítico al área de sedimentación, procedente de la plataforma continental. Según los cortes, las erosiones submarinas más o menos importantes provocan hiatos al nivel del límite Jurásico-Cretácico.

El límite superior del Cretácico es un límite erosivo.

2. SERIE ESTRATIGRAFICA

1. El Berriasiense

Los depósitos Berriasienses se presentan o bajo el aspecto de calizas microcristalinas con Calpionellas, cuya sedimentación ha sido más o menos perturbada por fenómenos submarinos de turbulencia y deslizamientos de limos calizos, o bien aportes de material detrítico procedente de la plataforma continental que se han sedimentado en capas individualizadas o se han dispersado en las calizas microcristalinas con Calpionellas.

Estos fenómenos han comportado o han sido acompañados de compactaciones y de erosiones más o menos importantes de las capas depositadas precedentemente.

Estos fenómenos han sido más importantes y violentos a partir de los niveles del límite Berriasiense Medio-Berriasiense Superior y durante el Berriasiense Superior. Erosiones submarinas han provocado, localmente, la desaparición de capas que van desde el Jurásico Superior con Saccocómidos hasta los niveles del límite Berriasiense Medio-Superior, y han sido seguidas de la sedimentación de capas detríticas granoclasificadas de tipo turbidítico.

2. El Valanginiense

Estos fenómenos desaparecen en el Valanginiense y los depósitos se hacen homogéneos en el conjunto del dominio estudiado. Son calizas margosas con meteorización escamosa, microcristalinas, con Calpionellas, pero todavía mostrando deslizamientos submarinos de limos calizos con nódulos de calizas mesocristalinas con organismos bentónicos procedentes de la plataforma continental.

3. El Hauteriviense

Esta sedimentación sigue en el Hauteriviense, cuyas calizas, a veces con *Cancellophycus*, contienen numerosos Aptychus, Ammonites y las últimas *Tintinnopsella carpathica.*

Por encima, las calizas microcristalinas se cargan de Radiolarios.

4. El Barremiense

Las facies toman el aspecto de falsas alternancias y ya no contienen nódulos ni hiladas procedentes de la plataforma continental. Son calizas más o menos margosas, microcristalinas con numerosos Radiolarios, espículas de Esponjas a las que se suman en seguida pequeños Foraminíferos pelágicos.

El Barremiense está datado por Aptychus, pero las calizas margosas siguen por encima del yacimiento fosilífero y conciernen así a niveles algo más recientes.

Se han visto *Nannoconus* en los diferentes niveles del Cretácico Inferior.

3. AREA DE SEDIMENTACION

Durante el Jurásico el área de sedimentación tenía un talud submarino irregularmente utilizado, mientras que la plataforma continental era esporádicamente inestable.

En el límite entre el Jurásico Superior y el Cretácico este talud aparece bruscamente reactivado. La plataforma continental conoce en el Berriasiense fases de emersión-erosión, que provocan la formación de cantos de sílex y de calizas con Calpionellas, mientras que los restos de organismos bentónicos están rodados y gastados. Estos materiales son arrastrados en profundidad en el Berriasiense Superior, sedimentándose como capas granoclasificadas, o dispersándose en el área de sedimentación y sedimentándose con las calizas con Calpionellas.

La inestabilidad de la plataforma continental se traduce todavía en desencadenamientos de coladas submarinas de fangos calizos.

Después del Barremiense, la plataforma continental se estabiliza. Sin embargo, el talud submarino sigue funcionando y las calizas depositadas originalmente en la plataforma continental son arrastradas en profundidad como nódulos indurados, englobados en las coladas de limos calizos.

El área de sedimentación del Cretácico de la región estudiada se presenta así como una zona marina situada al pie de una pendiente y de una plataforma continental.

La sedimentación de esta plataforma continental puede verse estudiando el material detrítico y los nódulos contenidos en los depósitos cretácicos.

Se trata de una sedimentación carbonatada poco profunda, a menudo de plataforma (oolitos), con facies de entorno arrecifal (facies de beachrock), con Gasterópodos bentónicos tales como *Nerinea* sp. y tal vez *«Natica» leviathan* (1).

Al menos durante el Barremiense, la desaparición de los nódulos y las hiladas procedentes de la plataforma continental significa un aumento de profundidad del área de sedimentación, lo que produce la reducción del papel del talud submarino.

Este aumento de profundidad se marca todavía por la acumulación rápida de sedimentos homogéneos, que toman el aspecto de alternancias y contienen abundantes Radiolarios, espículas de Espongiarios y Foraminíferos pelágicos.

De facto, el mar cretácico ha desplazado sus líneas de costa durante el Barremiense.

---

(1) Fide B. DARDER, 1925.

CAPITULO 4.—CONCLUSIONES GENERALES SOBRE EL SECUNDARIO

1. EL TRIASICO

El Triásico Superior es el nivel más antiguo que se conoce actualmente «in situ» en el NE de las Sierras de Levante. Muy tectonizado, sus facies de tipo germánico revelan un medio sedimentario inestable, probablemente con frecuentes incursiones marinas, limitadas. Subrayan esta inestabilidad rocas volcánicas (tufs).

El Triásico Superior se caracteriza por el gran desarrollo de las series de yesos y anhidritas, que tienen más de 100 m. de espesor. Por ello, el Triásico Superior juega un papel tectónico de primera importancia, permitiendo el despegue sistemático de las series secundarias y terciarias que están sobre él.

Hacia el fin del Triásico Superior se acusa un franco régimen marino al mismo tiempo que se estabiliza el área de sedimentación.

2. EL JURASICO

Después del régimen sedimentario del Triásico Superior, el mar se instala en el Jurásico en el conjunto de Mallorca, permaneciendo en el NE de las Sierras de Levante hasta el Barremiense, por lo menos.

Los sedimentos jurásicos y cretácicos del NE de las Sierras de Levante pertenecen así al mismo dominio sedimentario que los de la Sierra Norte.

Sin embargo, las particularidades aparecen a partir del Liásico en el NE de las Sierras de Levante (fig. 145).

Así, son los sedimentos de *la región NO* (Ermita de Artá, Puig d'en Paré, Calicant) los que presentan mayores analogías con los de la Sierra Norte. Esta región se caracteriza por la abundancia de organismos pelágicos (por ejemplo, «Protoglobigerinas») y por la rareza y poco espesor de las facies redistribuidas, es decir, por facies más distales.

El Centro es una zona más profunda, donde se acumulan series potentes y monótonas (más de cien metros) de calizas con «filamentos», *Cancellophycus*, Radiolarios y Saccocómidos. Esta zona profunda se extiende hacia el SO donde se une a la región NO (Puig d'en Paré, Calicant). En estas facies potentes y monótonas viene a resedimentarse material oolítico, luego material clástico (Sierra de Son Sastres, Puig Campanet, Sa Ferlera, etc.). Por su morfología, el centro juega el papel de una *«trampa para sedimentos redistribuidos»*.

Al SE se diferencia una zona donde las facies de tipo Ammonítico-Rosso son frecuentes, con series condensadas desde el Oxfordiense. y una mayor dolomitización, indicios que evocan un talud submarino o la próxima presencia de él.

Resumido y detallado el análisis del área de sedimentación del NE de las Sierras de Levante (cf. conclusiones del Triásico, Jurásico y Cretácico), tratemos ahora de situar:

1.° El talud submarino que ha redistribuido el material oolítico y detrítico.

2.° La plataforma continental donde se han formado estos materiales.

Teniendo en cuenta lo anteriormente expuesto, el talud y la plataforma no pueden situarse ni hacia el O y NO ni hacia el SO.

Por el contrario, *del NE al SE* de la región estudiada, las series jurásicas se hacen menos potentes, más fuertemente dolomitizadas, alcanzando por todas partes la dolomitización el Malm (Atalaya de Morey, Puig d'es Enrocadre, Son Barbassa, Sa Ferlera, Cala Ratjada, grutas de Artá, Na Peñal), mientras que, hacia el NO y SO, el Dogger es más raramente alcanzado por la dolomitización (fig. 145).

Hacia el SE hay indicios de la existencia o de la próxima presencia de un talud submarino (series de las grutas de Artá).

Finalmente, el material redistributivo se localiza sobre todo en el centro (Son Sastres, Puig d'es Enrocadre) y al NO (Ermita de Artá, Ca'n Monseriu, Ca'n Esporsa).

Se ve así la imagen de un área de sedimentación que se enlaza hacia el O y el NO a la Sierra Norte. Más profunda en el centro y hacia el SO, bordeada de NE a SE por zonas menos profundas ligadas a un talud submarino, también ligado a una plataforma continental. El conjunto dibuja un arco de círculo.

La evolución de este talud y de esta plataforma continental aparece en filigrana en el material redistribuido en las facies finas, con organismos pelágicos, del NE de las Sierras de Levante.

Durante el Dogger, es una plataforma continental donde se forman oolitos, en un ambiente rico en cuarzo detrítico y donde viven Foraminíferos bentónicos.

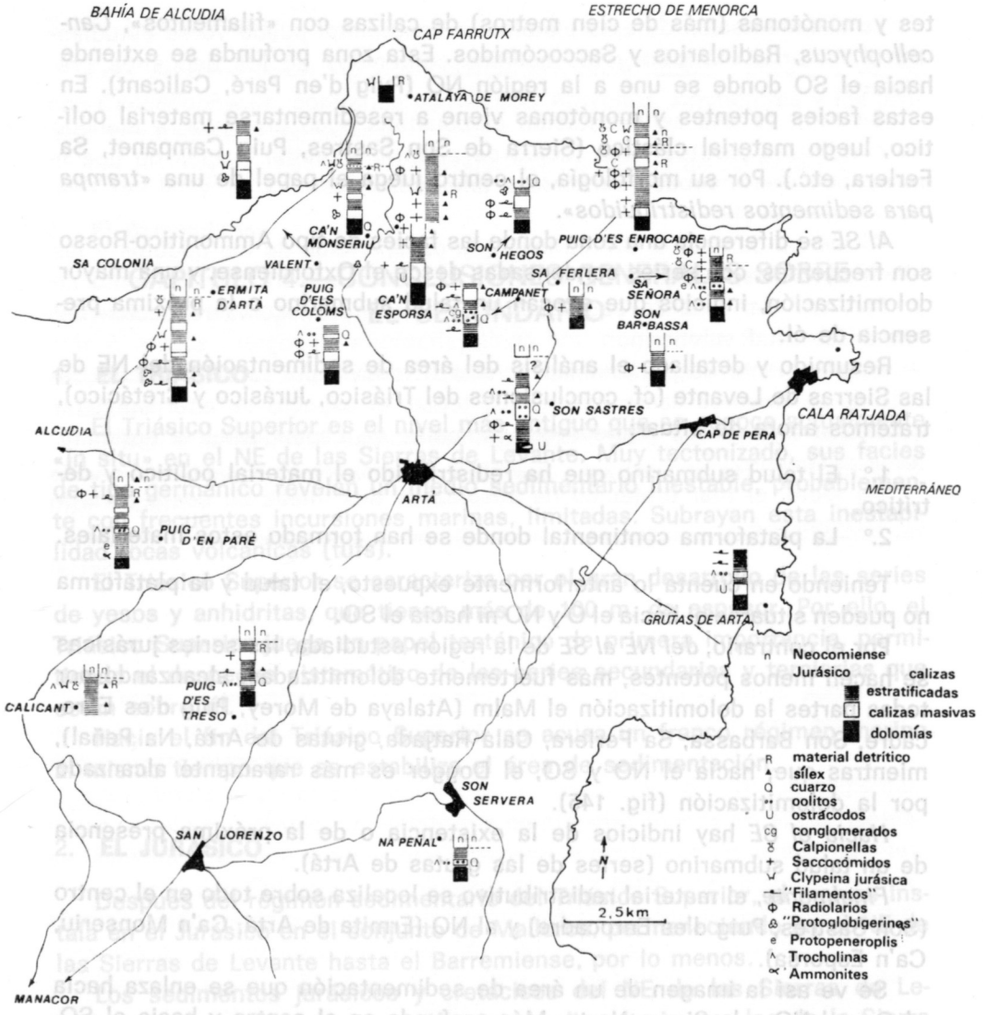


Figura 145.—Distribución de las facies del Jurásico y del Cretácico en el NE de las Sierras de Levante.

Durante el Malm, con el material oolítico aparece un material detrítico formado por restos de organismos que viven a poca profundidad (Lamelibranquios, Gasterópodos, Crinoides) mezclados a restos de *Aptychus*. Todo gastado, rodado y mezclado a cantos de sílex, de calizas con Radiolarios, con «filamentos», con «Protoglobigerinas», con Saccocómidos, luego con Calpionellas. La naturaleza de este material da testimonio de la inestabi-

lidad de la plataforma continental y de las fases de emersión y de erosión que la afectan. Esta inestabilidad se acentúa en el Titónico al mismo tiempo que el papel del talud submarino se acentúa: son frecuentes los deslizamientos submarinos de limos calizos.

3. EL CRETACICO

El esquema paleogeográfico propuesto para el Jurásico sigue durante el Cretácico Inferior. El papel del talud submarino se acentúa todavía más durante el Berriasiense. Esto significa una modificación de las costas.

Al mismo tiempo que esta acentuación se ve una migración del talud submarino, es decir, una migración de la flexura costera de la cuenca de sedimentación, de lo que es testimonio el desplazamiento de los aportes detríticos hacia el NO (Ca'n Monseriu, Ca'n Esporsa, Ermita de Artá). Localmente, en Ca'n Esporsa, por ejemplo, el Berriasiense Superior puede reposar directamente sobre el Malm con Saccocómidos, al estar localmente quitados por erosión submarina los depósitos del Titónico Superior y del Berriasiense Inferior-Medio.

En el centro, la serie titónica e infracretácica es también detrítica, pero están ausentes las erosiones submarinas, o son menos perceptibles. En el SE los aportes detríticos parecen muy escasos (Na Peñal).

Estos fenómenos se borran en el Valanginiense cuyas facies son más homogéneas, pero reaparecen durante el Hauteriviense, donde los nódulos de calizas mesocristalinas formados a poca profundidad son arrastrados a la cuenca de sedimentación de las Sierras de Levante.

En el Cretácico Inferior, la plataforma continental es el lugar de una sedimentación carbonatada de poca profundidad, a menudo de plataforma (oolitos, etc.) y de entorno arrecifal (facies de beach-rock con Gasterópodos bentónicos como *Nerinea* sp.).

En el Barremiense las facies del NE de Mallorca se hacen todavía más homogéneas, tomando un aspecto rítmico. El efecto del talud está atenuado o suprimido. Estas características, sumadas a numerosos Radiolarios, restos de Espongiarios y Foraminíferos pelágicos presentes en los sedimentos de esta región, indican un aumento de la profundidad del área de sedimentación y un desplazamiento de las líneas costeras en el Barremiense.

Así, a partir del Jurásico Medio y por lo menos hasta el Hauteriviense, el NE de las Sierras de Levante aparece como una cuenca de sedimentación que se termina en cuchara hacia el NE, estando rodeado de NE a SE por un talud submarino y una plataforma continental.

A partir del Malm, este talud y esta plataforma continental son tectó-

nicamente inestables. Esta inestabilidad tectónica provoca fases de emersión y erosión de la plataforma continental y, correlativamente, provoca la aparición de una sedimentación por gravedad, con depósito de turbiditas, en la cuenca de sedimentación del NE de Mallorca.

Estos fenómenos son máximos desde el Titónico Superior al Berriasiense Superior, situándose el paroxismo en el Berriasiense Medio-Superior.

EL TERCIARIO

Esencialmente marino, el Terciario de la región estudiada comprende:

1. Conglomerados del «Luteciense terminal al Priaboniense Inferior», discordantes sobre las calizas margosas del Cretácico Inferior. Estos conglomerados están seguidos por calizas y representan depósitos de un mar epicontinental.
2. Conglomerados seguidos de calcarenitas, del Aquitaniense, también discordantes.
3. Margas y calcarenitas del Aquitaniense y del Burdigaliense, que se han depositado en un área marina profunda, que ha avanzado poco a poco sobre el resto de Mallorca.
4. Las calcarenitas blancas del Vindoboniense y del Mioceno terminal vienen a sellar los contactos tectónicos, aislando los macizos tectonizados, y representan los depósitos de una plataforma carbonatada.

La serie terciaria permite reconstruir la evolución de las áreas marinas sucesivas, evolución ligada estrechamente a las deformaciones tectónicas.

ANTECEDENTES

1879.—H. HERMITE aporta los primeros datos generales sobre el Terciario de Mallorca, sobre los que los geólogos siguientes no dejarán de aportar precisiones.

1921, 1925.—B. DARDER publica un primer análisis detallado de la serie estratigráfica terciaria de las Sierras de Levante.

Sus observaciones se materializan en dos mapas geológicos publicados en 1932.

1934.—J. S. HOLLISTER aporta un hecho esencial: la presencia de cantos de Paleozoico en el Burdigaliense de las Sierras de Levante y del centro de Mallorca.

DISTRIBUCION

Dejando aparte las calcarenitas blancas post-orogénicas que se extienden de Cala Millor, al SE, hasta Colonia de San Pedro, al NO, en los bordes de la bahía de Alcudia, el Terciario está desigualmente repartido en la zona estudiada (fig. 146):

Los terrenos del «Luteciense terminal al Priaboniense Inferior» afloran al N y NO de Artá, cerca de las granjas de Son Arbos, Son Sanchos, en Puig Rer, en Son Canals y finalmente en Es Puiget, cerca del Puig d'en Farrutx.

El Aquitaniense, a menudo asociado al Burdigaliense, aflora al NO, en la cadena montañosa de la Ermita de Artá, al SE cerca de Son Servera y de Sant Llorenç (San Lorenzo).

El Terciario, mal datado, también aflora:

1. Cerca del faro de Capdepera. Se trata de conglomerados, tal vez continentales, atribuidos al Oligo-Mioceno Inferior por analogía de facies.
2. En la depresión de Canyamel, las margas azuladas, probablemente burdigalienses, están muy tectonizadas.

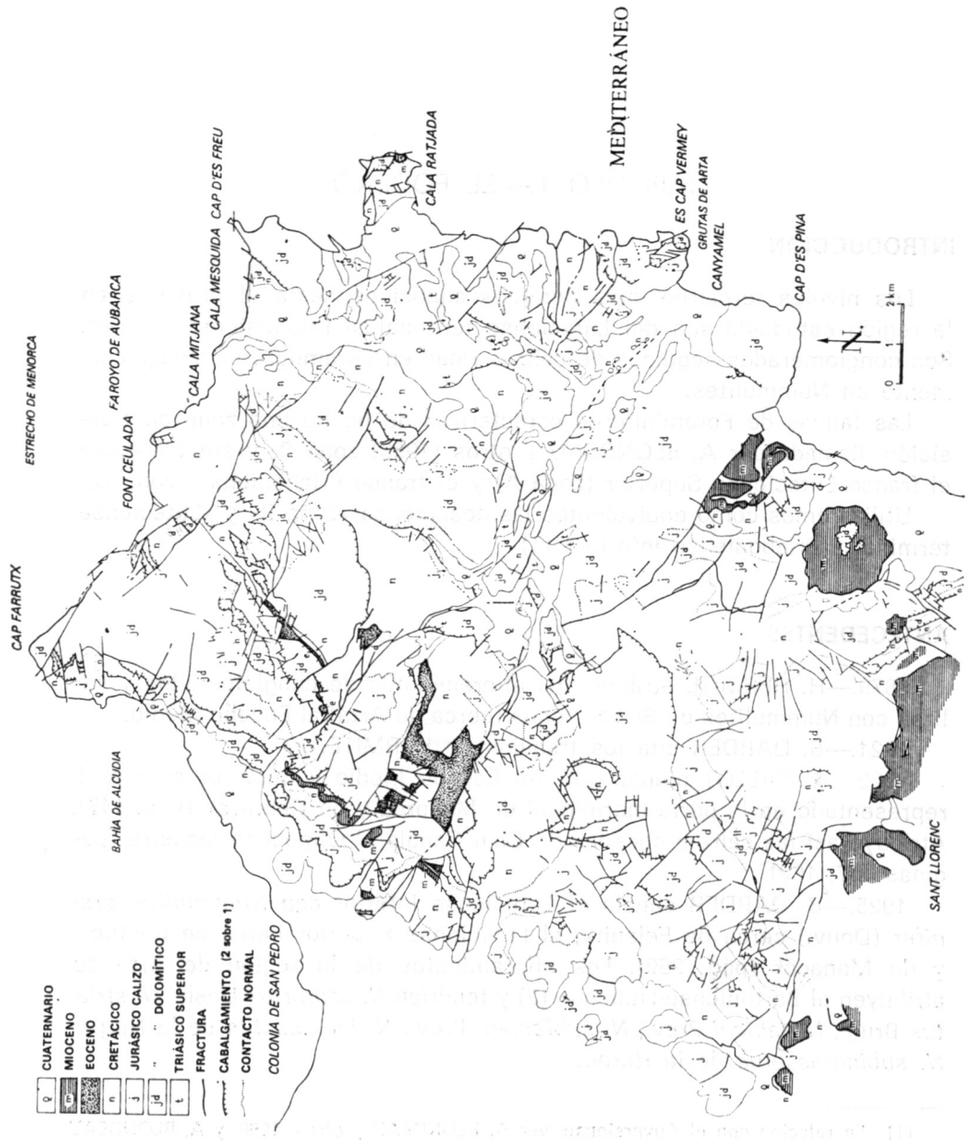


Figura 146.—Distribución de los afloramientos de Terciario en el NE de las Sierras de Levante.

CAPITULO 1.—EL EOCENO

INTRODUCCION

Los niveles terciarios más antiguos conocidos hasta el presente en la región estudiada son del Luteciense terminal al Priaboniense Inferior. Son conglomerados seguidos de calizas ricas en Foraminíferos y especialmente en Nummulites.

Las faunas de Foraminíferos caracterizan de hecho una zona de transición, llamada por A. BLONDEAU y otros (1968) zona B, y situada entre el franco Luteciense Superior (zona A) y el franco Priaboniense (zona C).

Utilizaremos como equivalentes las acepciones «zona B» y «Luteciense terminal a Priaboniense Inferior» (1).

ANTECEDENTES

1879.—H. HERMITE atribuye los afloramientos de conglomerados y calizas con Nummulites de Son Sanchos (cerca de Artá) al Eoceno Medio.

1921.—B. DARDER cita los trabajos de HERMITE.

1922.—P. FALLOT piensa que «el Eoceno Medio y Superior sólo está representado en la parte meridional de Mallorca y en Cabrera» (lám. 147). Atribuye así las calizas eocenas de Ca'n Canals al Oligoceno lacustre (páginas 157, 162).

1925.—B. DARDER señala el Luteciense Inferior con *Nummulites granifer* (Douv.) cerca de Felanitx, el Luteciense Superior cerca de Santueri y de Manacor (pág. 250). Los afloramientos de la región de Artá se atribuyen al Bartoniense-Ludiense (2) y tendrían *N. contortus* Desh., *N. striatus* Brug., *N. fabiani* Prev., *N. subfabiani* Prev., *N. incrassatus* de la Harpe, *N. subincrassatus* de la Harpe.

(1) En relación con el Auversiense, ver A. BLONDEAU y otros, 1968, y A. BLONDEAU y Ch. POMEROL, 1968.

(2) Es decir, Eoceno Superior. El Auversiense está encuadrado en el Luteciense por B. DARDER.

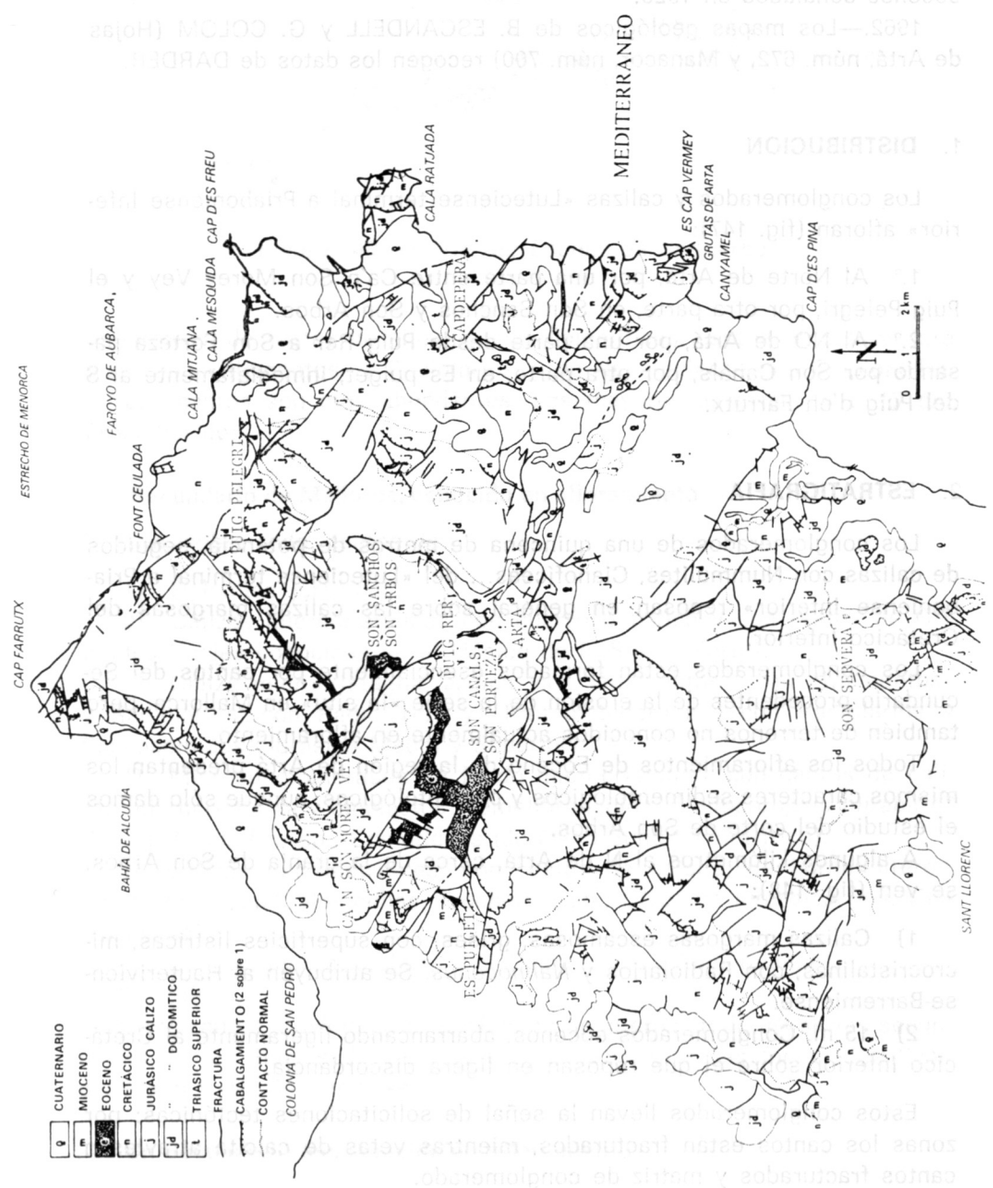


Figura 147.—Distribución de los afloramientos del Eoceno en el NE de las Sierras de Levante.

1932.—El mapa geológico de DARDER de la distribución de los terrenos eocenos señalados en 1925.

1962.—Los mapas geológicos de B. ESCANDELL y G. COLOM (Hojas de Artá, núm. 672, y Manacor, núm. 700) recogen los datos de DARDER.

1. DISTRIBUCION

Los conglomerados y calizas «Luteciense terminal a Priaboniense Inferior» afloran (fig. 147):

1.° Al Norte de Artá, por una parte entre Ca'n Son Morey Vey y el Puig Pelegri, por otra parte, en Son Sanchos y Son Arbos.

2.° Al NO de Artá, por una parte desde Puig Rer a Son Forteza pasando por Son Canals, por otra parte, en Es puiget, inmediatamente al S del Puig d'en Farrutx.

2. ESTRATIGRAFIA

Los conglomerados de una quincena de metros de potencia, seguidos de calizas con Nummulites, Cianofíceas... del «Luteciense terminal a Priaboniense Inferior» reposan en general sobre las calizas margosas del Cretácico Inferior.

Los conglomerados están formados esencialmente por cantos del Secundario procedentes de la erosión de la serie «in situ» en Mallorca, pero también de terrenos no conocidos actualmente en afloramiento.

Todos los afloramientos de Eoceno de la región de Artá presentan los mismos caracteres sedimentológicos y paleontológicos, aunque sólo damos el estudio del corte de Son Arbos.

A algunos kilómetros al N de Artá, cerca de la granja de Son Arbos, se ven (fig. 148):

1) Calizas margosas escamosas, grises, con superficies lístricas, microcristalinas, con Radiolarios y *Nannoconus*. Se atribuyen al Hauteriviense-Barremiense.

2) 15 m. Conglomerados eocenos, abarrancando ligeramente al Cretácico Inferior sobre el que reposan en ligera discordancia.

Estos conglomerados llevan la señal de solicitaciones tectónicas: por zonas los cantos están fracturados, mientras vetas de calcita atraviesan cantos fracturados y matriz de conglomerado.

La matriz que aglomera los cantos es un microconglomerado formado de cuarzo detrítico mono o policristalino, que alcanza a veces varios

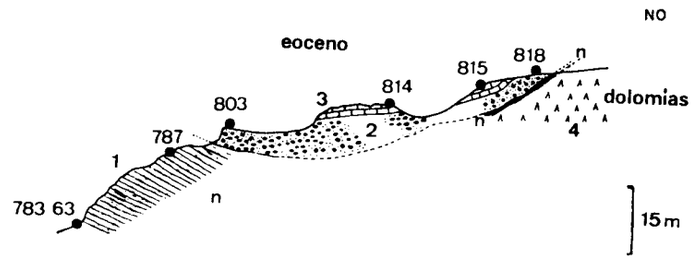


Figura 148.—Corte del Eoceno de Son Arbos.

milímetros, de restos de sílex, gravas dolomíticas, cantos de calizas jurásicas con «filamentos» y Radiolarios, y de Neocomiense con Calpionellas.

Los cantos son muy abundantes. Los mayores alcanzan 10 a 15 cm. Proceden de:

1) Secundario de Mallorca, conocido en afloramiento

Son, sobre todo, cantos de:

1) Dolomías jurásicas.

2) Calizas microcristalinas con cuarzo detrítico y con restos de Crinoides (facies conocidas en el Liásico de la Sierra Norte).

3) Caliza microcristalina, azoica, con «filamentos», con «filamentos» y Radiolarios, con Radiolarios y «Protoglobigerinas», con Radiolarios y Saccocómidos (Jurásico Medio y Superior).

4) Microconglomerados de fondo microcristalino, con cantos de calizas microcristalina y bioclastos: Lamelibranquios, *Cladocoropsis mirabilis?* (Felix), *Trocholina* sp., Cianofíceas (Jurásico Superior detrítico).

5) Calizas microdetríticas, con restos de calcita, de Foraminíferos, Crinoides y con Calpionellas, *Trocholina* sp., *Clypeina jurassica* Fav. (Berriasiense).

6) Calizas microcristalinas con Calpionellas (Neocomiense).

7) Sílex.

Estos cantos provienen esencialmente de la erosión de las series secundarias de las Sierras de Levante con, en particular, las facies detríticas del Malm y del Berriasiense.

2) Un Secundario desconocido en afloramiento

Son cantos de:

1) Caliza microcristalina, con Radiolarios, restos de Crinoides?, cuarzo

en esquirlas y finas muscovitas, *Nannoconus?* Estas microfacies recuerdan el Barremiense de Menorca.

2) Caliza, cuyo fondo microcristalino ha recristalizado y contiene (clasificación de E. FOURCADE): *Trocholina lenticularis* Henson, var. *ungarica* Sido., *Mesorbitolina* cf. *subconcava* Leymerie, *Hedbergella washitensis* Carsey., *Boueina* sp., *Acicularia* sp.

Otros cantos de calizas con Orbitolinas han proporcionado asociaciones idénticas o bien (clasif. de R. SCHROEDER): *Orbitolina* gr. *concava* d'Orb.

Estos cantos proceden de calizas con Orbitolinas de edad Vraconiense a Cenomaniense basal, e incluso probablemente de edad sólo Vraconiense.

3) Por encima de los conglomerados se han depositado calizas potentes, aquí de una decena de metros, que tienen bolsas o hiladas con Nummulites (clasif. de A. BLONDEAU): *Nummulites striatus* (Brug.), *N. discorbinus* (Schlot.), *N.* aff. *fabiani* de la zona de transición «Luteciense terminal a Priaboniense Inferior» (zona B). Están acompañados de Miliólidos y de restos de Equinodermos, Lamelibranquios y Gasterópodos.

3. CONCLUSIONES

Los conglomerados del «Luteciense terminal a Priaboniense Inferior» reposan sobre diferentes niveles del Cretácico y resedimentan, al lado de la serie secundaria de las Sierras de Levante, cantos con Orbitolinas del Vraconiense-Cenomaniense basal, que actualmente no se conocen en afloramiento.

El conjunto de estos cantos, así como los procedentes de la erosión del Secundario de Mallorca y los cantos de Orbitolinas, están mezclados íntimamente.

Los cantos con Orbitolinas no se habían señalado hasta el presente en los conglomerados eocenos. Se les conoce en los conglomerados estampienses (P. FALLOT, 1922, G. COLOM), y miocenos (ver a continuación), siempre íntimamente mezclados a los cantos procedentes del Secundario que aflora en Mallorca.

Estas condiciones de yacimiento parecen indicar que estos cantos no son verdaderamente exóticos, sino que provienen de la serie secundaria de Mallorca.

Pueden representar:

1.° La continuación de la serie cretácica de las Sierras de Levante o del centro de Mallorca (Albiense, Cenomaniense y Turoniense se conocen bajo otras facies en la Sierra Norte).

2.° Nódulos con Orbitolinas, procedentes de la plataforma continental, y llevados al área de sedimentación del Albiense-Cenomaniense de Mallorca, a modo de nódulos tan abundantes en el Hauteriviense de las Sierras de Levante (ver en Segunda parte, Capítulo 3: Cretácico, Apartado 3, Estudio regional).

En este último caso, se debería también observar, en los conglomerados terciarios, las facies microcristalinas Albiense-Cenomaniense con microfauna pelágica. Por el momento yo no los he visto nunca, aunque la primera hipótesis me parece por el momento la más verosímil.

Estos depósitos de conglomerados y calizas son los de un mar poco profundo y son casi litorales, con nódulos o inclusive concreciones fajeadas de Cianofíceas encostrantes.

CAPITULO 2.—AQUITANIENSE Y BURDIGALIENSE

INTRODUCCION

Después de las fases tectónicas posteriores a este «Luteciense terminal a Priaboniense Inferior», viene una transgresión marina en el Aquitaniense.

Primeramente es un mar epicontinental, que avanza poco a poco desde el SE hacia el NO.

Esta zona de sedimentación epicontinental se hunde bruscamente durante el Aquitaniense y, al hacerse más profunda, sus depósitos cambian. Se ve que en el Burdigaliense esta zona de sedimentación cubre poco a poco el conjunto de Mallorca.

Nuevas fases tectónicas modifican toda esta paleogeografía después del Burdigaliense y antes de un Vindoboniense impreciso. El conjunto de Mallorca es tectonizado de nuevo, sometido a erosión, luego un mar epicontinental se restablece durante el Vindoboniense, cuyas calcarenitas blancas se depositan en discordancia sobre las series más antiguas, rodeando los macizos tectonizados.

ANTECEDENTES

1925.—B. DARDER menciona el Burdigaliense de Son Servera con *Pecten praescabriusculus* (Font.) y el Vindoboniense.

1932.—Los mapas geológicos de Darder sitúan el Burdigaliense en la Ermita de Artá, en Son Jordi, Son Servera, en el Puig de Sa Font, en Sant Llorenç, y dan la distribución del Vindoboniense.

1. DISTRIBUCION

El Aquitaniense y Burdigaliense constituyen al NO el núcleo de un sinclinal acostado hacia el NO, seccionado en tres partes: la primera se extiende desde la Ermita de Artá al Puig d'en Xoroy, la segunda está situada al pie del Bec d'en Farrutx, la tercera en el flanco de Es Puiget al Sur del Puig d'en Farrutx.

Al SE, los niveles del «tránsito Estampiense-Aquitaniense» afloran en Na Peñal (cerca de Son Servera), Aquitaniense y Burdigaliense afloran ampliamente al este y al norte de Son Servera, constituyendo el Puig de Sa Font (fig. 149).

Mioceno mal datado, atribuido al Burdigaliense tal vez superior, aflora también en la depresión de Canyamel, cerca de Son Vidrié.

Los afloramientos vindobonienses están fuera de la región cartografiada. Sin embargo, se han analizado en Son Ribot (O de Sant Llorenç), así como en otros puntos de Mallorca.

2. ESTRATIGRAFIA

Estudiaremos primero el Aquitano-Burdigaliense del NO, luego los depósitos miocenos del SE.

1. NOROESTE

A) Ermita de Artá

Aquitaniense y Burdigaliense están plegados en un sinclinal acostado hacia el NO. Se ven sucesivamente de SE a NO (fig. 150 a):

1) Dolomías jurásicas de la cadena montañosa de la Atalaya de Morey, cabalgantes, contacto anormal.

2) Calizas margosas neocomienses, rotas tectónicamente, contacto anormal.

3) 3 m., en la base nivel conglomerático o microconglomerático poco potente (0 a 30 cm.), tectonizado, constituido de cuarzo detrítico y de elementos rodados: restos de Ostras, de Lamelibranquios, de Políperos y de grava caliza (133 b-70).

Por encima vienen 3 m. de calizas margosas y margas gris oscuro, con Ostras, Políperos, y mostrando en lámina delgada (133-70) un fondo microcristalino que encierra numerosos restos de caparazones de Ostras, de Políperos, de *Lithotamnium* y de Foraminíferos: Rotálidos, *Miogypsina* sp.

4) 1 m. de *microconglomerados* con matriz caliza, conteniendo además de los elementos anteriores: sílex rodados, cuarzo detrítico y fragmentos de *Balanus* y, como antes, *Miogypsina* sp. (132-70).

5) 5 a 8 m. de conglomerados con cantos de Secundario, ligados por

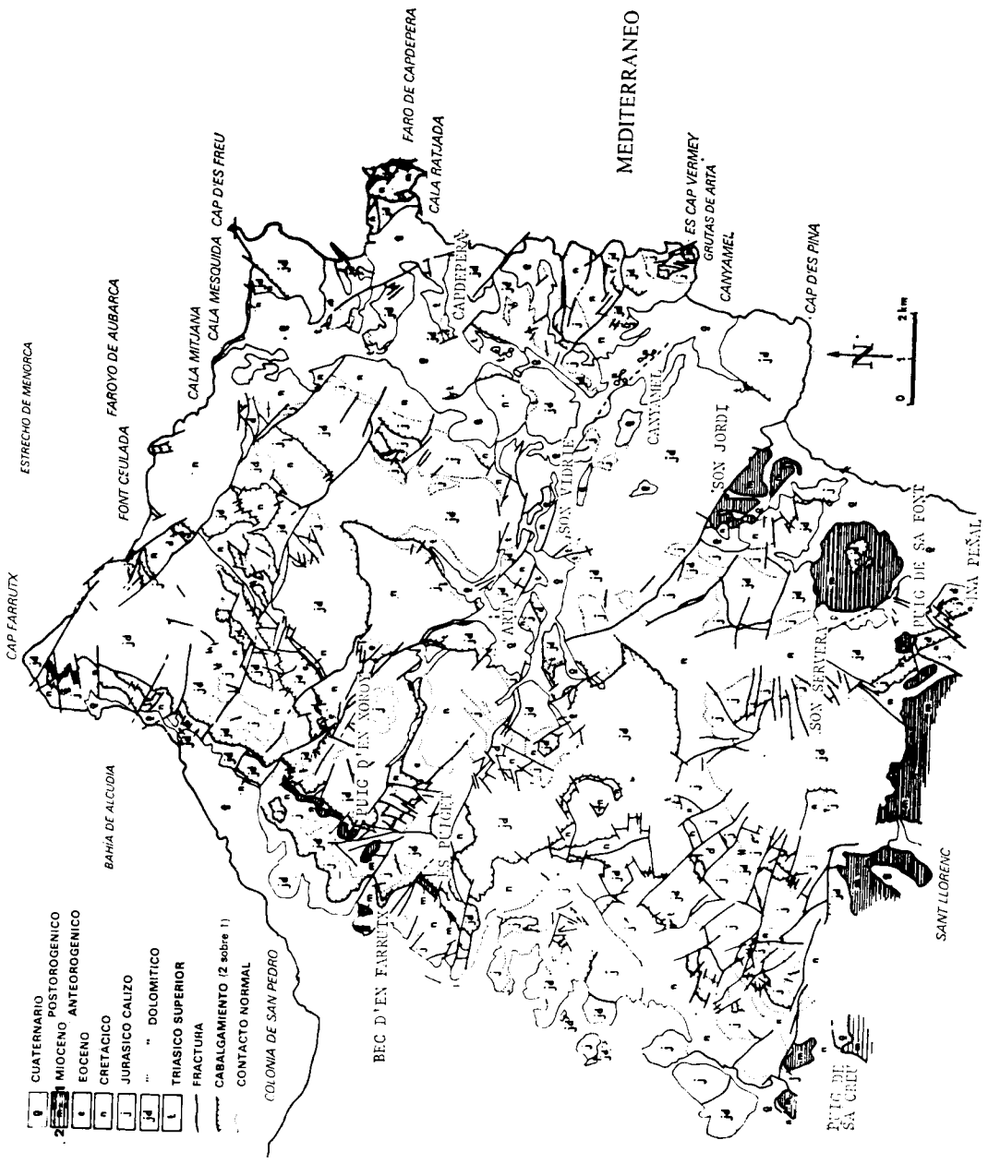


Figura 149.—Distribución de los afloramientos del Mioceno en el NE de las Sierras de Levante.

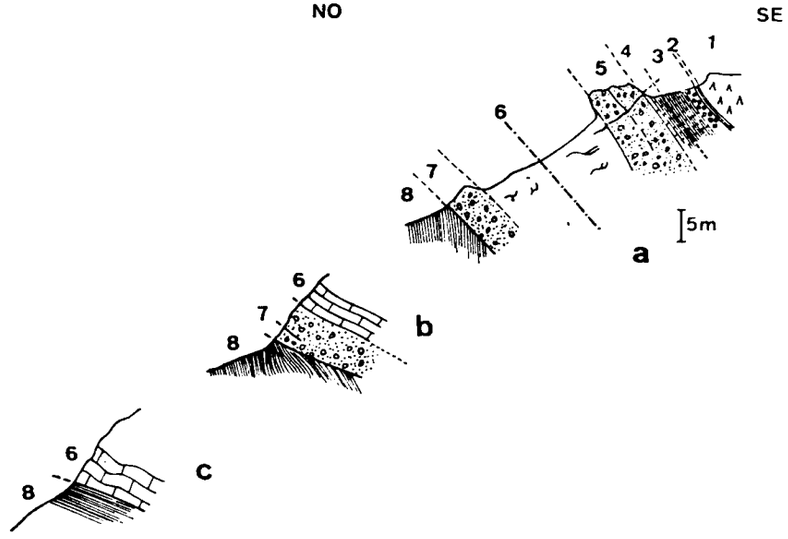


Figura 150.—Mioceno de la Ermita de Artá.

una matriz con fondo micro o mesocristalino, con restos de calizas mezclados a sílex, bioclastos, sobre todo Lamelibranquios y Foraminíferos como *Miogypsina* sp. (186 a 196-66).

Los cantos proceden sobre todo de:

— Calizas microcristalinas jurásicas con Saccocómidos, «filamentos» y Radiolarios, etc.
— Calizas detríticas jurásicas con *Trocholina* sp., *Clypeina jurassica* Fav.
— Calizas microcristalinas neocomienses con Calpionellas.

6) Núcleo del sinclinal, constituido por 15 m. de calizas margosas que, en lámina delgada, aparecen microdetríticas bajo dos aspectos principales:

— 1.° un fondo finamente cristalino con restos de Crinoides y Foraminíferos, como *Operculina* sp. y *Miogypsina* sp. (131-70);
— 2.° un fondo mesocristalino formado por calcita espática recristalizada, rodeado de intraclastos, de restos rodados de calizas jurásicas con «filamentos», cretácicas con Calpionellas, etc., cuyo exterior ha recristalizado parcialmente. Esta facies contiene también *Miogypsina* sp. (113-71).

7) 5 m. de conglomerados idénticos a los de 5).
8) Calizas margosas del Cretácico Inferior.

Los niveles terciarios 3) y 4) no aparecen en el flanco normal. Esto puede deberse o a una ablación tectónica (en efecto, se ve que el contacto anormal que separa 7) y 8) coge lateralmente al sesgo los conglomerados 7) y luego el nivel 6), fig. 150 b y c), o a una laguna sedimentaria, provocada por la transgresión de los conglomerados 5) y 7).

Las observaciones del terreno inclinan a pensar que se trataría más bien de la segunda hipótesis, pues casi siempre están presentes los niveles 3) y 4) en el flanco inverso, mientras que no se les ve nunca en el flanco normal, incluso cuando el contacto entre 7) y 8) está muy poco tectonizado.

B) Puig d'en Xoroy

El Terciario, allí, reposa de plano sobre el Secundario. El cemento de los conglomerados ha proporcionado (clasif. de Cl. LORENZ): *Miogypsina gunteri-tani,* indicando la mitad superior del Aquitaniense (215-66).

C) Es Puiget (S del Puig d'en Farrutx)

Se ven sucesivamente, de NO a SE (fig. 151):

1) Calizas margosas del Cretácico Inferior:

— Ligero despegue tectónico.

2) 10 a 12 m. de conglomerados miocenos, formados por cantos procedentes del Secundario de las series de Mallorca, a los que se añaden cantos con Orbitolinas, que proceden de dos tipos de calizas:

— A. Facies de *«areniscas de playa»* (beach-rock): el fondo está hecho de calcita en láminas perpendiculares a los elementos resedimentados, luego de calcita mesocristalina fina a media que rellena los espacios entre los granos. En efecto, éstos no están yuxtapuestos. Son litoclastos de *caliza microcristalina con Orbitolinas* y Políperos encostrados de Foraminíferos y Algas *(Bacinella irregularis* Rad.), bioclastos de Crinoides, de Lamelibranquios, especialmente *Rudistos,* de Gasterópodos, de Algas y de Foraminíferos: Textulários, Miliólidos y Orbitolinas con caparazón cuarzoso. El cuarzo es monocristalino y mide 120 a 150 micrones.
— B. *Facies microdetrítica:* el fondo está recristalizado, mesocristalino medio, con *cuarzo detrítico,* con restos de Crinoides y numerosas Orbitolinas aisladas en el fondo recristalizado o como parte de una caliza microcristalina.

El conjunto proviene de una sedimentación litoral, en ambiente arrecifal, de edad Vraconiense a Cenomaniense Inferior; R. SCHROEDER ha determinado entre los Orbitolínidos: *Orbitolina* gr. *concava* (d'Orb.), *Neoiraqia convexa* Danilova (lám. 79).

3) Hacia su techo los conglomerados miocenos pasan, por agotamiento de los aportes de cantos, a microconglomerados calizos y calcarenitas.

En lámina delgada, estas calcarenitas están constituidas de restos de calcita macrocristalina, de restos rodados de caliza microcristalina azoica o con «filamentos» o Calpionellas, de sílex, es decir, microcantos procedentes de la erosión del Secundario de las Sierras de Levante a los que se añade cuarzo detrítico monocristalino o policristalino, a veces milimétrico, anguloso y con extinción ondulada.

El grano de la roca decrece hacia la cumbre de este nivel.

Por encima de este nivel 3), mioceno, viene una sucesión de escamas tectónicas (fig. 151):

4) Lámina de Cretácico Inferior (107-71).
5) Caliza eocena con Nummulites y lentejones de Cianofíceas.
6) Lámina de Cretácico Inferior con Belemnites (103-71).
7) Caliza eocena con Cianofíceas.
8) Caliza eocena con Nummulites.
9) Conglomerado mioceno.
10) Cretácico Inferior.
11) Caliza eocena con Nummulites (108-71).
12) Cretácico Inferior esquistoso.
13) Dolomías del Jurásico, cabalgantes.

D) Conclusiones

El Mioceno del NO de la región estudiada está formado por una primera serie de calizas con Ostras, Políperos y *Miogypsina* sp., cuya base ligeramente conglomerática reposa sobre el Cretácico Inferior y que están seguidos de microconglomerados.

Estos niveles parecen cogidos al sesgo por los conglomerados datados del Aquitaniense Superior, que contienen *Miogypsina gunteri-tani* y resedimentan el Secundario de Mallorca y los cantos con Orbitolinas procedentes de las calizas Vraconiense-Cenomaniense Inferior depositadas en un medio perirrecifal.

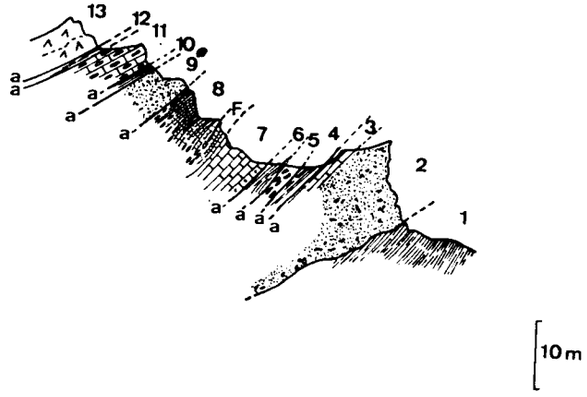


Figura 151.—El Mioceno d'Es Puiget. a: Contactos anormales principales.

Al NO, el mar aquitaniense es así primero epicontinental, poco detrítico, con faunas de Ostras, Políperos y Algas, luego se produce una transgresión durante el Aquitaniense Superior. Cambia el régimen de sedimentación y se depositan conglomerados, a los que suceden calcarenitas.

2. SUDESTE

Cerca de Son Servera, al SE de la región estudiada, el Aquitaniense empieza por calcarenitas compactas, discordantes sobre las dolomías jurásicas y sobre el Cretácico Inferior. De desigual potencia según los afloramientos, estas calcarenitas están seguidas en continuidad por margas que han dado microfaunas del Aquitaniense, en su base, y del Burdigaliense, en su parte superior.

A) **Ses Covas Rotjas**

Al SSE de Son Servera, el pequeño macizo de Ses Covas Rotjas-Na Peñal permite ver de NNE a SSO (fig. 152):

1) Calizas margosas del Cretácico Inferior, contacto anormal.
2) Dolomías del jurásico, cabalgantes.
3) Calizas dolomíticas y calizas oolíticas.
4) Calcarenitas del Aquitaniense basal. Sobre el terreno, se las diferencia muy difícilmente de los niveles 2) y 3). En efecto, contienen mucha dolomía detrítica y reproducen las facies del Jurásico. En lámina delgada, es una acumulación de granos, fundamentalmente dolomías, a los que se añaden granos de calizas microcristalinas azoicas, con «filamentos», y, en menor cantidad, fragmentos de sílex y bioclastos, todo ello ligado por dolomita y calcita mesocristalina basta, originalmente detríticas y que han recristalizado (101 y 106-69).

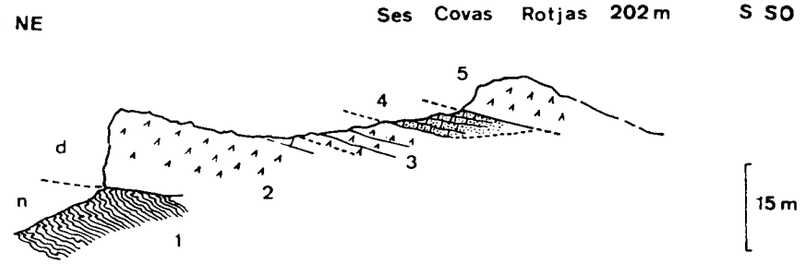


Figura 152.—El Aquitaniense basal de Ses Covas Rotjas.

Los bioclastos proceden de Briozoarios, Lamelibranquios, Lithothamnium, Scaphópodos (*Ditrupa* sp.) y Foraminíferos (clasif. de Cl. LORENZ): *Lepidocyclina (Eulepidina)* gr. *dilatata* (Micht.), *Nephrolepidina* sp., *Operculina complanata, Miogypsina* cf. *gunteri* Cole, *Amphistegina* sp., asociación que caracteriza el Aquitaniense basal según Cl. LORENZ.

B) **De Ses Cobas Rotjas al collado de Son Escriba**

Las calcarenitas del Aquitaniense basal afloran todavía localmente hacia el NO, entre Es Puig Pedregos y Es Coll de Son Escriba, siempre en contacto normal sobre el Secundario.

C) **Puig de Sa Font**

Este Puig domina con sus 271 m. la villa de Son Servera. B. DARDER y J. S. HOLLISTER pensaban que las calcarenitas miocenas que lo constituyen reposaban en contacto normal sobre el Jurásico. No es así: entre el collado de Son Escriba y Son Servera, las calcarenitas de la ladera Este del Puig de Sa Font reposan en contacto anormal sobre las margas burdigalienses que las separan de las dolomías jurásicas. En el collado de Son Escriba, las calcarenitas del Puig están despegadas sobre las dolomías y reposan sobre un sistema complejo de fallas inversas en las que las

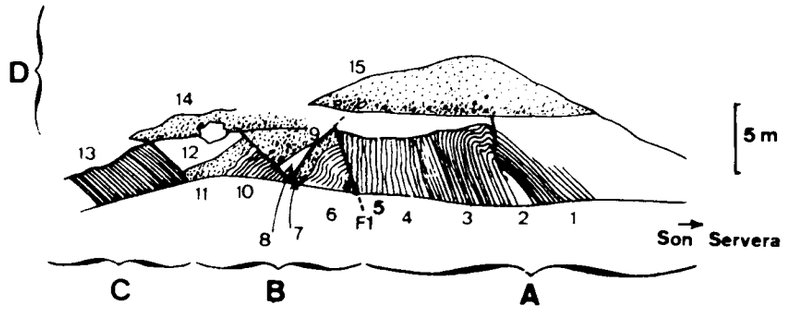


Figura 153.—El Puig de Sa Font en el collado de Son Escriba. A: Dolomías jurásicas. B: Sistema de escamas en las que el Mioceno está implicado. C: Jurásico. D: Calcarenitas del Puig de Sa Font, despegadas.

calcarenitas aquitanienses (niveles 6), 9) y 11), fig. 153) e inclusive las margas burdigalienses están implicadas (nivel 12), fig. 153).

Las calcarenitas del Puig de Sa Font son potentes de más de una centena de metros.

En su base (103-69, 104-69) son calcarenitas muy ricas en grava dolomítica, cantos de calizas jurásicas con «filamentos», Radiolarios, Saccocómidos, cantos de sílex, y contienen (clasif. de Cl. LORENZ): *Miogypsina* sp., *Operculina* sp., Rotálidos y *Lepidocyclina* sp.

Hacia la cumbre del Puig de Sa Font, la proporción de grava dolomítica y cantos decrece fuertemente en estas calcarenitas que contienen *Miogypsina* sp., *Operculina* sp. y tubos de *Ditrupa* sp.

Las calcarenitas del Puig de Sa Font están emplazadas anormalmente:

1.° No enlazan ni topográficamente (culminan a 271 m.) ni sedimentológicamente (tienen más de 100 m. de potencia) con las demás calcarenitas miocenas de los alrededores de Son Servera.

2.° Están completamente despegadas sobre el Secundario y reposan anormalmente sobra las margas burdigalienses, mientras que las otras calcarenitas miocenas no están nunca tan tectonizadas.

La única hipótesis sencilla que tiene en cuenta estas observaciones es admitir que las calcarenitas miocenas del Puig de Sa Font no están «in situ», sino que representan un olistolito arrastrado a la cuenca de sedimentación burdigaliense por una gigantesca colada fangosa, al mismo tiempo que los olistolitos de Jurásico de Ses Peñas Vermeyas (ver a continuación).

D) Ses Peñas Vermeyas

Aquitaniense y Burdigaliense afloran ampliamente al NE de Son Servera. En la base son calcarenitas, a las que suceden facies más margosas.

El conjunto margoso forma las laderas del pico de Corp, punto culminante (182 m.) de Ses Peñas Vermeyas, que está formado, con las cumbres que lo rodean, de paquetes de dolomías y calizas jurásicas.

B. DARDER interpretaba estos paquetes jurásicos como anormalmente superpuestos al Burdigaliense, como isleos tectónicos.

El estudio sedimentológico del Mioceno subyacente a estos retazos muestra que reposan sobre las margas y calcarenitas aquitanienses emplazadas por un deslizamiento submarino que se produjo durante el Burdigaliense. Estos retazos jurásicos están asociados al deslizamiento submarino y representan así paquetes arrastrados en profundidad por este deslizamiento submarino o, si se prefiere, isleos sedimentarios.

El estudio del Aquitaniense y Burdigaliense de Ses Peñas Vermeyas se hará con la ayuda de dos cortes, uno al SE y el otro al NE de Son Servera.

1) *SE: Corte del camino de Ses Covas Rotjas*

Se ven sucesivamente, de SO a NE (fig. 154):

1) Dolomías jurásicas.

2) 20 m. (?): calcarenitas a veces muy bastas del Aquitaniense basal con una gran proporción de grava dolomítica, cantos de Jurásico y *Lepidocyclina* sp., *Operculina* sp., *Miogypsina* sp. y *Ditrupa* (107-69).

Estas calcarenitas están tectonizadas.

3) Margas amarillentas u ocres que se prolongan hacia Ses Peñas Vermeyas. En la cantera situada al pie N del Puig de Sa Base se han encontrado (clasif. de G. COLOM) (115 y 116-69):

Almaena escornebovensis var. *obesa* Sig., *Amphistegina* sp., *Anomalina* cf. *flintispissiformis* Cush. y St., *Anomalinoides* sp., *Cibicides* cf. *subtenuissimus* (Nutt.), *Chrysalogonium* sp., *Cyclammina* sp., *Globigerinoides* cf. *triloba* (Reuss), *Guttulina* cf. *problema* d'Orb., *Haplophragmoides* sp., *Karreriella* sp., *Marginulina* gr. *asperula* (Gümbel), *Miogypsina* sp., *Operculina* sp., *Planulina renzi* Cush., *Cylindroclavulina* gr. *colomi* Hagn., *Robulus* cf. *disco-granulatus* Seguenza, *Robulus* cf. *foliatus* (Stache), *R.* cf. *subpapillosus* (Nattall), *Sphaerogypsina* sp. (?), *Vulvulina pectinata* Hantken, *Globoquadrina* sp., *Gyroidina* cf. *soldanii* d'Orb., *Hoglundinia* cf. *miocenica* (Hofker), *Lagenodosaria* cf. *longiscata* d'Orb., *Lingulina* gr. *semicostata* (?)

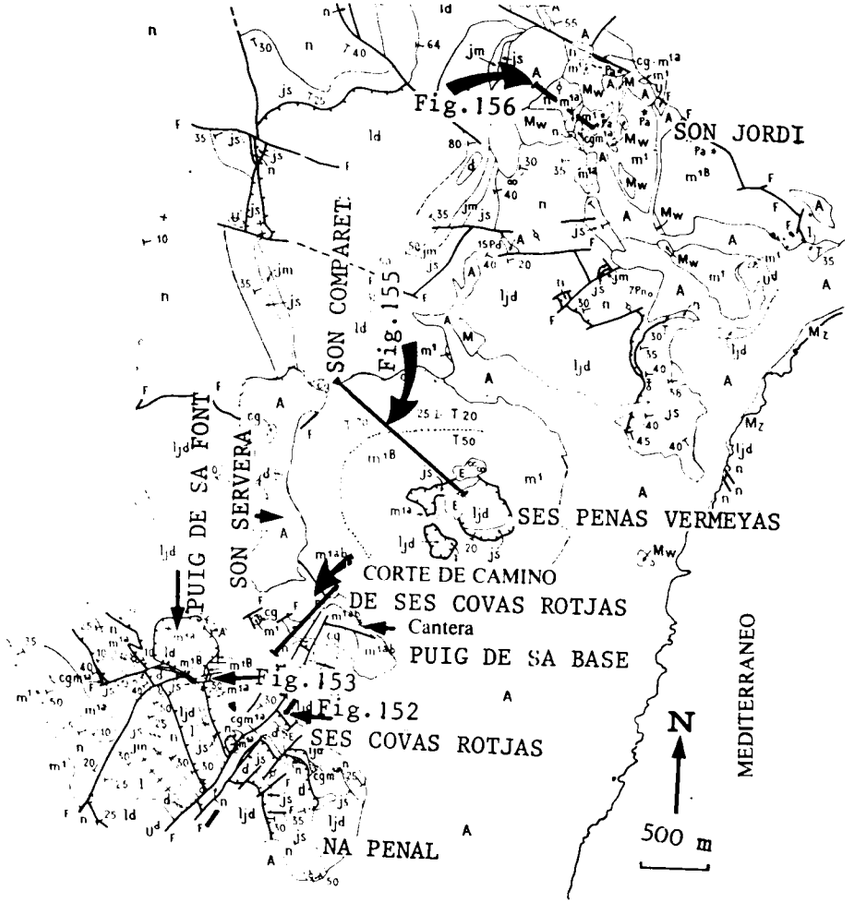


Figura 154.—Situación de los cortes del Mioceno Inferior en la región de Son Servera (extracto del 1/50.000).
Jurásico: ljd, jd, jm, js; Cretácico: n; Aquitaniense: cgml: conglomerado basal, mla, mlb: calcarenitas, luego margas y areniscas Burdigaliense; mlB; Pa: Cantos de Paleozoico.

Gallow-Heminw., *Nodosaria* sp., *Pararotalia* sp., *Dentalina* sp., *Planulina* cf. *galea, Robulus* cf. *orbicularis, R. (Cribrorobulina) serpens* (Seguenza), *R.* cf. *suteri* Cush. y Renz., *Stilostomella* cf. *verneuilli* (d'Orb.), a los que acompañan otolitos y dientes de peces.

Hiladas más compactas han mostrado en lámina delgada (115, 116, 117-69): *Amphistegina* sp., *Anomalina* sp., *Elphidium* sp., *Globigerinoides* sp., *Miogypsina* sp., *Operculina complanata* Gümbel, *Planulina* sp., *Spiroplectammina* sp.

Otras muestras han dado a G. y J. J. BIZON: *Globigerinoides primordius* Blow y Banner, *Globorotalia kugleri* Bolli, *Globigerinita dissimilis* (Cush. y Berm.), *Globigerina praebulloides* Blow, asociación del Aquitaniense (biozona de *Globigerinoides primordius*).

Por encima de las calcarenitas del Aquitaniense basal, estas margas ocres y amarillas pertenecen, por tanto, al Aquitaniense.

El corte está interrumpido en dirección de Ses Peñas Vermeyas por las carreteras, el ferrocarril y los campos.

2) *NE: Corte de Son Comparet*

Se ve sucesivamente (fig. 155):

1) Dolomías jurásicas.

2) Calcarenitas del Aquitaniense Inferior, de 10 a 20 m. de potencia, localmente conglomeráticas. Tienen todavía mucha grava dolomítica (85-69).

3) 30 a 40 m. de margas ocres y amarillas que representan el equivalente lateral del Aquitaniense con *Almaena* estudiado antes (115 y 116-69).

Estas margas tienen intercalaciones de bancos de calcarenitas o incluso microconglomerados con huellas de corrientes en su base. Algunos de estos bancos detríticos están granoclasificados y se han emplazado mediante corrientes densas.

4) Hacia la parte superior del nivel 3), estos bancos detríticos se hacen más frecuentes y, entre muchas muestras tomadas, sólo una ha proporcionado una microfauna bastante pobre con (clasif. de G. COLOM): *Cibicides* cf. *mundula* (Pady, Parker y Jones), *Eponides* sp., *Gyroidina* cf. *soldanii* (d'Orb.), *Haplophragmoides* sp., *Robulus* sp.

Según G. COLOM, *Cibicides mundula* se ve en Mallorca en la base del Burdigaliense, edad probable de este nivel.

5) Después vienen 50 m. de margas con niveles detríticos granoclasificados. Se ven restos de *Pecten* sp. y muy probablemente es a esta parte del corte a la que hay que atribuir el yacimiento de *Pecten praescabriusculus* (Font.), Burdigaliense, indicado por B. DARDER (1925).

J. S. HOLLISTER (1934, pág. 144) atribuía estos niveles al Burdigaliense y recogió allí cantos de grauwacas paleozoicas. Yo mismo he visto aquí y allí pequeños cantos que recuerdan el Culm de Menorca.

6) Al aproximarse a los paquetes de Jurásico de Son Corp, superpuestos anormalmente al Burdigaliense, la facies del Mioceno se vuelve de nuevo mucho más detrítica, con bancos más compactos. En lámina

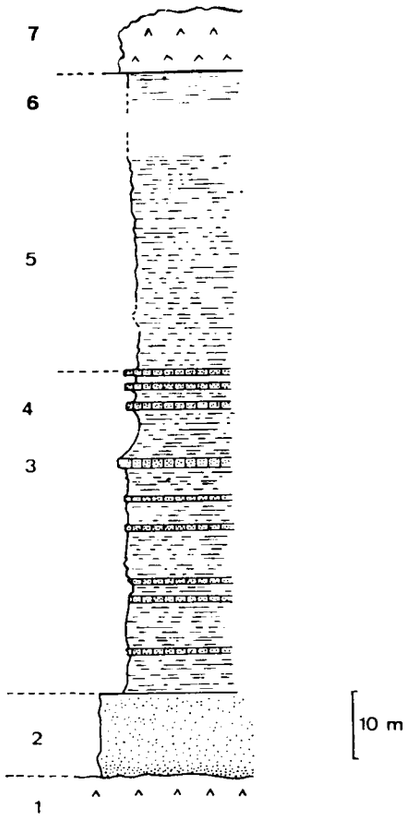


Figura 155.—Aquitaniense y Burdigaliense al NE de Son Servera.

delgada, estos niveles (89-69, fig. 155) presentan la misma facies que el Aquitaniense Inferior calcarenítico (nivel 2), anterior) y contienen (clasif. de Cl. LORENZ): restos de Balanos, Lamelibranquios, Lithothamnium, Briozoarios, *Ditrupa,* acompañados de: *Operculina* sp., *Nephrolepidina* sp., *Miogypsina* sp., con embrión espiral, y un «grueso Rotálido».

Según Cl. LORENZ se trataría de Aquitaniense.

Este nivel es, por tanto, más antiguo que las margas sobre las que reposa. Allí se ven localmente huellas de deslizamientos sinsedimentarios que indican que su posición anormal se debe atribuir a un gran deslizamiento submarino que ha arrastrado, junto a los niveles detríticos aquitanienses, los paquetes de Jurásico de Ses Peñas Vermeyas.

E) **Son Jordi**

A menos de 3 km. al N de Ses Peñas Vermeyas, el Mioceno aflora alrededor de la granja de Son Jordi, desde la proximidad de la carretera Son Servera-Capdepera hasta las proximidades de la playa d'Es Rivell, donde está enmascarado por los cultivos y las arenas recientes.

Cerca de la carretera de Son Servera a Capdepera, se ven de NO a SE (fig. 156):

1) Calizas margosas del Cretácico Inferior.

2) 10 m. aproximadamente de microconglomerados que se parecen hasta engañarse a las dolomías milonitizadas del Liásico. A la lupa, un aglomerante amarillento envuelve los granos de dolomías resedimentadas, rotos. Al microscopio, la roca está fundamentalmente compuesta de granos rodados de dolomía, ligados por una mezcla de dolomita y de calcita recristalizadas (125-67).

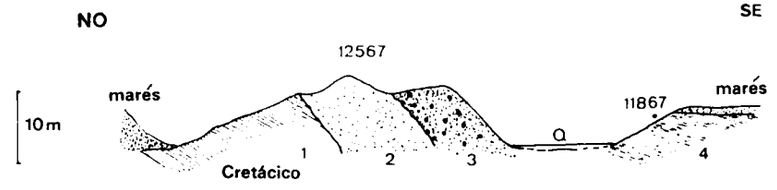


Figura 156.—El Mioceno de Son Jordi.

Este nivel es de espesor variable y puede faltar entre el Mioceno y los terrenos más antiguos, sobre los que reposa.

3) 8 m. de conglomerados idénticos a los aquitanienses de la Ermita de Artá, con cantos de Secundario.

4) Por encima viene una potente serie de margas ocres y de arcillas amarillas con intercalaciones, hacia su parte superior, de bancos detríticos, algunos de ellos granoclasificados y con huellas de corrientes.

En lámina delgada, estos bancos (116-67, 117-67) muestran un fondo de calcita detrítica recristalizada, en parte procedente de la alteración de feldespatos detríticos. Este fondo engloba granos de cuarzo detrítico no yuxtapuestos (40 por 100), mono o policristalinos, que alcanzan hasta 1 mm., bastante angulosos (Ar=0,3): los mayores están rodados, los otros todavía poligonales (Sp=0,5). También engloba muscovita y abundantes feldespatos detríticos.

A estos elementos están asociados pequeños cantos de calizas oolíticas de tipo jurásico y *Miogypsina* sp.

Los levigados de los niveles blandos (115, 116, 117 y 118-67) han sido estériles.

Correlacionando este corte con los de Ses Peñas Vermeyas, los niveles 2) 3) y parte del 4) pueden atribuirse al Aquitaniense. La parte superior del nivel 4), en la que los bancos detríticos son abundantes y tienen *Miogypsina,* representa el equivalente lateral de los niveles burdigalienses de Ses Peñas Vermeyas.

Con los niveles detríticos granoclasificados aparecen cantos de grauwacas del Culm, paleogeográficamente idénticas a las grauwacas del Carbonífero de Menorca. Estos cantos, que pueden alcanzar hasta 80 cm. de eje mayor, están englobados en las margas miocenas que tienen huellas de fluencia.

El contexto sedimentológico del Mioceno implica que estos cantos, procedentes de la erosión litoral de rocas paleozoicas, han sido arrastrados a la parte baja de un talud submarino por deslizamientos de fangos y coladas fangosas. El material detrítico (cuarzo, micas, feldespato) de los niveles granoclasificados proviene de arenas litorales procedentes de la erosión del Paleozoico y removilizado en coladas o deslizamientos submarinos.

F) Conclusiones

En el SE de la región estudiada se ven sucesivamente:

1) Reposando en discordancia sobre el Jurásico o sobre el Neocomiense, calcarenitas localmente conglomeráticas, resedimentando la serie secundaria de Mallorca, con edad Aquitaniense basal o inferior.

Estas calcarenitas disminuyen de potencia desde el SO de Son Servera (Puig de Sa Font) hasta el NE (Son Jordi).

Representan depósitos de un mar poco profundo (facies costeras).

2) Estos niveles son seguidos por margas con *Almaena* (30 a 40 m.) en la parte superior de las cuales aparecen niveles detríticos granoclasificados con huellas de corrientes. Estos niveles han sido depositados por corrientes de turbidez.

3) Por encima, esta facies de margas y de capas granoclasificadas se desarrolla en el Burdigaliense. Con las capas granoclasificadas de tipo turbidítico se han depositado margas procedentes de deslizamientos y corrimientos submarinos. Estas margas tienen huellas de fluencia y contienen en ciertos niveles, tanto al NE de Son Servera (Ses Peñas Vermeyas) como en Son Jordi, cantos de Paleozoico.

Estos cantos de Paleozoico proceden de un Culm de tipo menorquín. Formados en el litoral, son testimonio, junto con los materiales detríticos

(cuarzo, feldespatos, micas, restos de grauwacas procedentes de arenas litorales) contenidos en las capas turbidíticas, de la existencia de una costa emergida, durante el Burdigaliense al menos, y constituida en parte de Paleozoico de tipo menorquín.

En Son Servera, los deslizamientos submarinos más importantes provocan la ablación de las capas aquitanienses ya depositadas y de paquetes de dolomías y calizas jurásicas que deslizan juntas a la cuenca de sedimentación burdigaliense del NE de las Sierras de Levante.

La evolución sedimentológica se manifiesta por el tránsito de facies epicontinentales (Aquitaniense basal, inferior) a facies más profundas, que tienen capas de tipo turbidítico, deslizamientos y coladas submarinas, en el Burdigaliense. Estas últimas facies toman todos los caracteres de los depósitos gravitativos.

3. CONCLUSIONES SOBRE EL AQUITANIENSE Y EL BURDIGALIENSE

El estudio del Aquitaniense y del Burdigaliense en el NE de Mallorca y la comparación de los afloramientos del NO y del SE hace resaltar los siguientes puntos:

1.º El mar epicontinental aquitaniense ocupa primero el SE y deposita sedimentos detríticos (conglomerados y calcarenitas).

2.º Este mar no alcanza el NO hasta la mitad superior del Aquitaniense. Allí las facies son primeramente litorales, poco detríticas y con organismos tales como Ostras, Algas, etc. Luego se producen aportes de conglomerados, que cogen al sesgo los depósitos de Ostras. Estos conglomerados resedimentan la serie secundaria «in situ» en Mallorca y cantos de Orbitolinas no conocidos en afloramiento. Calcarenitas suceden a los conglomerados.

3.º Mientras el mar aquitaniense avanza en transgresión hacia el NO, al SE los depósitos se hacen más margosos y luego, de golpe, aparecen de nuevo aportes detríticos. Estos aportes son debidos a corrientes densas (corrientes de turbidez).

Con estos depósitos turbidíticos se producen deslizamientos submarinos y coladas fangosas que engloban cantos de grauwacas del Culm (cantos que alcanzan 80 cm.). Estos cantos, formados en el litoral, son testimonio, junto con los materiales detríticos (cuarzo, feldespatos, micas, restos de grauwacas) contenidos en las capas turbidíticas, de la existencia de una costa emergida durante el Burdigaliense, al menos, y constituida en parte de Paleozoico de tipo menorquín.

Localmente (Son Servera), capas aquitanienses ya depositadas son

arrastradas, junto con paquetes de Jurásico, a la cuenca de sedimentación burdigaliense.

Estos fenómenos denotan una zona emergida al NO, poco a poco sumergida por el mar aquitaniense y la aparición al SE de relieves formados principalmente de Paleozoico, con un aumento de profundidad de la cuenca de sedimentación burdigaliense y constitución de un sistema de sedimentación plataforma-talud-cuenca.

4. MIOCENO INFERIOR PROBABLE PERO NO DATADO

1. LOS CONGLOMERADOS DEL FARO DE CAPDEPERA

B. DARDER había cartografiado (1932) como cuaternarios los conglomerados que reposan sobre el Secundario y afloran a una cincuentena de metros al SE de este faro.

Estos conglomerados, mal estratificados, discordantes sobre el Secundario y sobre los accidentes tectónicos que lo afectan, están constituidos de cantos rodados que pueden alcanzar hasta 80 m. Estos cantos proceden de una serie jurásica y cretácica de tipo mallorquín. Los cantos calizos son los más abundantes, pero hay algunos cantos de dolomías. Entre los cantos calizos, algunos provienen de nódulos de calizas mesocristalinas con Foraminíferos bentónicos (Trocholinas, etc.) cretácicos, que ya hemos visto en las series hauterivienses de las Sierras de Levante (pág. 430).

La presencia de estos cantos da así la falsa impresión de que una serie cretácica epinerítica ha sido erosionada. No es así, puesto que sabemos que estos nódulos (pág. 430) provienen de la plataforma continental cretácica y han sido resedimentados en la serie cretácica con Calpionellas del NE de las Sierras de Levante.

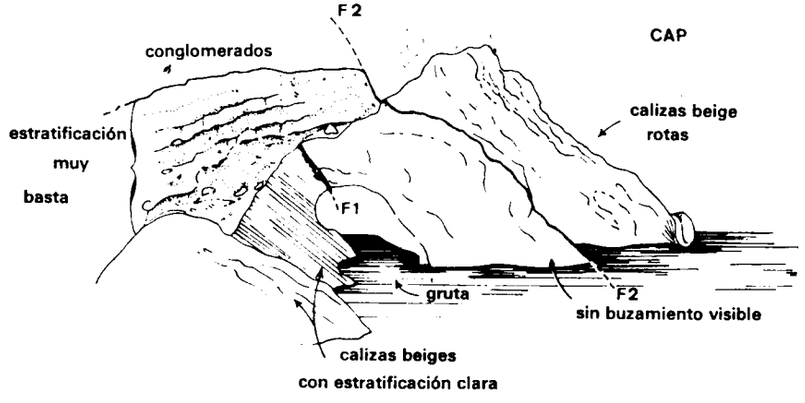


Figura 157.—Conglomerados del faro de Capdepera.

Estos conglomerados no presentan las características de las formaciones cuaternarias: han sufrido deformaciones tectónicas importantes, muchos cantos están aplastados, soldados por calcita. Su cemento, que no ha dado ninguna microfauna, presenta una evolución comparable a la de algunas formaciones terciarias.

Por estas razones, me inclino a pensar que estos conglomerados son de edad terciaria.

2. EL MIOCENO DE CA'N VIDRIE

Al borde de la carretera de Son Servera a Capdepera, en la depresión de Canyamel, las margas ricas en cuarzo detrítico y con muscovita están pinzadas en un contacto tectónico. La perforación de pozos las ha puesto de manifiesto cerca de Ca'n Vidrié (fig. 158).

Su levigado sólo ha dado Globigerinas deformadas que únicamente han permitido a J. MAGNE proponer para ellas una edad miocena.

Por comparación con las formaciones miocenas tectonizadas de esta región, pienso que se trata de Burdigaliense.

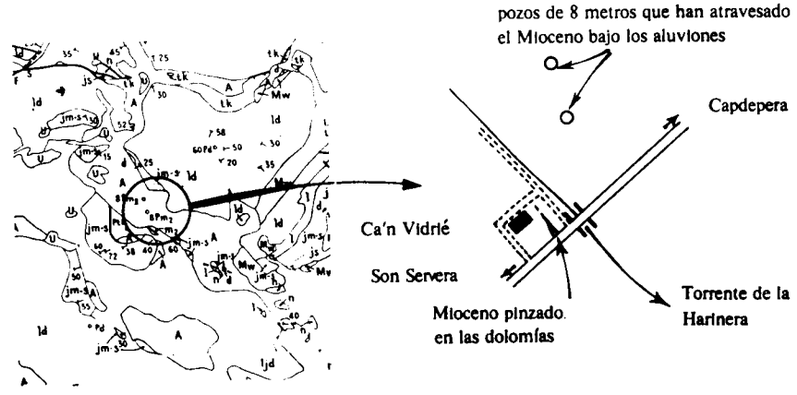


Figura 158.—El Mioceno tectonizado de Ca'n Vidrié.

CAPITULO 3.—EL VINDOBONIENSE Y EL MIOCENO TERMINAL («MESINIENSE»)

INTRODUCCION

Una importante fase orogénica afecta a Mallorca después del Burdigaliense, cuyos sedimentos, asociados a los niveles anteriores, están tectonizados.

Conglomerados, con interestratificaciones de niveles areniscosos, pronto seguidos de calcarenitas blancas (localmente conglomeráticas), reposan en discordancia sobre los depósitos anteriores.

Los sedimentos post-orogénicos se han datado como vindobonienses, pasando la parte superior de las calcarenitas a Mioceno terminal («Mesiniense»).

ANTECEDENTES

1879.—El Terciario fue señalado por varios geólogos antes de 1879, pero es a H. HERMITE al que se deben los primeros datos estratigráficos precisos. Dejando aparte el Terciario más antiguo, describe el Vindoboniense formado de capas con *Ostrea crassissima* Lmk. cerca de Petra, de María y de Palma. Para él, estas capas sustentan los horizontes más recientes «con pequeños Cerithes».

1899.—BOFILL describe una fauna bastante abundante de las «molasas blancas» de Muro.

1905.—HOERNES confirma la presencia de Vindoboniense, en el que incluye los horizontes de «pequeños Cerithes» citados por HERMITE.

1922.—P. FALLOT distingue un «Mioceno de tipo septentrional» constituido por margas azules, areniscas con Amphisteginas y margas arenosas con *Chlamys praescabriusculus* (Font.), y un «Mioceno tipo meridional» constituido por «molasas» con *Ostrea crassissima* Lmk., *Chl. gentoni, Pictocerithium turonicum.* Para FALLOT, estas dos facies son en parte sincrónicas. El Mioceno septentrional, cogido en la tectónica de la Sierra Norte, es Burdigaliense coronado de Helveciense. El Mioceno meridional, de la cara SE de la Sierra Norte y región media de Mallorca, es del Burdigaliense, Helveciense, Tortoniense.

1924-1925.—Es a B. DARDER a quien se debe la caracterización de un Vindoboniense («Mioceno meridional») claramente discordante sobre el Burdigaliense («Mioceno septentrional»).

1946.—G. COLOM ha consagrado numerosos trabajos a los depósitos miocenos y en particular a los depósitos post-orogénicos, solo (especialmente 1946, 1958, este último trabajo incluye una abundante bibliografía) o en colaboración con J. M. OLIVEROS y B. ESCANDELL (1960) y con B. ESCANDELL (1960).

1967.—G. y J. J. BIZON han aportado importantes precisiones sobre las microfaunas planctónicas del Mioceno post-orogénico, solos (1967, 1968) y con G. COLOM (1967).

1973.—G. BIZON, J. J. BIZON, R. BOURROUILH y D. MASSA precisan que la tectónica de la Sierra Norte se produce después del Langiense Inferior (después de la zona núm. 8 de BLOW), mientras que las calcarenitas del Mioceno post-orogénico, que se han depositado en un mar abierto con salinidad normal, contienen en su parte superior microfaunas planctónicas del Mioceno terminal (zona núm. 17 de BLOW: «Mesiniense»).

1. DISTRIBUCION

El Vindoboniense y el Mioceno terminal ocupan gran parte del centro y del este de Mallorca (fig. 159).

En nuestro sector de estudio, las calcarenitas post-orogénicas empiezan a aflorar al sur de la región cartografiada, desde Cala Millor, al sur de la Sierra de Calicant.

2. ESTRATIGRAFIA

Los depósitos post-orogénicos que ocupan el centro y el este de Mallorca sólo han sido objeto, por el momento, de estudios muy locales, de los que aquí recordaremos lo esencial, completándolo con observaciones rápidas.

Observaciones sobre el límite inferior de los depósitos post-orogénicos

Según G. COLOM y B. ESCANDELL (1959), luego G. COLOM (1960, 1967), el Burdigaliense marino es seguido por niveles «salobres, estuarinos, lagu-

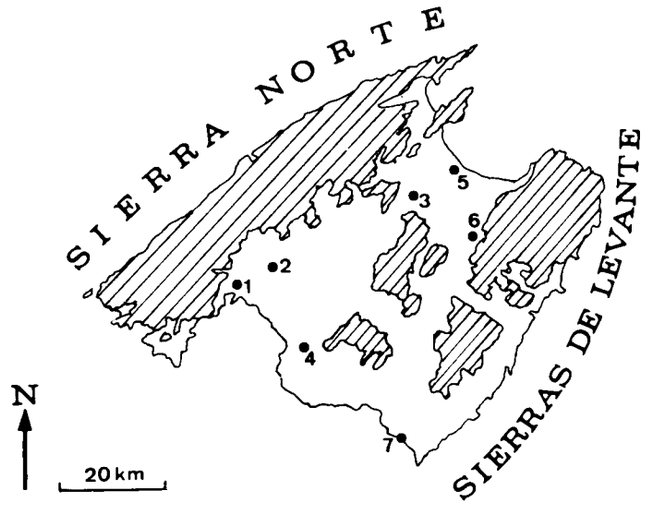


Figura 159.—Terrenos post-orogénicos de Mallorca (en blanco, esquemático; rayado: zonas plegadas. 1 a 5: Vindoboniense estudiado por G. COLOM, 1946, 1958; J. J. BIZON, G. BIZON, y G. COLOM, 1967. 6: cantera de Son Ribot. 7: Vindoboniense del este del Arenal).

nolacustres, con restos de Carofitas, Ostrácodos y pequeños Pulmonados» de edad Burdigaliense Superior.

Para estos autores, esta fase laguno-lacustre es tan pronto discordante sobre los depósitos más antiguos del centro de Mallorca (sur de Sineu) o tan pronto en tránsito continuo con el Burdigaliense Superior marino a través de «capas de transición» (G. COLOM, 1967).

La posición exacta de estos niveles no parece bien definida ni tectónica ni estratigráficamente.

En la Sierra Norte, los grandes cabalgamientos se producen *después* del Burdigaliense Superior marino, estando el Langiense presente localmente (G. BIZON y otros, 1973).

Así, es posible considerar que algunos de estos depósitos laguno-lacustres puedan representar ya el Mioceno post-orogénico.

El Mioceno marino post-orogénico

Teniendo en cuenta estas observaciones, el ciclo *marino* post-orogénico vindoboniense empieza por conglomerados con niveles interestratificados areniscosos, que contienen *Borelis melo* (Ficht. y Moll.) (G. COLOM, 1946, 1958; J. J. BIZON, G. BIZON y G. COLOM, 1967; G. BIZON, 1968). Estos niveles pueden verse en la costa NO de la península de Alcudia.

Estos niveles son seguidos por un espesor variable (de algunos metros o decenas de metros a más de 100 m.) de calcarenitas blancas —también llamadas «molasas»— todavía con *Borelis melo.*

Según G. COLOM (1946, 1958), se ve una diferenciación paleogeográfica de este Vindoboniense entre el NE de la región media de Mallorca, donde las facies son costeras, y el SO de la isla, donde las facies, más ricas en plancton, anuncian el alta mar vindoboniense al S. En la cara SE de la Sierra Norte (fig. 159, punto 2), así como al NE (puntos 3 y 5) se encuentran asociaciones de Foraminíferos costeros, es decir, localmente de medio confinado (fig. 159, punto 5). Por el contrario, al SO, cerca de Palma (punto 1), cerca de Lluchmayor (punto 4), el Vindoboniense tiene faunas de Foraminíferos más ricas en planctónicos, Globigerinas, Orbulinas...

Parece que esta observación también se puede aplicar a nuestra zona de estudio. En efecto, en las canteras de Son Ribot (fig. 159, punto 6), el Vindoboniense del S de la Sierra de Calicant está constituido por calcarenitas blancas, gredosas, de facies de plataforma, con escasos Foraminíferos bentónicos, muy encostrados. Son idénticas a las del Tortoniense Superior de Alayor (Menorca). Cerca de Manacor, el Vindoboniense contiene *Borelis melo* (en G. COLOM, 1946), mientras que en el extremo SO de las Sierras de Levante, especialmente cerca de El Arenal (fig. 159, punto 7), aparecen asociaciones de Foraminíferos planctónicos en los sedimentos más distales.

En relación con la edad de los depósitos post-orogénicos, sólo tenemos indicaciones locales, que todas tienden a una edad miocena alta.

Por ejemplo, en la costa sur de Mallorca, al este del Arenal, cerca de Se Fosse, el Vindoboniense, recubierto de Plio (?)-Cuaternario, forma la base del acantilado del borde del mar. Allí está formado de calcarenitas finas relativamente bien estratificadas, blancas o amarillentas, conteniendo frecuentemente Lamelibranquios (*Ostrea* sp.) y Equinodermos. Algunos bancos están bioturbados. Las calcarenitas finas admiten niveles más finos, más compactos que, en lámina delgada, son microcristalinos y contienen numerosas Globigerinas. El levigado de estos niveles ha proporcionado a G. y J. J. BIZON moldes internos de Foraminíferos, como *Ammonia* sp., *Elphidium* sp. y algunos moldes internos de Foraminíferos planctónicos como, tal vez, *Globigerinoides obliquus.*

Cerca de Lluchmayor, el yacimiento de Son Vari d'Abaix, estudiado por primera vez por G. COLOM (1946), ha sido revisado (G. BIZON, J. J. BIZON y G. COLOM, 1967; G. BIZON y otros, 1973) (punto 4, figura 159).

Este yacimiento contiene, al lado de numerosos Foraminíferos como *Orbulina universa* d'Orb., una microfauna que pertenece a la zona de *Globorotalia dutertrei* (d'Orb.), es decir, al Mioceno terminal (zona núm. 17 de Blow o «Mesiniense»).

3. CONCLUSIONES

En Mallorca, los depósitos post-orogénicos marinos empiezan por conglomerados con niveles interestratificados más arenosos con *Borelis melo*, y sigue una potente serie de calcarenitas marinas, frecuentemente blancas, localmente conglomeráticas, que contienen a diferentes niveles Foraminíferos y, especialmente, Orbulinas y Globigerinas.

La parte superior de estas calcarenitas tienen localmente una microfauna de Foraminíferos planctónicos de la zona núm. 17 de Blow, es decir, del Mioceno terminal («Mesiniense»).

Las partes bajas de Mallorca constituían entonces una plataforma submarina poco profunda, donde se formaban y depositaban sedimentos carbonatados, y donde vivían numerosos organismos. Al lado de organismos bioturbadores vivían numerosos Lamelibranquios, Equinodermos, Políperos, Gasterópodos y Foraminíferos bentónicos y planctónicos.

Las asociaciones faunísticas revelan que esta plataforma submarina dependía de un mar cálido, abierto y con salinidad normal. Hacia el NE este mar llegaba a Menorca.

En Mallorca este mar rodeaba los relieves emergidos de la Sierra Norte, de las Sierras de Levante y de los macizos emergidos del centro de Mallorca.

CAPITULO 4.—CONCLUSIONES GENERALES SOBRE EL TERCIARIO

Los sedimentos terciarios del NE de Mallorca permiten, por una parte, poner en evidencia la sucesión de las fases orogénicas que han afectado a esta región, y por otra parte, seguir su evolución paleogeográfica.

1. EL EOCENO

Fases tectónicas deforman esta región antes del «Luteciense terminal a Priaboniense Inferior», que es discordante sobre el Cretácico, provocando la emersión y erosión del Secundario. Intimamente mezclados a los cantos procedentes del Secundario de Mallorca, los cantos del Vraconiense-Cenomaniense basal provienen probablemente de las series cretácicas neríticas, situadas en Mallorca. Estas series neríticas no pueden provenir de la Sierra Norte y deben necesariamente representar la continuación del Cretácico de las Sierras de Levante y/o del centro de Mallorca.

El mar eoceno, que llega en transgresión sobre el NE de las Sierras de Levante, alcanza la bahía de Alcudia. Es un mar epicontinental, que deposita conglomerados y calizas de facies casi litorales.

2. EL MIOCENO

Se producen nuevas deformaciones entre el «Luteciense terminal a Priaboniense Inferior» y el Aquitaniense basal, que llevan a una nueva emersión.

Durante el Mioceno Inferior, los sedimentos van a acusar los efectos de una fase de reajuste del zócalo balear, que va a traducirse en:

1.° Un rejuvenecimiento de los relieves situados al NO. El mar aquitaniense, primero epicontinental, ocupa el SE de la región estudiada (Son Servera), luego inicia una transgresión hacia el NO emergido, al que sólo alcanza (cadena montañosa de la Ermita de Artá, Farrutx) en la mitad superior del Aquitaniense. Allí deposita facies litorales, con numerosos

organismos (Ostras, Balanos, etc.). Estas facies dejan bruscamente su lugar a conglomerados bastos, formados por cantos del Secundario mallorquín y del Cretácico con Orbitolinas. Esta variación brusca de facies y la aparición de conglomerados significan una reactivación de la erosión consecuente a la modificación de los relieves emergidos.

2.° La aparición o el rejuvenecimiento de los relieves situados a lo lejos y al SE y al E de las Sierras de Levante actuales. En la región de Son Servera y de Son Jordi el Burdigaliense se carga de arenas y cantos, procedentes de la erosión de una región emergida, formada en parte de Paleozoico. Esta zona no puede situarse al NO y debe situarse al NE o en el Este y SE de las Sierras de Levante. El estudio del Burdigaliense del macizo de Randa permitirá situar esta zona en el Este y el SE.

3.° Estos movimientos de surrección de la corteza terrestre están compensados por un aumento de la profundidad del surco de sedimentación aquitano-burdigaliense de las Sierras de Levante. A los depósitos del mar epicontinental del Aquitaniense basal e inferior suceden depósitos de margas, areniscas y arcillas, de las que algunas son depositadas en su lugar por corrientes de turbidez, mientras se producen coladas y deslizamientos submarinos que arrastran al surco de sedimentación burdigaliense paquetes de capas aquitanienses, olistolitos del Aquitaniense (Puig de Sa Font) y olistolitos de Jurásico de más de 750 m. de largo (Son Servera).

El conjunto de estos fenómenos representa una fase tectónica que afecta a un dominio situado a lo lejos, en el Este y el SE de las Sierras de Levante, mientras el dominio balear propiamente dicho no parece sufrir nada más que reajustes según direcciones del zócalo (ver Tectónica).

Nuevas fases tectónicas pliegan el NE de Mallorca después del Burdigaliense.

El mar vindoboniense viene a sellar los contactos tectónicos, depositando calcarenitas gredosas, cuya parte superior se ha podido datar como Mioceno terminal (zona núm. 17 de Blow: «Mesiniense»). En este momento el mar ha esbozado una última transgresión y viene a rodear los macizos emergidos de las Sierras de Levante.

El mar mesiniense es un mar abierto, cálido, en comunicación con el Atlántico de la época. Deposita sedimentos carbonatados en la plataforma, constituida por las zonas sumergidas de Mallorca.

Tercera parte

MENORCA

Tectónica

INTRODUCCION

El NE del promontorio balear, junto con lo que permanece emergido, Menorca, ha sufrido el efecto de fases tectónicas paleozoicas, secundarias y terciarias.

De *las tectónicas* y de *la historia ante-variscica* sólo podremos dar una imagen muy fugaz e hipotética (cf. conclusiones generales).

La tectónica variscica ha afectado a Menorca, pero sus efectos, borrados por las deformaciones ulteriores, son actualmente difíciles de enumerar. Se le pueden atribuir:

1.° Pliegues, inclusive imbricaciones de importancia limitada.
2.° Fracturas N-S a N 30-50°.

El conglomerado permo-triásico descansa en discordancia, a la vez, sobre el Culm y sobre los niveles antiguos del Devónico.

Los movimientos y la historia secundaria sólo podrán esbozarse por la comparación de los sedimentos de Menorca y Mallorca y de su evolución.

La tectónica terciaria tiene varias fases. *Desde antes del Oligo-Mioceno Inferior,* una o dos fases tectónicas de compresión han provocado deformaciones en las formaciones ante-triásicas y el despegue de la cobertera secundaria al nivel del Keuper plástico.

Durante el Oligo-Mioceno, fases tectónicas de distensión provocan hundimientos y «llamadas a la sedimentación».

Las fases de compresión mayores se sitúan, sin embargo, después del Oligo-Mioceno Inferior y antes de un cierto Vindoboniense.

El Tortoniense Superior, seguido del Mioceno terminal («Mesiniense»), son posteriores a estas fases de compresión.

Desde el Mioceno terminal, una neotectónica activa, que en general hace volver a moverse zonas de fracturas más antiguas, provoca el alzamiento o hundimiento de paneles enteros de Promontorio balear.

Las microestructuras son poco importantes. El Paleozoico no es metamórfico y no presenta esquistosidad de flujo, ni inclusive una esquistosidad de fractura reglada y sistemática. Aparecen microestructuras debidas a dos sistemas de kinks en zonas limitadas.

Los pliegues están generalmente ligados a la presencia de múltiples niveles de despegue, que favorecen las disarmonías.

Empezaremos nuestro estudio por el estudio de las microestructuras, los pliegues y las principales disarmonías.

CAPITULO 1.—MICROESTRUCTURAS, PLIEGUES Y DISARMONIAS

El Paleozoico, lo mismo que los terrenos más recientes, no es metamórfico ni ha sido afectado por una esquistosidad de flujo o inclusive por una esquistosidad de fractura reglada y sistemática.

Sin embargo, *algunos* afloramientos del Devónico y del Carbonífero presentan zonas del orden de 1 metro cuadrado, donde se expresa un *esbozo* de esquistosidad de fractura, que generalmente es la expresión local de fenómenos de disarmonías de mayor escala, engendrados por la existencia de múltiples niveles de despegue en la serie estratigráfica de Menorca.

1. SERIE JURASICA Y CRETACICA

La serie secundaria calizo-dolomítica reacciona generalmente como una losa rígida despegada sobre el Keuper.

Este despegue es, en general, limitado, y la losa reposa a través del Keuper sobre niveles antiguos de Muschelkalk o sobre el Permo-Trías rojo.

En Monte Toro, sin embargo, la losa carbonatada jurásica se ha despegado más ampliamente del Keuper y se ha deformado ella misma en pliegues N 40-50°, volcados al N 310-320 y pasando a veces a escamas. Estas deformaciones son visibles en la ladera S del Monte Toro (figura 160).

2. TRIASICO MEDIO

En su base, los niveles carbonatados se desolidarizan de las areniscas rojas permo-triásicas y, en su coronación, del Keuper. Las diferencias litológicas en el Muschelkalk provocan incluso disarmonías internas, con formación de pliegues de núcleos rompientes, pliegues kink, o en espigas, etc.

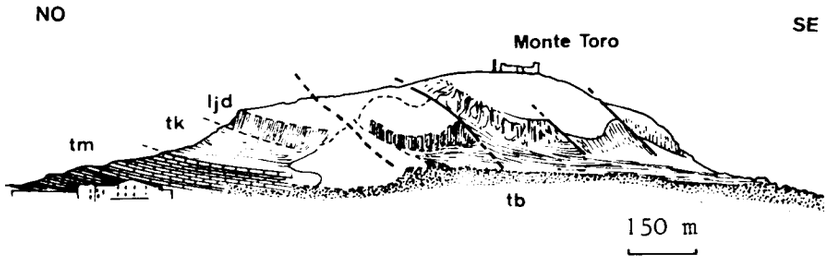


Figura 160.—Despegue del Monte Toro. ljd: Jurásico; tk: Triásico Superior; tm: Triásico Medio; tb: Triásico Inferior y Pérmico.

1. MONTE TORO

Subiendo la carretera del santuario, se ve en el Pas del Bou que una red de fallas de cizalla, N 20° a N 60°, buzando 35° NO y perpendiculares a la estratificación, lleva a la formación de pliegues en espiga en el Muschelkalk, por deslizamiento entre superficies de cizallamiento (figura 161).

Una segunda red de fracturas N 120° está parcialmente inyectada por calcita.

Continuando la subida de la carretera, se ven niveles de calizas onduladas, en bancos delgados comprendidos entre los niveles de calizas masivas, afectadas por disarmonías internas y pliegues en espiga, N 90° a N 120°, y con una fracturación N 120°.

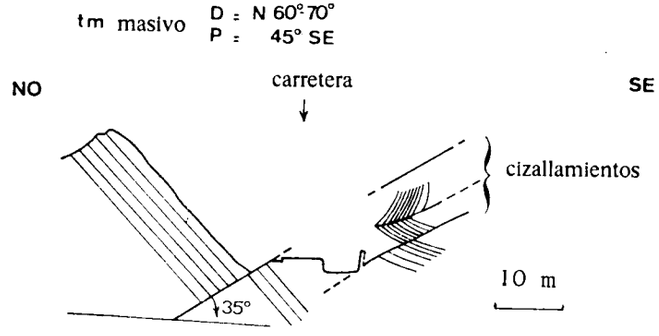


Figura 161.—Cizallamientos en el Triásico Medio del Pas del Bou (Monte Toro).

2. ARENAL D'EN CASTELL

El Triásico Medio visible al oeste de la playa está constituido en su base por una veintena de metros de calizas masivas (fig. 162, nivel 1) coronados por una serie potente de alternancias de bancos calizos y margocalizos delgados (fig. 162, nivel 2, y lám. 80, fig. 1).

Esta serie de bancos delgados se ha desolidarizado del nivel 1 y se ha plegado disarmónicamente.

Junto a pliegues cualesquiera hay pliegues ortorrómbicos, en espiga, resultantes de la acción de empujes sobre dos series litológicas.

Cuando la serie litológica está constituida por bancos relativamente potentes, se ve un pliegue kink conjugado, cuyas superficies axiles contienen la dirección de las capas, o bien la recortan. El pliegue es isópaco y ortorrómbico (fig. 163, y lám. 80, fig. 3).

Algunos de estos pliegues, en los que $\alpha=\beta=60°$, se «refractan» en pliegues en espiga, cuando el material litológico implicado en la deformación cambia de estructura sedimentaria, pasando de bancos gruesos a bancos delgados (fig. 163). Cuando se alcanza la raíz del pliegue (ω, figura 163), el pliegue kink conjugado se hace pliegue en espiga, por fractura del pliegue ortorrómbico a lo largo del plano bisector (S^1).

Las espigas tienden a sucederse entonces con ángulos de 90°.

La simetría ortorrómbica del pliegue kink conjugado sólo se realiza en función de un material que debe estar constituido por alternancias regulares de bancos delgados duros y blandos. En cuanto dejan de ser regulares estas alternancias y los niveles duros o blandos se hacen más gruesos, el pliegue se hace triclínico o cualesquiera y las estructuras se vuelcan en sentido opuesto al deslizamiento o empuje aparentes (fig. 162, y lám. 80, fig. 1).

Esta observación, vista sobre el terreno, muestra que los pliegues en espiga pueden así derivar de un pliegue kink conjugado por fractura según el plano bisector de este último, durante la refracción de este pliegue en una serie litológica diferente.

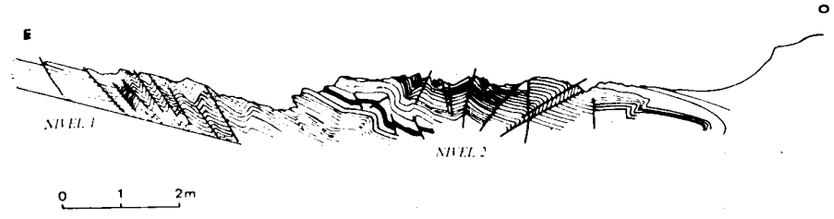


Figura 162.—Pliegues disarmónicos del O de Arenal d'en Castell. Esquema correspondiente a la lámina 80, figura 1.

Este es sólo uno de los mecanismos de formación de este tipo de pliegues. En efecto, PETERSON y WEISS (1966, en RAMSAY, 1967, pág. 453, fig. 7-124, reproducida aquí en la fig. 164) han dado un modelo de mecanismo de formación de pliegues en espiga por desarrollo progresivo de una de las series de kink.

En Arenal d'en Castell, la dirección de estos pliegues kink conjugados o de los pliegues en espiga es N 50° ó N 170°, acompañados de fracturas N 50°, N 80° y N 170°.

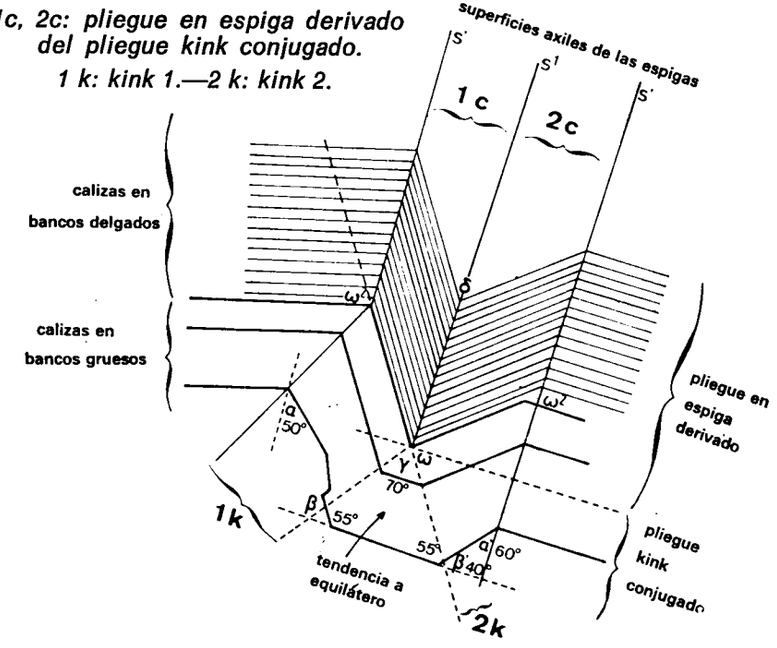


Figura 163.—Refracción de un pliegue kink conjugado en pliegue en espiga.

3. CULM

Pliegues kink conjugados afectan a algunos niveles del Culm.

1. CAP FAVARITX

Cada vez que una serie de pelitas está comprendida entre niveles areniscosos potentes, se ven pliegues kink conjugados, raramente ortorrómbicos y más frecuentemente triclínicos.

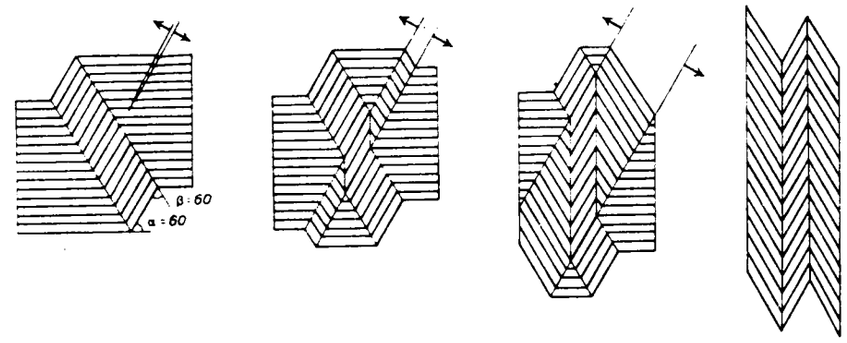


Figura 164.—Modelo de formación de pliegues en espiga por desarrollo progresivo de una de las series de kink (según PATERSON y WEISS, 1966; in RAMSAY, 1967; pág. 453, fig. 7-124).

Son identificables dos sistemas de pliegues kink conjugados:

Sistema de dirección N 40° a N 80° y N 90° a N 105°

Este sistema está representado o por una serie de kinks con simetría raramente ortorrómbica y que evolucionan entonces a pliegues en espiga (lám. 82, figs. 1 y 2), o bien más frecuentemente con simetría triclínica. Estos pliegues conjugados, mal esbozados, toman el aspecto de pliegues elementales de núcleo rompiente (lám. 82, fig. 3). En este caso de conjugación, el compartimiento central está descendido si las dos fallas son convergentes, levantado si estas fallas son divergentes.

Frecuentemente, puede verse solamente una de las dos series de kink, que puede tomar, como consecuencia de la naturaleza de la roca (pelitas), el aspecto de un micropliegue fallado. La falla, inversa, nace en cualquier posición con respecto a la superficie axil del micropliegue, pero en su núcleo (lám. 82, fig. 4).

A este sistema de kinks conjugados corresponde un doble sistema de fractura, que disgrega la roca (lám. 82, fig. 4).

Los empujes generadores de estos kinks estarían dirigidos N 160-165°.

Sistema de dirección N 140-185°

Este sistema es menos desarrollado que el precedente. Está representado por pliegues de núcleo rompiente, ligados a una red de fracturas

N 140-170°, muy visible en otra parte y especialmente en Cala Llonga (rada de Mahón).

Los empujes generadores de este sistema estarían dirigidos N 75°.

Es de señalar inmediatamente que los empujes generadores de los dos sistemas de kinks son perpendiculares (N 165° en el primer caso, N 75° en el segundo).

Se puede considerar o bien que hay dos campos de empujes diferentes, uno (N 75°), menos desarrollado, subordinado y anterior al otro (N 165°), o bien que estos dos campos de empujes son las resultantes de un campo único, mayor, de dirección N 120°.

2. CALA LLONGA

La serie afectada es más pelítica que la de Cap Favaritx.

Se ven localmente planos de cizallamiento inclinados a 25° y fracturas satélites que hacen con estos planos ángulos del orden de 45°. En relación con esta segunda red de fracturas aparecen pliegues disarmónicos, pliegues en espiga o kinks, mal reglados, N 140° a N 185° (fig. 165), frecuentemente con eje inclinado.

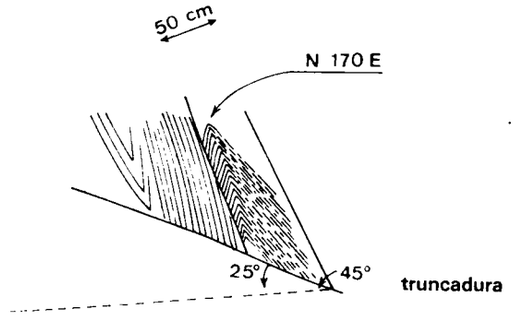


Figura 165.—Cizallamientos y pliegues en Cala Llonga.

Aquí y allá, sólo hay la red de fracturas y la roca toma localmente una disgregación en escamas. Sin embargo, no hay esquistosidad de fractura reglada, pareciendo muy sistemático el movimiento disarmónico banco a banco.

Por el movimiento entre bancos, en la vecindad de las charnelas de los pliegues, se forman pequeños frunces paralelos al eje de los pliegues, pudiendo dar localmente una especie de lineación de crenulación.

3. CALA RATA

En el cruce de las carreteras de la Mola de Mahón y de Cala Rata, se ven dos direcciones principales de fracturación, N 75° y N 140°, esta última dirección conjugada con una dirección de fractura paralela, pero de inclinación diferente.

Los kinks no se han manifestado.

4. CALA MESQUIDA

Se ven kinks semi-centimétricos o milimétricos, de dirección N 100°, paralelos a la dirección de las capas (buzando 35° S) y determinando todavía una especie de crenulación.

4. CARBONIFERO BASAL

Las pelitas rojas del Viseense Superior, que separan la masa del Culm de las calizas viseenses, constituyen un nivel disarmónico.

Las calizas viseenses, a su vez, se desolidarizan de las radiolaritas subyacentes. Las afectan pliegues disarmónicos (lám. 84, fig. 1). Estos pliegues son o cualesquiera o en espiga, a veces.

Las direcciones de los pliegues vistos en las calizas del Binimalla son: NS, N 17°, N 22°, N 5°, N 355°, N 350°, N 320°, N 345°.

Las direcciones de los pliegues vistos en las radiolaritas del Binimalla son: N 320°, N 330°, N 30°.

En Cala Mica, el Culm presenta pliegues del orden de 1 m. por 10 m. de largo, volcados hacia el Oeste y de eje N 300° a N 280°.

5. DEVONICO SUPERIOR

Los pliegues que se ven allí pueden ser anárquicos (lám. 84, figs. 2 y 3) o relativamente ordenados, como en la playa de Ferragut, donde el Devónico, directamente debajo de la colada fangosa, muestra pliegues de dirección N 15°, N 350°, N 285°, N 10°, N 320°, N 325°, N 20°, N 25°.

6. DEVONICO MEDIO E INFERIOR

1. CARRETERA ALAYOR-SAN CRISTOBAL

Pliegues isópacos, frecuentemente con núcleo rompiente (lám. 84, figura 4).

Sus ejes, basculados hacia el Sur, tienen una dirección N-S a N 10°, con vergencia hacia el Oeste.

2. MACIZO DE FORNELLS

Entre la bahía d'es Guix y Tirant, el Devónico muestra pliegues de núcleo rompiente (lám. 85, fig. 1).

Por debajo, el Praguiense de El Cipré comprende de abajo a arriba tres series litológicas, afectadas por pliegues ligados a despegues internos (láms. 85 y 86).

— 1. La serie inferior, que forma la costa, está constituida por bancos masivos, no plegados (lám. 85, fig. 3). Veremos a continuación que las disarmonías se reanudan por debajo de ella.
— 2. Una serie de pelitas bioturbadas, sobre la serie precedente, y en la que nace un pliegue de dirección N 150° (lám. 86, fig. 1) que es primero anisópaco (charnela engrosada), monoclínico. Este pliegue evoluciona rápidamente. Su núcleo rompe sobre el flanco normal, luego por encima (fig. 2) evoluciona a pliegue falla, habiendo alcanzado la fractura la carnela del pliegue (figura 3). Más arriba todavía (fig. 4), este pliegue vuelve a ser monoclínico, luego ortorrómbico, isópaco, y un segundo plano de fractura N 160° aparece.
— 3. Una serie superior, caliza, despegada sobre la serie precedente. El despegue tiene una dirección N 15° y buza al Este 65°. Esta serie forma la línea de crestas (lám. 85, fig. 3).

Pliegues disarmónicos, con charnela engrosada, de dirección N 160°, volcados al O afectan a esta serie. Algunos toman el aspecto de pliegues en espiga con fracturas N 160° (lám. 87, fig. 1).

Por debajo, la serie 1 del Praguiense de El Cipré, que es horizontal, recubre el flysch bioturbado praguiense que está afectado por pliegues cualesquiera (lám. 86, fig. 5, y lám. 87, figs. 2 y 3). Algunos de estos pliegues, de dirección N 140-150°, muestran un esbozo de esquistosidad de fractura en su flanco normal (lám. 85, fig. 4) o localmente en su charnela (lám. 87, fig. 3).

Es una fracturación apenas reglada, basta, que sólo he visto en algunos metros cuadrados sobre una superficie recorrida de varios kilómetros cuadrados.

Estos pliegues disarmónicos son de orden métrico y evolucionan según su dirección a pliegues de núcleo rompiente, decamétricos u hectométricos (lám. 85, figs. 1 y 2).

3. OESTE DE TIRANT

El flysch con pistas praguiense del oeste de Tirant está roto por una red de fracturas N 140° y por una red N 50° que buza 50° al NO, acompañando pliegues disarmónicos cualesquiera, como los del este de Menorca (ver a continuación). Algunos de estos pliegues están, sin embargo, mejor reglados, otros, por el contrario, ligados a disarmonías de deslizamiento, toman el aspecto de pliegues en «petaca».

Los ejes medibles de estos pliegues tienen una dirección comprendida entre N 70° y N 110-120°. Localmente, algunos pliegues anárquicos están acompañados en algunos metros por un pliegue conjugado kink, N 70° (lám. 88, fig. 1).

4. LOCHKOVIENSE DE TIRANT

En la costa Este de la bahía de Tirant, pliegues disarmónicos de dirección NS a N 170° están volcados al O. Están despegados sobre una serie no plegada. Son pliegues anticlinales y sinclinales de los que algunos de núcleo rompiente evolucionan hacia pliegues en espiga (lám. 88, figura 2).

5. LOCHKOVIENSE CON MONOGRAPTUS PRAEHERCYNICUS (OESTE DE TIRANT)

Se ven pliegues disarmónicos cualesquiera, o cónicos, a los que está ligado un primer sistema de kinks milimétricos a semi-centimétricos. Este kink puede dar una lineación basta de crenulación, que afecta a los bancos pelíticos deformando los graptolites. Estos pliegues son de dirección NS a N 140°. Los kinks correspondientes pueden conjugarse.

Un segundo sistema de kink es menos visible. Se sitúa entre N 70° y N 100°. Son zonas del orden del cuarto de metro cuadrado como máximo. Ligada al kink, puede aparecer una esquistosidad de fractura basta. Entonces disgrega la roca en hojuelas bastas (lám. 88, fig. 3).

6. DEVONICO DEL ESTE DE MENORCA

Cerca de la embocadura del puerto de Addaya, el Devónico está también afectado por pliegues disarmónicos, anárquicos (lám. 88, fig. 4) o cualesquiera (lám. 88, fig. 5). Estos pliegues van del centímetro a la decena de metros. Volcados al O, su dirección, cuando es discernible, es NS a N 340°.

Estos pliegues están acompañados de una red de fracturas inyectadas de calcita, poniendo de manifiesto una fase de distensión N 140-160°.

7. CONCLUSIONES

El Paleozoico que aflora en Menorca, lo mismo que los terrenos más recientes, no es metamórfico, ni está afectado por una esquistosidad de flujo o inclusive por una esquistosidad de fractura reglada y sistemática.

Sin embargo, aparecen *microestructuras* en zonas limitadas, del orden del metro cuadrado, que afectan al Devónico y al Carbonífero (figura 166).

Se trata fundamentalmente de dos sistemas de kinks. El primer sistema de kinks, conjugados, es N 140-185°. El segundo sistema es N 40-80° y N 90-105°. Sólo localmente, según el tipo de afloramiento y la litología, los sistemas de kinks pueden pasar a un esbozo de esquistosidad de fractura.

Son estructuras tardi-tectónicas (J. F. DEWEY, 1965; J. RAMSAY, 1967), tal vez formadas al final de dos fases de compresión (una anterior N 75°, la otra N 160-165°), o más bien, en nuestra opinión, de una sola fase de compresión (N 120°), estando entonces conjugados los dos sistemas. En Menorca conviene subrayar el débil desarrollo de estas estructuras ligadas a disarmonías.

Los pliegues están generalmente ligados a la presencia, en la serie estratigráfica, de múltiples niveles de despegues, que favorecen las disarmonías.

Mientras que la serie Jurásico-Cretácica se comporta como una losa rígida, despegada sobre el Keuper, aparecen frecuentemente pliegues en el Triásico Medio y los niveles anteriores.

En el Triásico Medio, pliegues disarmónicos, en parte de deslizamiento, pueden producir la aparición de series de kinks conjugados. Según la naturaleza del material litológico, estos pliegues kinks conjugados evolucionan vertical y horizontalmente. Verticalmente un pliegue conjugado puede evolucionar a pliegue en espiga por refracción en una serie litológica más finamente estratificada. Horizontalmente, este pliegue en espiga puede evolucionar a pliegue simétrico cada vez más débil, hasta volverse un pliegue cualesquiera, de núcleo rompiente, luego un pliegue anárquico.

Localmente (Devónico del Este de Menorca, de Tirant (O), entre el Escollo del Francés y Cala Mica) aparecen pliegues anárquicos de arrastre que no tienen representación geométrica.

En el macizo de Fornells, el conglomerado permo-triásico es discordante sobre pliegues de núcleo rompiente, cuya dirección original, sensiblemente NS, ha sido modificada por empujes terciarios.

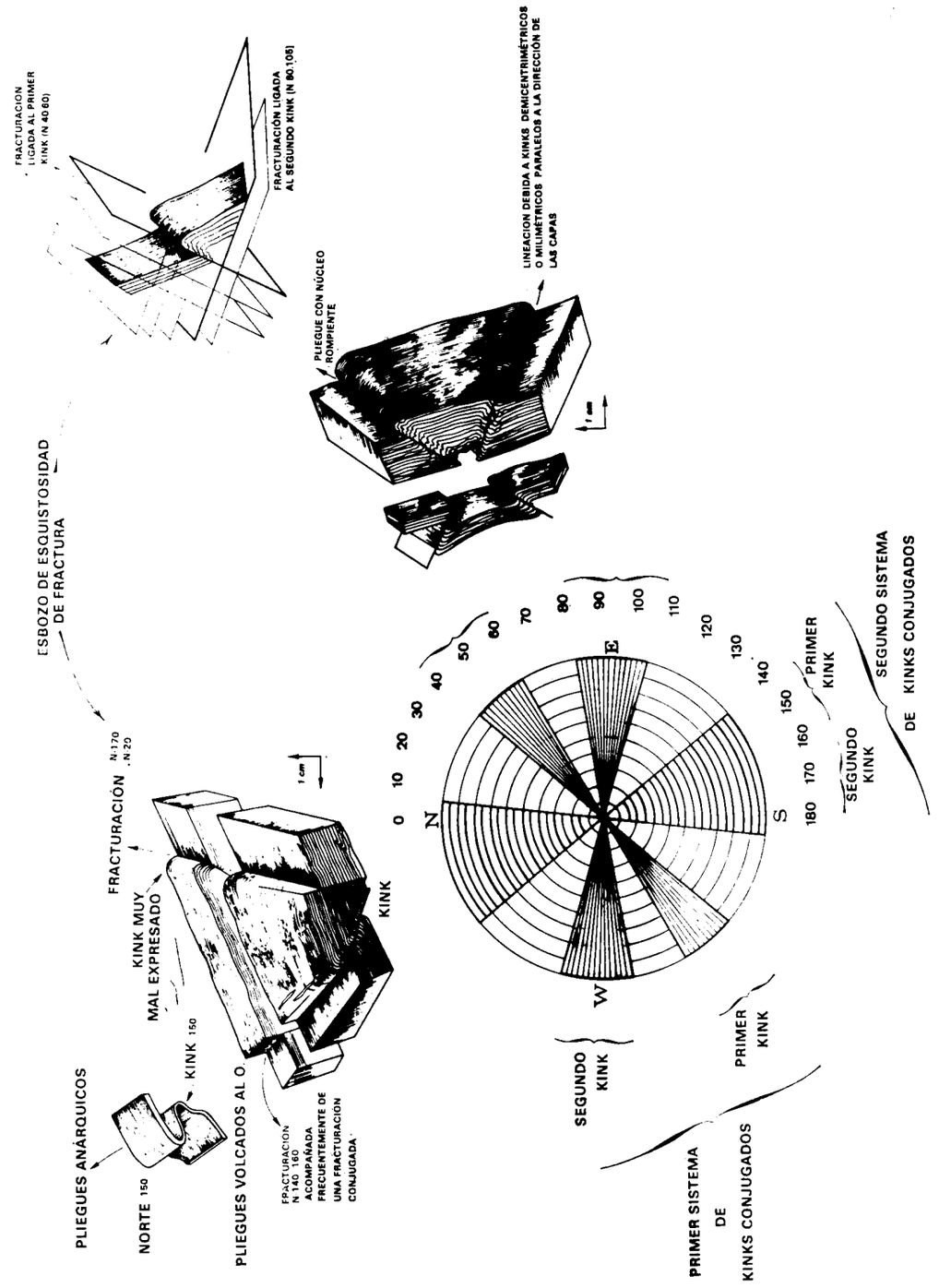


Figura 166.—Sistemas de kinks y fracturaciones ligadas a estos sistemas.

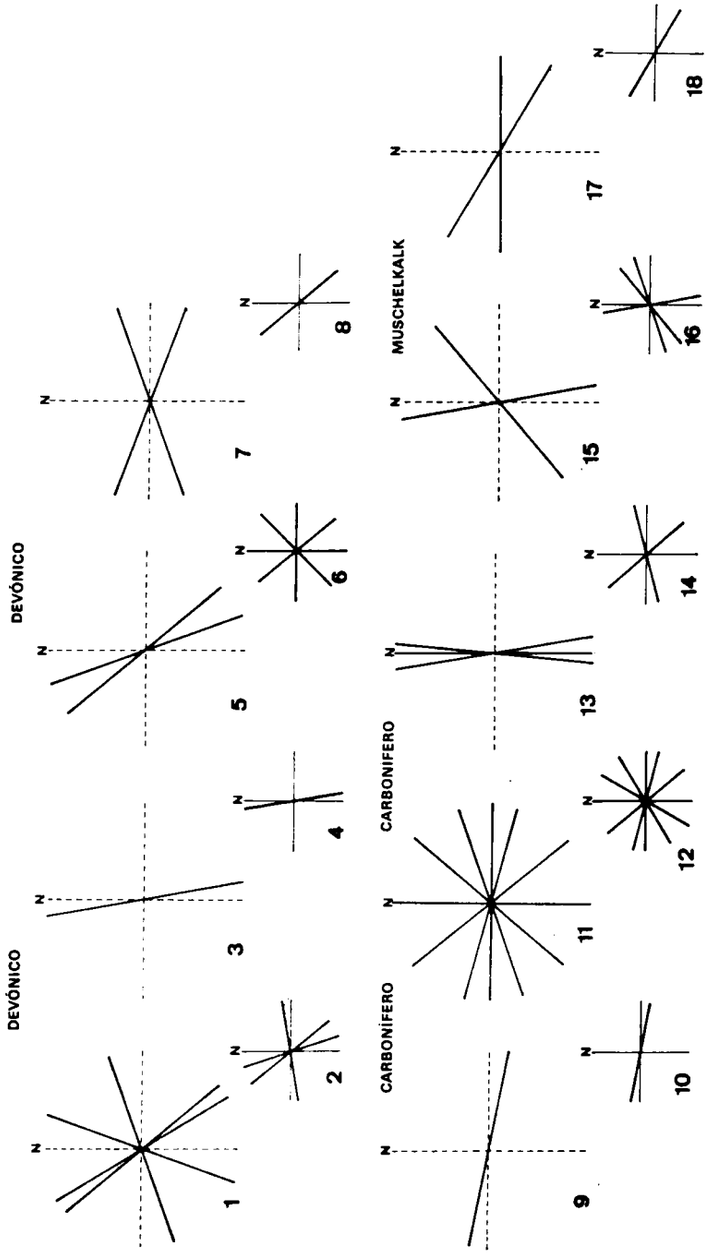


Figura 167.—Principales direcciones de kinks en el Paleozoico (1: Lochkoviense con «Monograptus praehercynicus»; 3: Lochkoviense con «M. hercynicus»; 5: Praguiense de El Cipré; 7: Praguiense del O de Tirant; 9: Culm de Cala Mesquida; 11: Culm de Favaritx; 13: Culm de Cala Llonga) y de los pliegues en el Muschelkalk (15: Arenal d'en Castell; 17: del Monte Toro) y fracturaciones correspondientes (números pares).

CAPITULO 2.—TECTONICA VARISCICA

INTRODUCCION

Los efectos de la tectónica varíscica se materializan por la existencia:

1.° De una discordancia del Permo-Trías.
2.° De fracturaciones.
3.° De estructuras en escamas.

1. DISCORDANCIA DEL CONGLOMERADO PERMO-TRIASICO

El examen del mapa geológico de Menorca (Mapa en el tomo II) y los cortes geológicos (figs. 12 y 14, láms. plegadas en el tomo II) muestran que:

1. AL ESTE DE MENORCA

El conglomerado permo-triásico reposa sobre el Culm. Este contacto había sido interpretado por J. S. HOLLISTER (1934) como un cabalgamiento del Culm hacia el O, lo que cuadraría con su concepción tectónica del conjunto de Menorca, donde el Paleozoico y el Secundario se cabalgarían hacia el O, «a la manera de tejas de tejado». De hecho, no se ve este tipo de estructura.

El contacto es, generalmente, estratigráfico (R. BOURROUILH, 1967), y el Permo-Trías, que reposa sobre diferentes horizontes del Culm, es discordante, a veces, sobre bancos volcados del Culm. Sin embargo, frecuentemente, el conglomerado, de propiedades mecánicas diferentes del Culm sobre el que reposa, se ha despegado ligeramente.

2. EN EL CENTRO

El conglomerado permo-triásico reposa a la vez sobre diferentes horizontes del Devónico Inferior-Medio y sobre diferentes horizontes del Culm.

En el macizo de Fornells, el Devónico está afectado por pliegues —analizados en detalle anteriormente en el capítulo I— que tienen direcciones que van de N 120-140° en el Este del macizo, a NS en el sur, donde están recubiertos por el conglomerado permo-triásico (cf. Mapa I, tomo II).

El Permo-Trías, que está sobre el Devónico de Fornells, presenta direcciones que son generalmente N 35° a N 55°.

Hay, por tanto, muchas discordancias, pero se ve que los pliegues del macizo de Fornells, cuya dirección primitiva es N-S, han sido removidos por la tectónica alpina: han sido cizallados por una fase N 120° que, además, ha deformado los ejes de ciertos pliegues. Igualmente, el conglomerado permo-triásico está a menudo despegado sobre el Devónico, sobre todo al Este.

Hacia el interior de la isla, la observación de las estructuras antiguas es más difícil por los cultivos. Sin embargo, en el Km. 20,9 de la carretera de Mahón a Fornells, el conglomerado permo-triásico aparece claramente a los dos lados de la carretera (lám. 49, fig. 1). En el borde N de ésta, reposa sobre el Devónico Inferior volcado y rubefactado.

3. AL OESTE

El Culm no cabalga hacia el O el Secundario de la meseta de Almudaina (J. S. HOLLISTER, 1934). El Culm se hunde bajo el Secundario. El contacto es, lo más frecuentemente, tectónico.

Al Este, el Permo-Trías de Santa Agueda reposa localmente sobre capas volcadas del Culm.

La observación del Culm del macizo de Alfuri nos ha mostrado capas tan pronto volcadas, tan pronto normales, afectadas de buzamientos a menudo fuertes, y localmente pliegues de dirección N 120-140°.

En la costa Norte, cerca de Punta Teula, el conglomerado permo-triásico reposa sobre el Namuriense Superior (R2), mientras que, en el macizo de Alfuri, reposa localmente sobre las partes inferiores del Culm (Viseense-Namuriense Inferior).

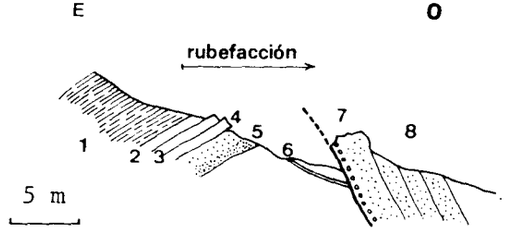


Figura 168.—Discordancia de Punta Teula.

4. CONCLUSIONES

El conglomerado permo-triásico reposa al este y al oeste de Menorca sobre el Culm, mientras que en el centro reposa sobre el Devónico. La serie estratigráfica, siendo continua entre el Devónico y el Culm, por consiguiente la región central de Menorca, formada por Devónico, está separada necesariamente de los afloramientos del Culm del Este y del Oeste por *dos accidentes de fractura de edad varíscica y orientación N-S a N 30-50°.*

Un primer aspecto de la tectónica varíscica es ser una tectónica de zócalo, que ha provocado la elevación del Devónico y del zócalo más antiguo en el centro de Menorca (tomo II, mapa 2).

Un segundo aspecto es el haber determinado pliegues, de eje N-S, que aparecen localizados.

2. FRACTURACION

1. RED DE FRACTURAS N-S A N 30-50°

A) Accidente O de Binidonaire

De los dos accidentes varíscicos puestos en evidencia anteriormente, el accidente O es necesariamente el que separa el Culm y el Devónico: es el accidente de Binidonaire (fig. 169).

En efecto, este accidente, evidentemente reactivado en el Terciario por su movimiento oblicuo, hace reposar, desde la granja de Caballería, al oeste de Fornells, hasta la granja de Sant Joan, cerca de la carretera de San Cristóbal-Alayor, al sur de Mercadal, el Devónico sobre:

1.° Carbonífero, desde Caballería hasta Mercadal.
2.° Permo-Trías, desde Mercadal hasta Sant Joan.

Al este de este contacto y muy cerca (algo más de 500 m.), el Permo-Trías reposa sobre niveles del Devónico Inferior-Medio, mientras que al oeste y todavía más cerca (menos de 500 m.), este mismo Permo-Trías es discordante sobre el Culm, y todo esto en una misma transversal E-O.

Teniendo en cuenta las deformaciones terciarias, no cabe duda que en el centro de Menorca el Permo-Trías ha podido, después de la orogénesis varíscica, venir a recubrir en discordancia, por una parte Devónico y por otra Carbonífero, que afloraban, por tanto, selectivamente a una y otra parte de una línea estructural sensiblemente NS. Por tanto, esta línea estructural debe interpretarse como una falla varíscica.

B) Accidente E de Addaya

De la misma manera que para el accidente Oeste, el accidente varíscico Este debe separar el Devónico y el Culm. Es decir, que este accidente se sitúa cerca de Addaya (fig. 169 y Mapa 1 en Tomo II).

Hacia el Sur, este accidente de Addaya desaparece bajo el Secundario de la Meseta de Alayor, pero se constata que su trazado, N 30-50°, corresponde a un anticlinal con núcleo de Muschelkalk que rompe la meseta de Alayor en S'Albaida.

El accidente de Addaya es una falla de origen varíscico, que limita al Este el Devónico y los terrenos más antiguos del centro de Menorca. Este accidente es de la misma naturaleza y origen que el accidente homólogo Oeste. De la misma manera que la falla O, la falla de Addaya ha condicionado las estructuras terciarias. Sólo que, en vez de traducirse por un cabalgamiento limitado hacia el O, estas estructuras terciarias se traducen en un anticlinal que ha nacido sobre la falla varíscica.

Señalemos de paso que el accidente de Addaya está desplazado por el movimiento alpino de un accidente N 120-140°, bajo la meseta de Alayor (fig. 169).

C) Accidentes de Binimalla y Ferragut

Escamas varíscicas, muy limitadas, se localizan según dos accidentes de fractura varíscicos que, poco a poco, unen Binimalla y Ferragut a la región de Santa Margalida-Binifaillet (ver más adelante).

D) Accidente de San Pedro

El accidente de San Pedro (fig. 166) aparece en los cortes geológicos (Mapa 2 en Tomo II), en su naturaleza y orientación, como homólogo de los accidentes anteriores, a los que es paralelo. Por estas razones yo lo relaciono con la red varíscica N-S a N 30-50°.

E) Intrusión de cuarzo-queratófiros

Estas rocas eruptivas atraviesan el Culm según dos direcciones privilegiadas.

— Una N-S a N 30-50°, que es paralela a los accidentes varíscicos anteriores.
— Otra N 120-140°, mucho menos inyectada que la dirección precedente.

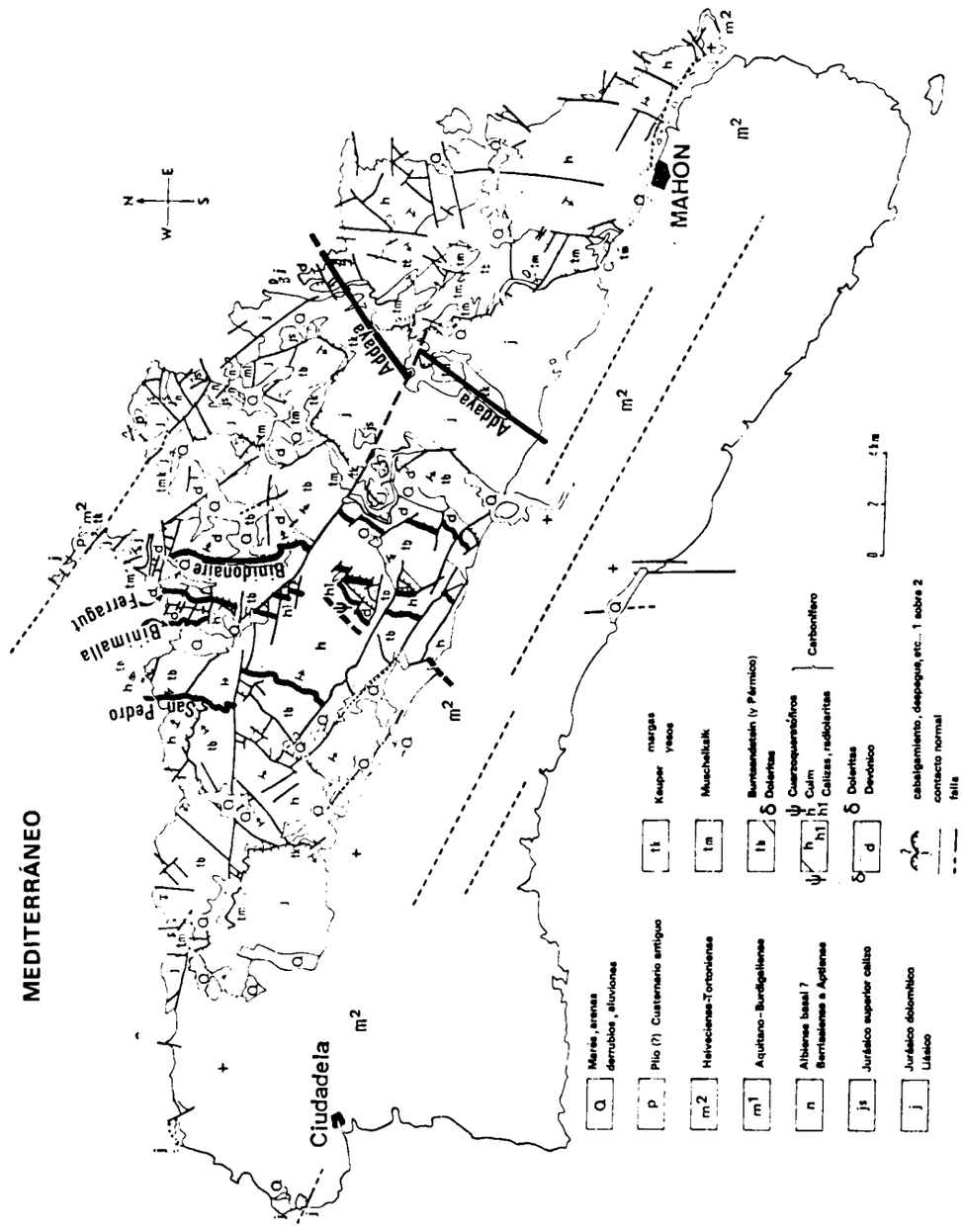


Figura 169.—Distribución de los accidentes de fractura varíscicos N-S a N 30-50° en Menorca.

2. RED DE FRACTURACION N 120-140°

Un primer argumento sobre su existencia puede sacarse de la observación de las intrusiones de cuarzo-queratófiros (ver anteriormente y fuera de texto, Mapa 1 en Tomo II).

Un segundo argumento es proporcionado por la comparación de la fracturación N 120-140° entre Menorca y Mallorca.

Existe en Menorca y Mallorca la misma fracturación N 120-140°, que ha jugado en el alpino. En Menorca esta fracturación no pasa —o excepcionalmente— la discontinuidad mecánica del Keuper. En Mallorca, por el contrario, esta fracturación pasa esta discontinuidad y cizalla la cobertera calizo-dolomítica secundaria y el Terciario, plegados.

Esta fracturación, que es así independiente de las deformaciones de la cobertura secundaria y terciaria de las Baleares y del despegue de ésta sobre el Keuper, parece ser una fracturación ante-triásica, ligada a un zócalo rígido anterior al Lochkoviense.

3. CONCLUSIONES

Existe en Menorca una red de fracturación N-S a N 30-50° varíscica. Han sido puestas de manifiesto cinco de estas fracturas, de más de 10 Km.

La intrusión de cuarzo-queratófiros se ha hecho *principalmente* según la dirección de fracturación N-S a N 30-50° y *accesoriamente* según la dirección N 120-140°.

Parece así que la fracturación N-S a N 30-50° ha tenido en el Hercínico un papel más importante que la fracturación N 120-140°.

Las fracturas N 120-140° parecen así no haber sido solicitadas nada más que como fracturas de tensión, conjugadas con la primera red con ocasión de las solicitaciones varíscicas.

Dada la importancia de la fracturación N 120-140° en Menorca y Mallorca, y el carácter secundario que tiene en el Hercínico, aparece la hipótesis de que esta fracturación, ligada al zócalo rígido de Baleares, es probablemente más antigua que el Hercínico.

3. ESTRUCTURAS EN ESCAMAS

J. S. HOLLISTER (1934, lám. 5) había visto en el Paleozoico de la región de Binifaillet-Santa Margalida escamas varíscicas. No son lo que ha representado ni los contactos entre Permo-Trías y Paleozoico, ni la estructura del Paleozoico y la serie estratigráfica.

Cogiendo esta cartografía (fig. 170) se ve que el Culm, Carbonífero basal, Devónico Superior (colada fangosa), Devónico Medio e Inferior están implicados en un sistema de pliegues acostados hacia el NO, de flancos volcados y laminados, que pasan a escamas (fig. 170).

En la proximidad del conglomerado permo-triásico, la potencia del Culm es muy débil (S de Binifaida), incluso puede estar volcado tanto que pliegues y escamas vienen sesgadamente hacia el conglomerado, discordante cartográficamente.

Si se cambia de escala y se observa el centro de Menorca (Mapa 1, en Tomo II), se ve que la estructura que afecta al Paleozoico de Binifaillet no afecta de ninguna manera ni al Permo-Trías vecino ni inclusive a los grandes afloramientos de Culm o de Devónico.

Por el contrario, se ve que esta estructura está bien delimitada y, cizallada por fallas N 120-140° de movimiento alpino, se sigue poco a poco hasta la costa N de Menorca, que alcanza en el macizo de Binimalla el conglomerado permo-triásico, siendo siempre discordante cartográficamente sobre esta estructura y reposando en Binimalla sobre el Devónico y el Culm implicados en estas escamas (Mapa 1, en Tomo II).

Se trata, por tanto, de pliegues varíscicos que pasan a escamas, removilizados por la tectónica alpina.

Estas estructuras tienen una dirección general N-S a N 30-50°. Son paralelas a fallas hercínicas y han sido inducidas por la presencia de un accidente de fractura antiguo.

La localización privilegiada de estas estructuras, paralela a fallas hercínicas N-S a N 30-50°, indica que esta localización es debida a una zona de fractura o a dos fallas de zócalo varíscicas de la misma dirección, que son los accidentes de Binimalla y Ferragut (Mapas 1 y 2, Tomo II).

4. CONCLUSIONES GENERALES SOBRE LA TECTONICA VARISCICA

La tectónica varíscica es primero una tectónica de zócalo. Una red de accidentes N-S a N 30-50° recorta el Paleozoico en compartimentos, determinando la formación de un horst central, formado por el zócalo rígido coronado de Devónico, aflorante. Es una primera fase de distensión.

Cerca de las fallas occidentales (fallas de Binimalla, Ferragut, Binidonaire) se ve la formación de pliegues N-S o N 30-50°, que pasan a escamas. Estas estructuras definen una tectónica de compresión, de efectos y alcance limitados, con la reactivación probable de una red N 120-140°, anterior, y el movimiento en fallas inversas de los accidentes precedentes.

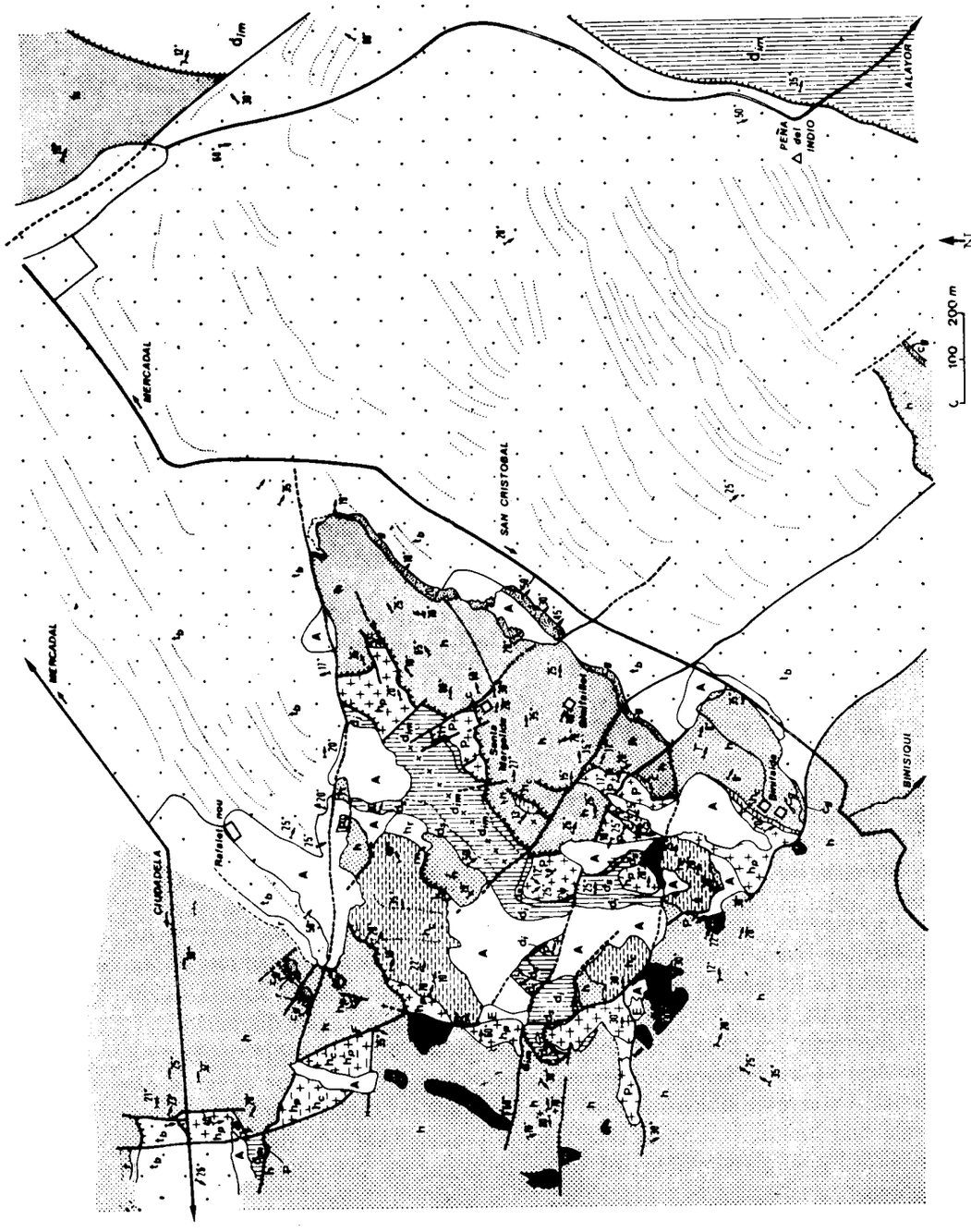


Figura 170.—Estructuras hercínicas del SO de Mercadal (Binifaillet-Santa Margalida).

La existencia de solicitaciones E-O varíscicas había aparecido con ocasión del estudio sedimentológico del Culm (pág. 147).

La colada fangosa, en el Culm de Cala Murta, tiene cantos de granito, del Cristalofílico procedente de una costa emergida. Estos cantos están asociados a deslizamientos sedimentarios, de los que las direcciones de los pliegues (N 175°) permiten localizar esta costa al este actual de Menorca. Estos deslizamientos sedimentarios ponen de manifiesto la solicitación de las costas emergidas del área de sedimentación del Culm por los empujes E-O. Parece, por tanto, que los empujes varíscicos sean solamente E-O y que la dirección N 30-50° de algunas estructuras se deba al efecto de fases terciarias.

Viene una tercera fase de relajamiento de los empujes, durante la cual se implantan los cuarzo-queratófiros, principalmente según ciertas fracturas N-S a N 30-50° y secundariamente según otras N 120-140°.

El zócalo rígido de las Baleares, puesto en evidencia por argumentos estratigráficos y magmáticos (pág. 160), también se pone en evidencia aquí por argumentos tectónicos.

Aunque no se vea en afloramiento este zócalo rígido, como consecuencia de la existencia de un despegue generalizado del Paleozoico al nivel del Lochkoviense, un dragado hecho al pie del talud continental del norte de Menorca ha dado, incluidos en los derrubios submarinos, fragmentos angulosos de esquistos sericíticos y cloríticos que presentan una especie de lineación de crenulación determinada por kinks del mismo tipo que los que presenta el Lochkoviense de Menorca.

Parece así verosímil que se trata de fragmentos de terrenos metamórficos infra-lochkovienses (R. BOURROUILH y A. MAUFFRET, 1975).

Mostraré en la última parte de este trabajo que este zócalo antelochkoviense es muy probablemente de tipo kabilia.

CAPITULO 3.—TECTONICA TERCIARIA

1. TECTONICA POST-ALBIENSE BASAL, ANTE-OLIGO-MIOCENO INFERIOR

1. DISCORDANCIA DEL OLIGO-MIOCENO

La molasa de Es Macar de Sa Llosa resedimenta de una parte diferentes niveles jurásicos y cretácicos y por otra parte reposa sobre diferentes niveles cretácicos (fig. 171).

Aunque se trata de una formación continental, estos dos hechos testimonian una fase tectónica anterior al Oligo-Mioceno.

2. ESTILO TECTONICO

Sólo podemos juzgar indirectamente el estilo tectónico de las deformaciones ante-Oligo-Mioceno. Vemos:

- — Por una parte, ni el Paleozoico ni los niveles del Triásico Inferior y Medio se ha resedimentado en cantos en esta molasa, aunque afloran actualmente 500 m. al Sur y debajo de esta molasa, que habría podido, por tanto, recubrirlos con facilidad.
- — Por otra parte, esta molasa procede de la acumulación rápida de productos de erosión de una tierra emergida, lo que supone drenajes fluviales importantes, capaces de arrastrar bloques de calizas relativamente labrados.
- — Finalmente, la molasa reposa en contacto tectónico sobre el Keuper, que engloba incluso paquetes de conglomerados terciarios (figura 171, 3). Sin embargo, hacia el Norte, la molasa reposa en contacto normal sobre las calizas jurásicas y cretácicas.

Esto muestra *por una parte* que el conjunto molasa y calizas jurásico-cretácicas se ha desplazado tangencialmente sobre el Keuper, es decir, que las calizas jurásico-cretácicas estaban ya despegadas sobre el Keuper

antes de depositarse la molasa y que, *por otra parte,* la molasa se ha depositado sobre el Keuper.

Estas observaciones hacen pensar que las fases de deformación ante-Oligo-Mioceno han plegado una cobertera secundaria calizo-dolomítica por encima del Keuper plástico utilizado como nivel de despegue. En otros términos, se trata de una tectónica de cobertera (R. BOURROUILH, 1970).

2. TECTONICA INTRA-OLIGO-MIOCENA

Cuando el NE al menos del Promontorio balear estaba emergido, y mientras se depositaban los conglomerados de Es Macar de Sa Llosa, se produjo una fase de distensión, que provocó una llamada a la sedimentación y discordancias intraformacionales (fig. 171, 2).

Estas distensiones han sido muy probablemente favorecidas por la presencia del Triásico Superior. Unidas a la erosión llevan a un adelgazamiento de la cobertera jurásica y cretácica.

3. TECTONICA POST-OLIGO-MIOCENO INFERIOR, ANTE-VINDOBONIENSE

Sucediendo a esta fase de distensión, las deformaciones principales se sitúan antes del depósito de un cierto Vindoboniense.

Este período orogénico lleva en particular a poner al descubierto ampliamente el Paleozoico menorquín, probablemente durante el Burdigaliense Inferior, como lo hace pensar la aparición de cantos del Culm de tipo menorquín en el Burdigaliense de Mallorca.

Los accidentes tectónicos de este período corresponden de hecho a varias fases tectónicas que sólo se pueden datar relativamente las unas respecto a las otras.

1. EMPUJES N-S A N 30-50°

La puesta al descubierto del Permo-Trías rojo y del Paleozoico parece haberse producido antes de una fase de tectónica de fractura.

Algunos grandes macizos de areniscas rojas permo-triásicas corresponden a pliegues anticlinales (Cap Gros) o sinclinales (Miloca de Binideufa, Cala Pregonda, Fonts Redona) de eje N 90° a N 120-140°.

Estas estructuras, muy perturbadas en el O y centro de Menorca, están casi intactas al Este de Menorca, al sur de Addaya, desde Binifabini hasta Mahón (Mapas 1 y 2 en Tomo II).

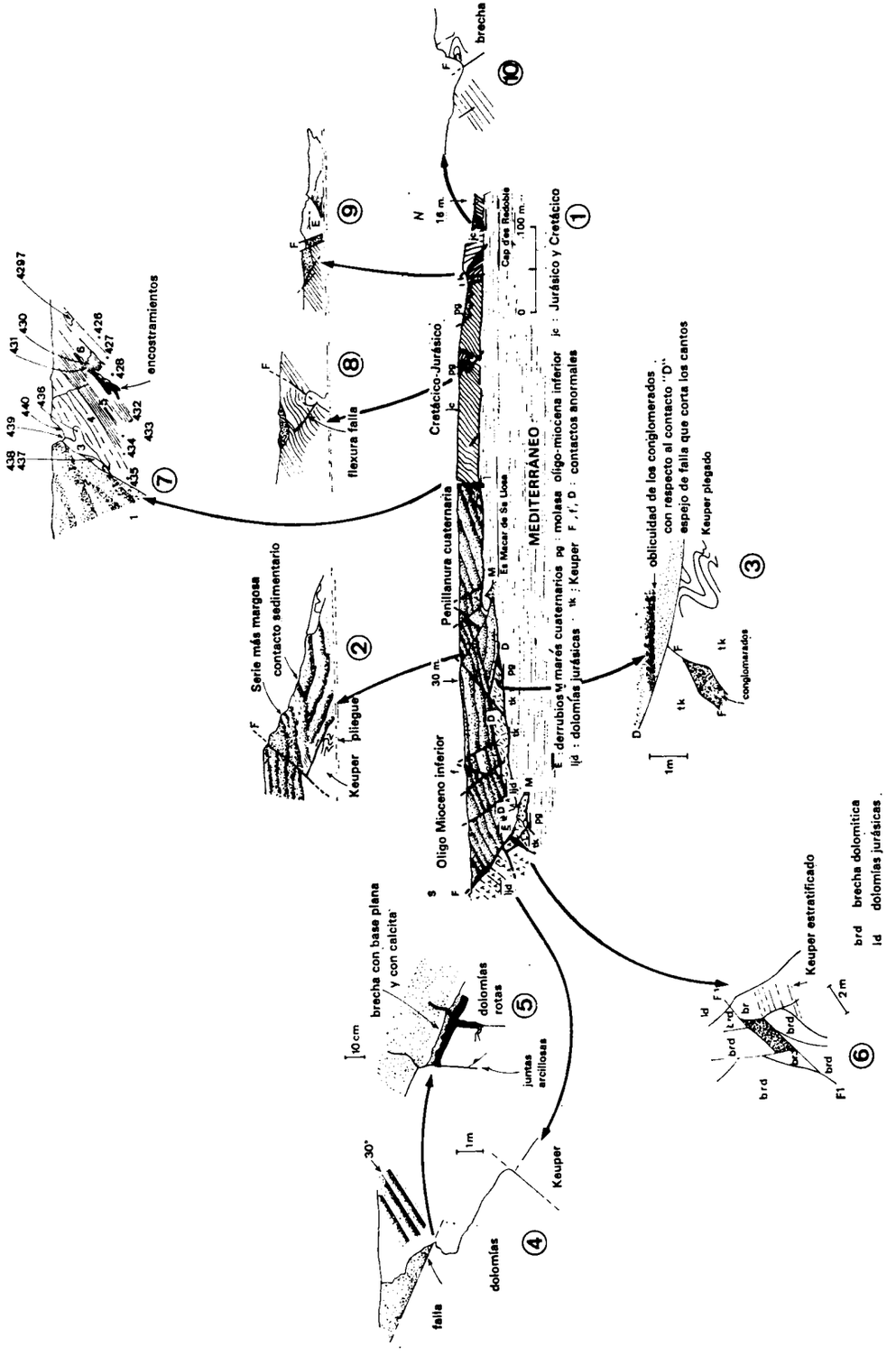


Figura 171.—(Ver explicación en página siguiente.)

1. **Oeste y centro de Menorca** (fig. 172)

A) PLIEGUES N 90° A N 120-140°

1) *Anticlinal de Cap Gros*

Su eje es N 90°. Inmediatamente al Sur, la costa está recortada por fallas oblicuas o perpendiculares al eje de este pliegue.

2) *Sinclinal de la Miloca de Binideufa*

En su borde NE, el Permo-Trías de la Miloca de Binideufa se vuelca, luego es cabalgado por el Culm de Cala Caldere y se ve (fig. 173):

En su borde Sur, cuatro cortes permiten ver (figs. 172 y 174):

1) El flanco S de la Miloca representa el flanco normal de un sinclinal N 120° con núcleo de Triásico Inferior.

2) Este flanco está perturbado por una falla E-O, ligeramente oblicua.

3) Viene después un anticlinal de eje N 110°, del que se puede seguir

Figura 171.—Deformaciones ante, sin y post-Oligo-Mioceno Inferior.

1: Panorama geológico de la molasa Oligo-Miocena en Es Macar de Sa Llosa, visto desde el Este.

2: Discordancias intraformacionales en los conglomerados, testimonio de una fase de distensión durante el depósito del Oligo-Mioceno.

3: Contacto tectónico de la base de la molasa, reposando anormalmente sobre el Keuper replegado, que tiene un paquete de conglomerados (a pesar de este contacto tectónico, la molasa reposa también en contacto normal sobre Jurásico y Cretácico, hay que admitir que se ha depositado también sobre el Keuper).

4: Contacto Sur del Oligo-Mioceno, separado de las dolomías jurásicas por una falla.

5: Detalle del contacto entre la molasa (punteado) y las dolomías. Las fracturas están colmatadas por arcillas.

6: Detalle de las fracturas conjugadas que acompañan a la fractura principal F (ver antes, 4 y 5), y en las que los conglomerados están pellizcados.

7: Contacto Norte de la masa principal del Oligo-Mioceno sobre el Cretácico. Este contacto está colmatado por calizas finas de agua dulce, que representan placas kársticas que también encostran las calizas cretácicas (431, 430).

8: Flexura-falla que afecta a las calizas cretácicas y que ha permitido la conservación de los conglomerados terciarios suprayacente.

9: Contacto por falla de la molasa y de las calizas barremo-aptienses.

10: Contacto Norte de las margas barremo-aptienses y de las calizas neocomienses.

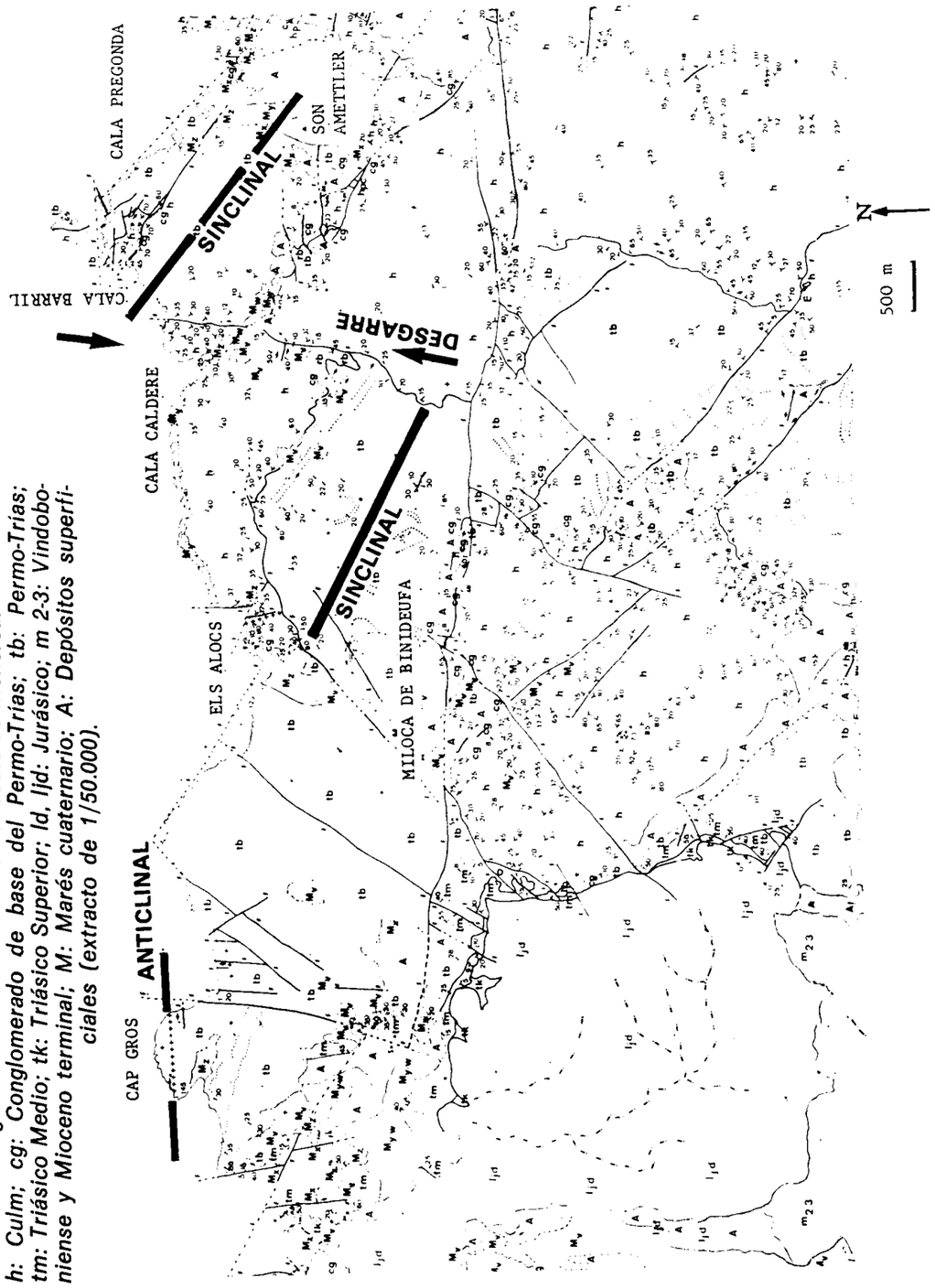


Figura 172.—Deformaciones del oeste de Menorca. h: Culm; cg: Conglomerado de base del Permo-Trías; tb: Permo-Trías; tm: Triásico Medio; tk: Triásico Superior; ld, ljd: Jurásico; m 2-3: Vindoboniense y Mioceno terminal; M: Marés cuaternario; A: Depósitos superficiales (extracto de 1/50.000).

la evolución, a partir de los cortes 1 a 4. En el corte 1, es solidario del Permo-Trías de la Miloca. En 2, está seccionado en su núcleo. En 3, aparece al sur de la falla; y, finalmente, en el corte 4, sólo se ve un pequeño testigo de conglomerado triásico que reposa sobre el Culm, al S de la falla (fig. 174).

El macizo de la Miloca de Binideufa corresponde así a un sinclinal de eje N 120-140°, seguido al Sur por un anticlinal de eje N 110°.

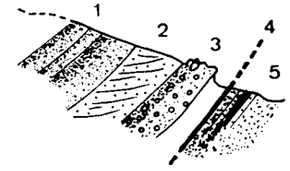


Figura 173.—Borde NE del sinclinal de la Miloca de Binideufa. 1: Culm volcado; 2: Culm volcado y rubefactado; 3: Conglomerado del Permo-Trías, volcado; 4: Estiramiento; 5: Areniscas y pelitas rojas del Permo-Trías Inferior.

3) *Sinclinal de Son Amettler*

En el borde NE del macizo de areniscas rojas de Son Amettler, en el contacto de la falla que va desde Cala Barril a Cala Pregonda, se ven (figuras 172 y 175):

1) Areniscas y pelitas rojas del macizo de Son Amettler, en serie volcada.
2) Pelitas rojas.
3) Conglomerado de base del Permo-Trías recubriendo en discordancia.
4) Culm con *Asterocalamites*.
5) Despegue de Cala Barril.
6) Areniscas blancas triásicas de Cala Pregonda.

El borde NE de areniscas rojas de Son Amettler representa, por tanto, un flanco volcado de sinclinal.

En el borde SO de este mismo macizo, el conglomerado permo-triásico reposa sobre el Culm, donde participa en un sistema complejo de escamas.

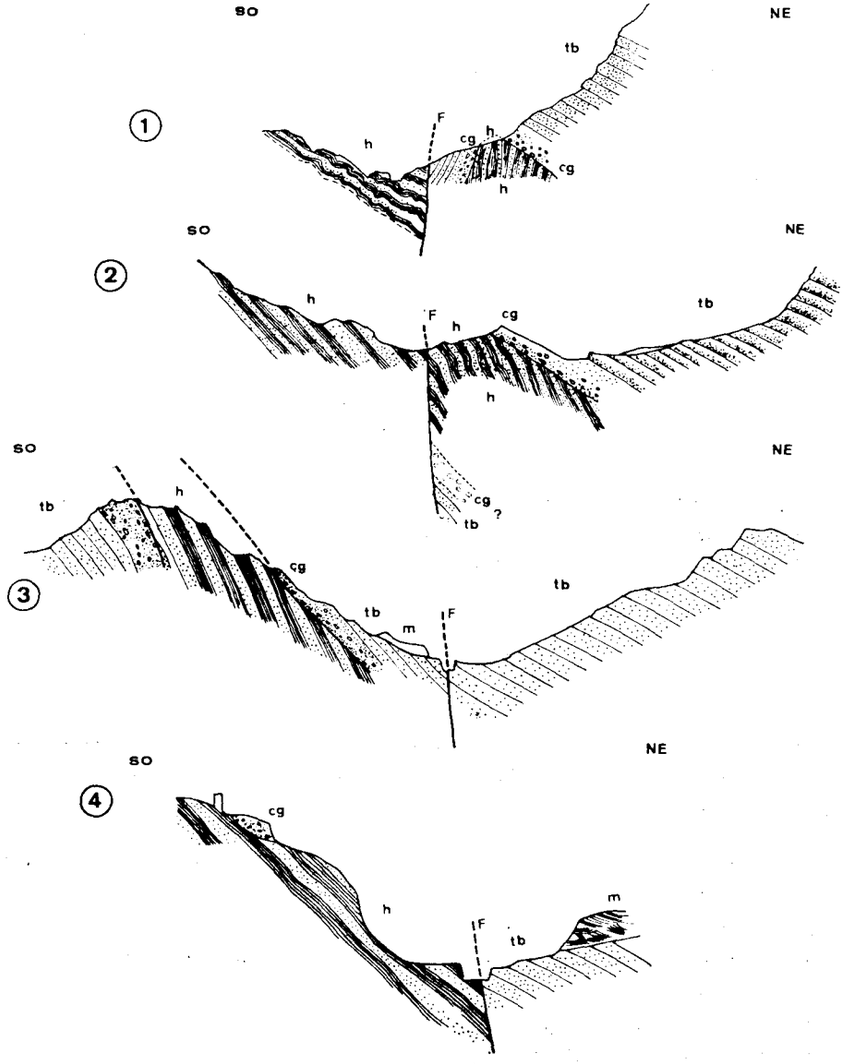


Figura 174.—Borde SO del sinclinal de la Miloca de Binideufa.

4) *Sinclinal de Fonts Redona*

En su borde NE, las areniscas rojas del macizo de Fonts Redona (N de San Cristóbal) están localmente bordeadas por retazos de conglomerados permotriásicos. Aunque el desgarre N 120-140° de Granada de Dalt perturba

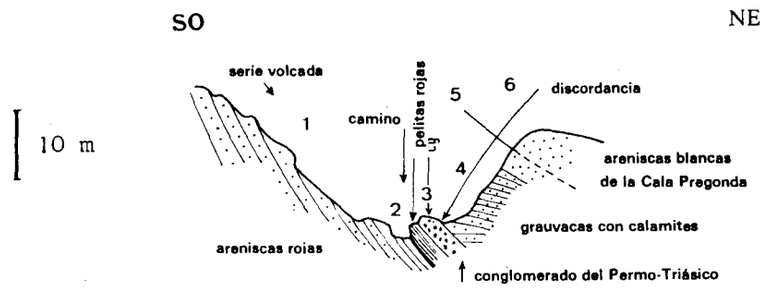


Figura 175.—Borde NE del macizo de Son Amettler.

las estructuras, el Culm que está en vecindad de estos conglomerados está rubefactado. Estos hechos son muy probablemente testimonio del plegamiento en sinclinal de eje N 90° a N 120-140° de las areniscas rojas permotriásicas del macizo de Fonts Redona.

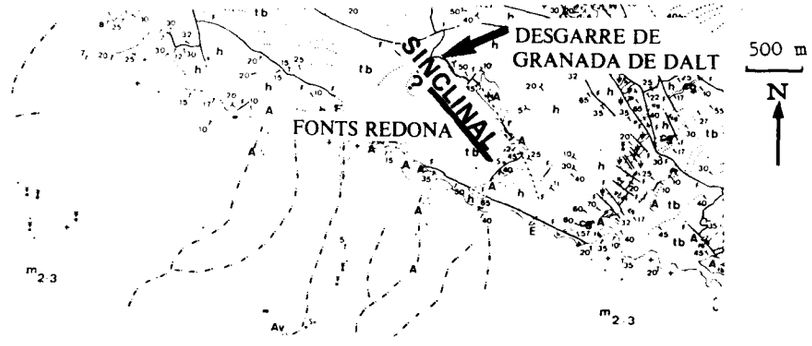


Figura 176.—Sinclinal de Fonts Redona.
h: Culm; cg: Conglomerado de base del Permo-Trías; tb: Permo-Trías; m 2-3: Vindoboniense y Mioceno terminal (extracto del 1/50.000).

B) CABALGAMIENTOS HACIA EL SUROESTE

Esta fase de deformación ha estado acompañada de cabalgamientos hacia el SO por vuelco de algunos flancos de pliegues. Así, una parte del flanco NE del sinclinal de Miloca de Binideufa está cabalgada por el Culm.

C) DESGARRES N-S

La falla N-S que separa el Culm de Cala Caldere de las areniscas rojas de Son Amettler ha tenido primero un movimiento de desgarre levógiro: en efecto, desplaza dos pliegues homólogos de ejes N 120-140°: el de Miloca de Binideufa y el de Son Amettler.

Después se ha reactivado en cabalgamiento por los empujes N 120-140° (fig. 172): primeramente vertical cerca de la costa, esta falla 1 (fig. 172) es luego cabalgante hacia el NO. Hacia el Sur está desplazada por varios accidentes, pero alcanza, poco a poco, el borde del Mioceno del Migjorn.

Su primitivo trazado aparece así sensiblemente paralelo a la falla 2 (fig. 171), de la que hemos mostrado su movimiento paleozoico, y por ello tiene también probablemente un origen varíscico.

Estas dos fallas se han reactivado en el Terciario, al menos una ha respondido a los empujes NS con un desgarre. Después se han movido en cabalgamiento limitado, reaccionando al campo de esfuerzos N 120-140°.

2. **Este de Menorca** (fig. 177)

Al sur de Addaya, el Permo-Trías está afectado por pliegues N 120-140°. El Permo-Trías, de dirección N 120-140° es seguido hacia el SO por un sinclinal que se extiende desde Binifabini a Son Banyuls (fig. 177). En detalle, este sinclinal está complicado por un repliegue anticlinal y está fallado.

Estos pliegues se siguen hacia el SO por un anticlinal en el Permo-Trías Inferior, luego por un ligero sinclinal en el Triásico Medio y Superior (Mapa 2 en Tomo II).

Al SE, hacia Mahón, estas estructuras falladas desaparecen. Sin embargo, hacia la Huerta de Mahón, el Muschelkalk dibuja un sinclinal de eje N 120-140°.

3. **Conclusiones**

Empujes N-S a N 30-50° producen:

1.° La formación de pliegues de eje N 90° a N 120-140°. Estos pliegues son claramente visibles en el Triásico Medio e Inferior del oeste, del centro y del este de Menorca; son menos visibles en el Paleozoico.

2.° Sin embargo, algunos de estos pliegues se vuelcan hacia el SO y se ven cabalgamientos limitados del Culm sobre el Permo-Trías (Miloca de Binideufa).

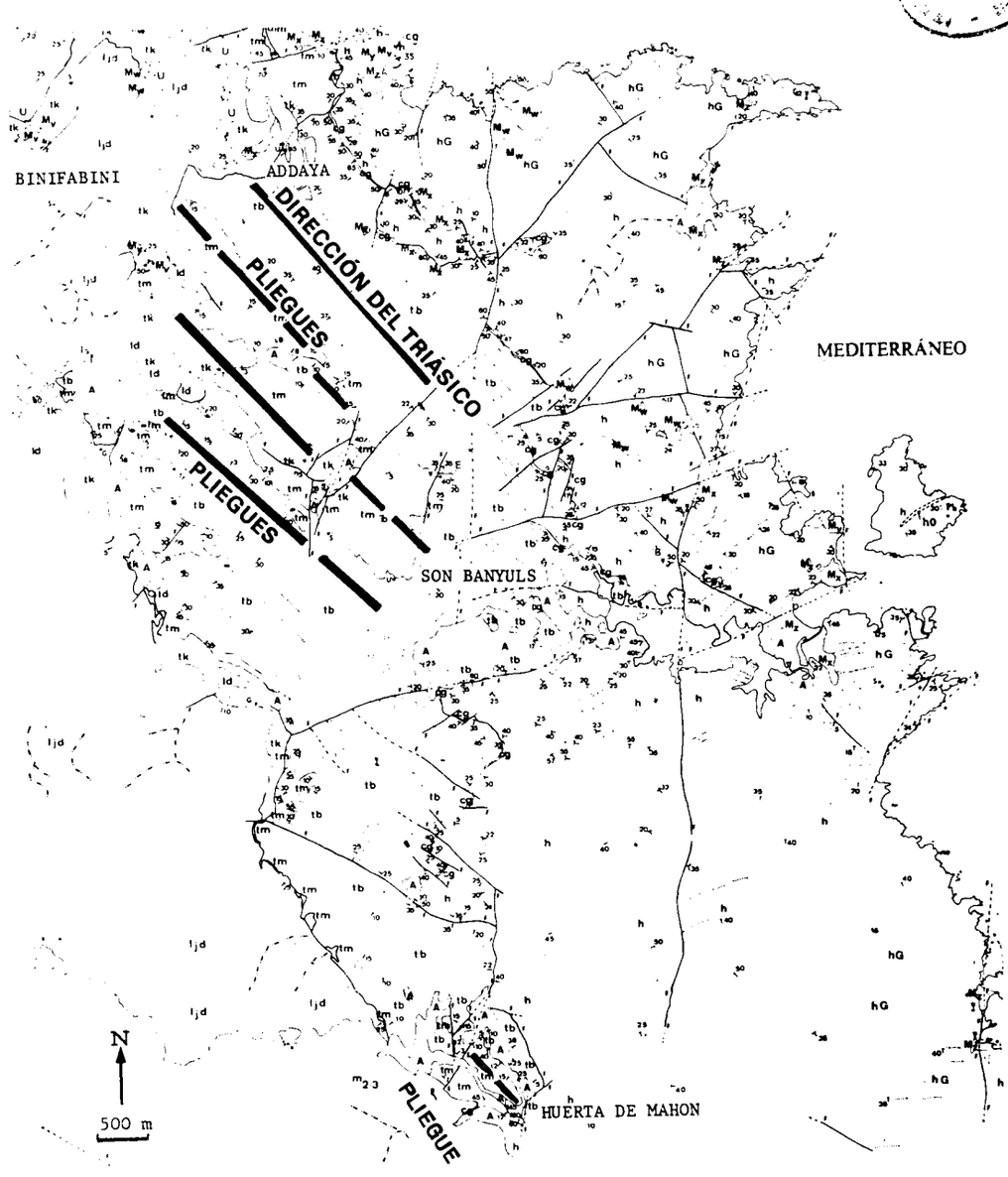


Figura 177.—Deformaciones en el este de Menorca.

3.° Después o durante estos plegamientos, algunos accidentes N-S verticales juegan en desgarre. Es así como la falla de San Pedro desplaza los sinclinales de areniscas rojas de Son Amettler y de la Miloca de Binideufa en algo más de 2 Km.

2. EMPUJES N 120-140°

Los accidentes precedentes, pliegues N 90° a N 120-140°, cabalgamientos hacia el SO, fallas NS a N 30-50° son reactivados por empujes N 120-140°, que han determinado la reactivación en cabalgamiento de las fallas NS a N 30-50°, pero, sobre todo, han producido desgarres dirigidos principalmente N 120-140°, de varios kilómetros de largo y que seccionan las estructuras anteriores.

Este campo de fuerzas parece haberse orientado momentáneamente N 90°, determinando localmente desgarres E-O (accidente de Alfuri, figura 178).

1. **Análisis de los desgarres**

A) CARACTERES GENERALES

Estos accidentes son todos de la misma dirección sensiblemente y pueden ser continuos o relevarse. Están fundamentalmente en el oeste y centro de Menorca, donde afectan al Paleozoico y al Triásico Inferior y Medio.

Desaparecen en el Keuper de la meseta de Alayor, que, no transmitiendo estas deformaciones al Jurásico de la meseta de Alayor, aparece como un nivel de discontinuidad mecánica.

Al Norte, estos accidentes, sin embargo, han franqueado esta discontinuidad: afectan así al Jurásico y Cretácico de la península de Caballería, de Fornells y de la Atalaya de Fornells. Esto es debido probablemente al hecho de que el espesor de la cobertera jurásica y cretácica es más reducido al Norte, y también más fuertemente tectonizada antes del Oligo-Mioceno.

B) DISTRIBUCION Y DESCRIPCION

En el centro y oeste de Menorca se distinguen de N a S (fig. 178) los accidentes de:

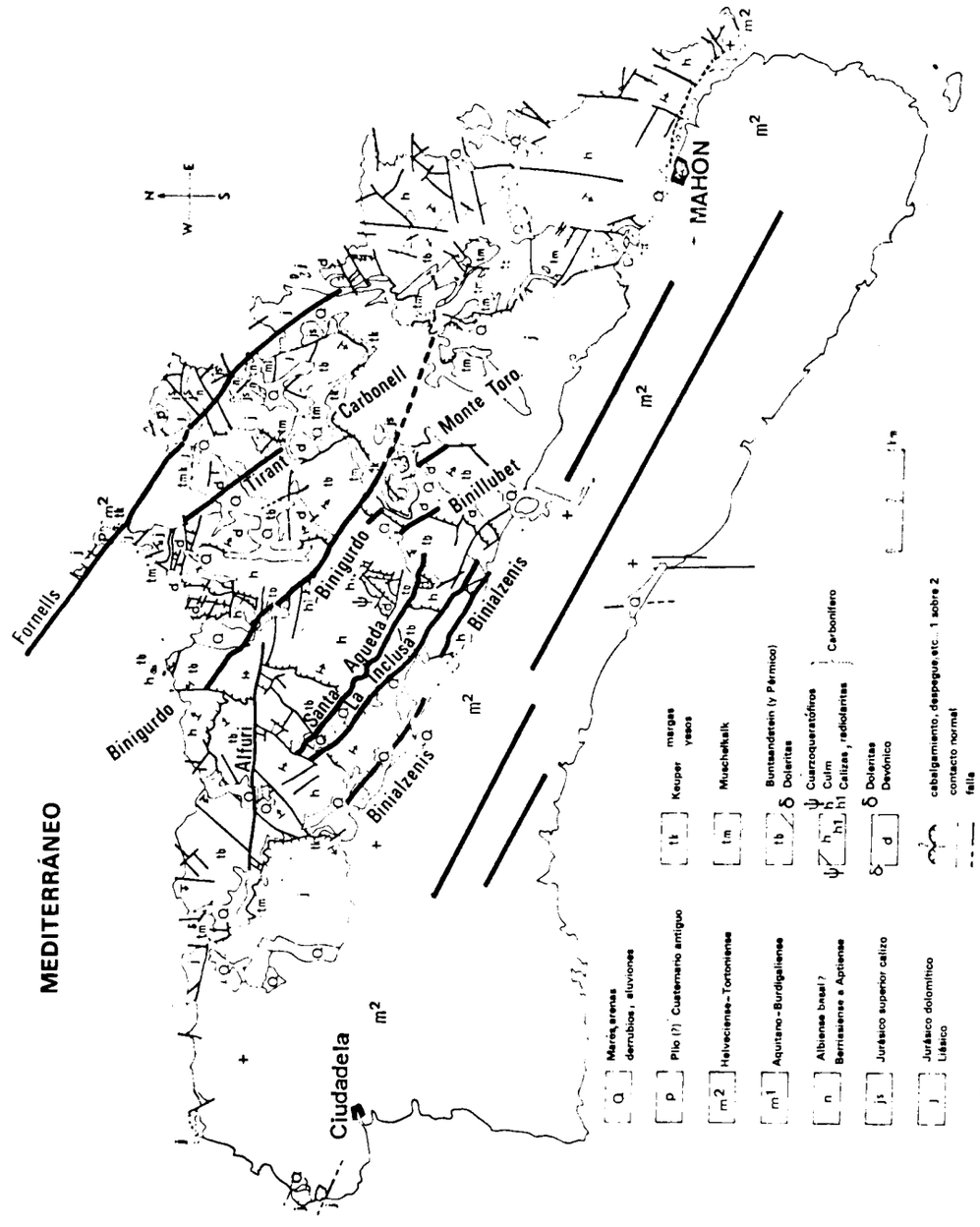


Figura 178.—Distribución de los accidentes fracturantes N 90° y N 120-140° en Menorca.

1) *Fornells*

Este accidente es visible desde el NO del Cap de Caballería, donde desplaza las curvas batimétricas, aisla luego la isla d'els Porros y secciona la extremidad del Cap de Caballería, acompañado por lo demás de accidentes satélites, luego corta la extremidad de la península de Fornells, donde separa el Toarciense fosilífero de la masa dolomítica del sur de la península. Franqueando la bahía de Fornells, la alineación de las islas de Sargantana viene a chocar contra él. Sigue después en la Atalaya de Fornells, desplazando los afloramientos jurásicos y cretácicos. Más allá, corta al Oligo-Mioceno Inferior de Es Macar de Sa Llosa y llega hasta la bahía de Addaya, sin que se pueda seguir con exactitud entre Arenal d'en Castell y Addaya.

2) *Binigurdo*

Viniendo a chocar al NO contra la falla de Cala Caldere, alcanza al SE el Keuper de la meseta de Alayor. Al NO, primero separa el Permo-Trías de Son Amettler-Cala Pregonda (al N) del Culm de Son Rubi (al S), luego desaparece bajo el Cuaternario del S de Cala Pregonda, aislando, sin embargo, los dos macizos de areniscas rojas de Santa Creu. Hacia el SE, secciona y aisla las radiolaritas y calizas de Montenegro. Corta después el cabalgamiento de Binidonaire, desplazándolo (movimiento levógiro) de 2 Km. aproximadamente. El Devónico cabalgante de Caballería se ve de nuevo en el compartimiento SO, cerca de la granja de Binigurdo.

Pasada esta granja, el desgarre de Binigurdo corta al Triásico Inferior (al N) que va a chocar contra el Paleozoico (al S), luego contra el Triásico Medio. Desplaza también al Keuper, luego desaparece bajo el Jurásico de la meseta de Alayor.

3) *Santa Agueda*

Este accidente nace en el flanco S del macizo del Permo-Trías de Santa Agueda. Hacia el SE corta primero el cabalgamiento de San Pedro, que queda desplazado 5 Km. hacia el SE (movimiento levógiro). Desde San Pedro hasta Rafal Rotge, la inclinación de este accidente parece variable. De hecho, cada vez que se ve la parte superior del accidente, está inclinada hacia el NE. Cuando se puede ver una parte más profunda de este accidente, por ejemplo, en el fondo de los valles, es vertical o próxima a los 90° (Mapa 2 en Tomo II). Por tanto, este accidente ha sufrido un deslizamiento debido a múltiples causas: topográficas, climáticas (levigado de los niveles pelíticos triásicos sobre los que reposa el Culm), deslizamiento acentuado por una tectónica tardía.

4) *Inclusa*

Paralelo al precedente, este accidente nace hacia Ferrerías, donde desplaza el Triásico Inferior, luego, hacia el SE, desplaza el cabalgamiento de San Pedro, cerca de Granada de Dalt. El desplazamiento es del orden de 2 Km. y siempre levógiro.

5) *Binialzenis*

Mucho menos claro que los precedentes, este accidente empieza por la depresión de Sons Pons, al O de Ferrerías, pasa por Ferrerías, luego desaparece para casi reaparecer en el borde N del Mioceno, al pie de la granja de Binialzenis, donde desplaza al Culm.

De hecho hay otros accidentes comparables, de la misma orientación que los accidentes antes descritos (ver Mapas 1 y 2 en Tomo II y el filtrado óptico del mapa estructural de Menorca).

C) INTERPRETACION

Estos accidentes verticales, desplazando horizontalmente estructuras que se enlazan a una parte y otra deben interpretarse como desgarres.

El movimiento de todos estos accidentes es levógiro.

2. Tectónica de paneles deslizantes

Las cinco principales fallas de desgarre de Menorca recortan la parte oeste y el centro de la isla en seis paneles que han deslizado cada uno hacia el NO.

De N a S, el panel N comprende el Jurásico calizo-dolomítico de los extremos de las penínsulas de Caballería y Fornells, luego el Jurásico y Cretácico del NE de la Atalaya de Fornells.

El segundo panel, así como los siguientes, presenta el mismo material litológico, dispuesto según la misma arquitectura (fig. 178 y Mapa 1 en Tomo II).

De NO a SE, uno cualquiera de estos paneles está constituido por:

1.° Un macizo de areniscas y pelitas rojas del Permo-Trías, fallado.

Frecuentemente, las areniscas rojas se han desolidarizado por truncadura basal de las pelitas rojas sobre las que reposaban.

2.° El accidente vertical de San Pedro, primitivamente N-S, que se ha movido con ocasión de la fase precedente en desgarre levógiro y que está actualmente reactivado en falla inversa, localmente cabalgante.

3.° La reactivación de este accidente lleva al cabalgamiento del Permo-Trías por el Culm. Este en escamas y plegado en su seno. Los dos accidentes de Binimalla y Ferragut, reactivados también en fallas inversas permiten el cabalgamiento del Culm por el Carbonífero basal y/o el Devónico. En detalle, estos últimos niveles están frecuentemente dislocados, estando las radiolaritas arrugadas y teniendo algunos afloramientos una distribución aparentemente incoherente.

4.° El accidente varíscico primitivamente vertical de Binidonaire es reactivado a su vez en falla inversa, lo que provoca el cabalgamiento del Culm precedente por el Devónico.

5.° La cobertera permo-triásica y luego más reciente de este Devónico le sucede.

Antes del movimiento deslizante de los accidentes N 120-140°, cada panel se caracteriza así por una *herencia estructural* que ha determinado una *distribución* privilegiada de los diferentes terrenos. Las diferencias visibles entre cada uno de estos paneles se deben esencialmente a la importancia más o menos grande de las estructuras anteriores y a la cantidad de material rocoso que ha quedado después de las fases de erosión y que afloraba en el momento de la tectogénesis.

Si se ensaya ahora resituar los diferentes términos homólogos a una y otra parte de un accidente de desgarre N 120-140°, a su posición original antes del desgarre, se constata que las fallas N 120-140° no han tenido sólo un movimiento de desplazamiento, sino que, en cada compartimiento, ha habido una tectónica que acompañaba el movimiento deslizante de la falla.

Estos accidentes N 120-140° aparecen así como fallas de desgarre (J. GOGUEL, 1948, pág. 147, etc.).

3. Despegues

A) *Despegues que responden a empujes Norte-Sur*

La meseta de Alayor está despegada sobre el Keuper. La masa de dolomías, con algunos niveles calizos, avanza tanto hacia el O (Monte Toro) como hacia el N (Binifabini). La meseta de Alayor parece haber respondido a empujes dirigidos NS y N 120-140°.

B) *Despegues que responden a empujes N 120-140°*

1) En el Paleozoico se producen muy numerosos despegues en el Devónico, al nivel del Lochkoviense, del flysch praguiense y del Devónico Medio y Superior. En el Carbonífero, las radiolaritas se repliegan y se desolidarizan del Devónico Superior. El Culm, a su vez, es objeto de despegues internos.

2) En el Secundario, las argilitas y pelitas rojas del Permo-Trías favorecen el cizallamiento de la base de los macizos de areniscas rojas (truncadura basal). Estos despegues existen a todas las escalas.

Inmediatamente al O de Cala Pregonda, el Triásico Inferior está formado de areniscas rojas y blancas, que, despegadas, van a reposar anormalmente sobre el Culm. Esto se ve especialmente bien en Cala Barril y en el grupo de islas Bledas (fig. 179).

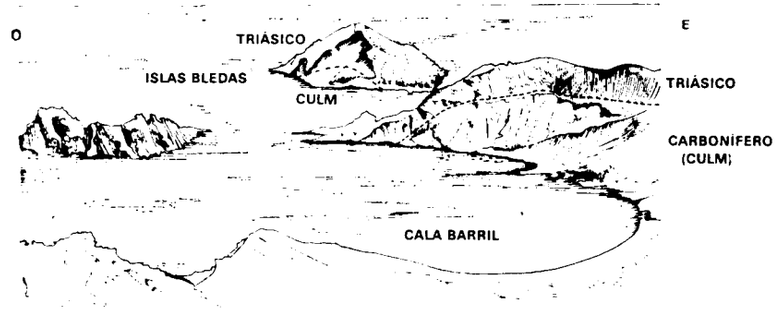


Figura 179.—Despegue del Triásico sobre el Culm de Cala Barril.

4. Conclusiones

Entre el Oligo-Mioceno y el Vindoboniense, afectan a Menorca dos campos de esfuerzos.

1.° Uno, NS a N 30-50°, que produce: 1) pliegues; 2) cabalgamientos; 3) movimiento de fallas verticales NS a N 30-50°; algunas de estas fallas son de origen varíscico, y al menos una de entre ellas ha funcionado en desgarre levógiro.

2.° Otro, N 120-140°, responsable: 1) del deslizamiento de los accidentes NS a N 30-50° anteriores y de su reactivación en cabalgamientos; 2) de una tectónica en paneles deslizantes, guiados por accidentes de desgarre N 120-140°. En cada panel la tectónica está guiada por estructuras anteriores NS a N 30-50°.

3.° Correspondiendo probablemente a la acción sucesiva de los dos campos hay *despegues* que afectan tanto al Secundario como al Paleozoico.

3. TECTONICA REGIONAL

1. **Monte Toro**

Aunque de altitud modesta, el Monte Toro (350 m.) es el punto culminante de Menorca. Situado casi en el centro de la isla, es un monte aislado, rodeado por regiones de altitudes mucho menores y uniformes en su aspecto.

Esta originalidad se debe a la conjunción, en la región de Monte Toro, de un conjunto de estructuras, despegues y fracturas.

En primer lugar, el Monte Toro está situado entre el desgarre de Binigurdo (B), al Norte, y el desgarre de Mercadal (M), al Sur (fig. 180).

En el panel 1, al N (fig. 180), se ven de NO a SE primero el Culm (h), luego el Devónico cabalgante (dim), recubierto por 500 m. de Permo-Trías, luego el Muschelkalk (tm) seguido del Keuper (tk) y finalmente el Jurásico dolomítico (ld) de la meseta de Alayor.

En el panel 2, esta disposición reaparece, pero con un desplazamiento de 5 Km. hacia el SE del Devónico, provocado por el movimiento de la falla de Binigurdo (B). Aparecen reducciones tectónicas en el Devónico y Permo-Trías, que pasa de 500 m. a menos de 100 m. y luego a una potencia del orden de 15 m. a lo largo de la carretera de acceso al Monte Toro.

El panel 2 está enmascarado por el despegue del Monte Toro. Este panel reaparece al SE de Monte Toro, donde se ve de nuevo el Devónico recubierto normalmente por el conglomerado permo-triásico, seguido de areniscas y pelitas rojas, del Muschelkalk y Keuper, al NO de Santa Eulalia de Abaix.

En el panel 3, hay una disposición más tranquila, comparable a la que existía en el panel 1, aunque el Monte Toro, ampliamente despegado, avanza sobre el Devónico, y el Muschelkalk viene a reposar en placa sobre este último.

El Monte Toro aparece así como un elemento cuyas deformaciones son relativamente autónomas. Está completamente despegado sobre el Permo-Trías, pero el despegue va a enraizarse al Norte de Santa Eulalia de Abaix. Esto explica la gran potencia del Permo-Trías (500 m.) en los paneles 1 y 3, y su fuerte reducción —inclusive su desaparición total— en la base del Monte Toro. El Permo-Trías del Monte Toro se relaciona al de Santa Eulalia.

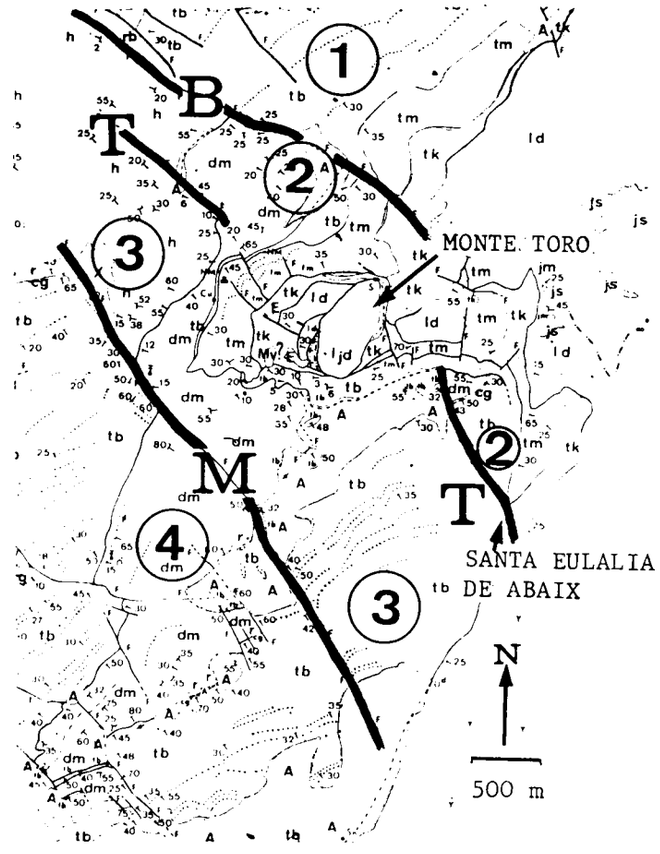


Figura 180.—Marco tectónico del Monte Toro.
dm, ds: Devónico; hp, hc, h: Carbonífero; r: Rubefacción del Paleozoico en contacto con cg: Conglomerado de base del Permo-Trías; tb: Permo-Trías; tm: Triásico Medio; tk: Triásico Superior; ld, ljd: Jurásico (extracto del mapa geológico 1/50.000).

2. **Binimalla y Ferragut**

Las estructuras varíscicas N-S, pliegues y escamas, han sido reactivadas por las fases terciarias. Algunas de estas estructuras han sido completamente dislocadas, tanto que la estructuración primitiva ha desaparecido y que algunos afloramientos han perdido toda coherencia.

A) BINIMALLA

Desde el Escollo del Francés hasta la cumbre del Binimalla, el Devónico o el Carbonífero basal cabalgan hacia el O al Culm de Cala Binimalla (fig. 181 plegada, Tomo II).

Al O de la cumbre del Binimalla, una escama de Devónico con retazos de radiolaritas o calizas viseenses atraviesa el Culm (fig. 182).

La misma cumbre del Binimalla está constituida de radiolaritas afectadas por pliegues de orden métrico.

Al este de esta estructura, desde Cala Mica hasta la cumbre del Binimalla, se ven localmente por encima del Devónico los diferentes niveles del Carbonífero basal y luego el Culm, todo ello en serie normal.

Este flanco normal ha deslizado por las tectónicas terciarias, tanto que al este inmediato de la cumbre del Binimalla es probable que el Carbonífero basal no siga en profundidad y que, por deslizamiento, se tenga un isleo tectónico, habiendo sido acentuado el fenómeno probablemente por resbalamientos (fig. 182).

Al sur del Binimalla, el conglomerado permo-triásico viene a recubrir el Devónico rubefactado, implicado en las escamas del Binimalla, materializando así las estructuras varíscicas.

B) FERRAGUT

Desde la Cala de Ferragut hasta la granja de Ferragut Vell, y más allá, el Devónico cabalga al Culm. Localmente el Devónico está inyectado de rocas eruptivas.

Hacia el Este, el Devónico está recubierto por los diferentes niveles del Carbonífero basal, despegados, que están coronados por el Culm.

Hacia la Cala Caballería, el Permo-Trías reposa, despegado, sobre el Devónico, pero la rubefacción de éste implica que todavía aquí el Permo-Trías era originalmente discordante sobre el Devónico.

Si se asocian las estructuras del Binimalla y de Ferragut, se ve que dibujan con el Culm, que se extiende al Sur de Cala Mica, pliegues de ejes N-S aproximadamente. El Culm de Cala Mica representa un fondo de sinclinal, mientras que las estructuras del Binimalla y de Ferragut representan flancos normales cabalgando hacia el O, localmente perturbados por la tectónica terciaria.

Esta estructura doble sigue hacia el interior de la isla, donde por el Montenegro y Llinaritx Vey, con modificaciones más o menos sensibles, alcanza la región de Binifaillet-Santa Margálida, donde la hemos estudiado anteriormente.

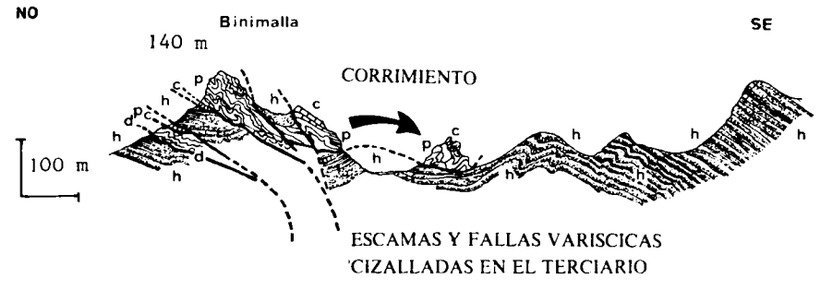


Figura 182.—Corte geológico pasando por la cumbre del Binimalla. h: Culm; hc: Calizas y pelitas; hp: Radiolaritas del Carbonífero basal; d: Devónico.

4. CONCLUSIONES GENERALES SOBRE TECTONICA TERCIARIA

La tectónica terciaria tiene varias fases.

El campo de empujes más importante es de dirección N 120-140° y se manifiesta después del Oligo-Mioceno y antes de un Vindoboniense impreciso.

Esencialmente, la tectónica terciaria pone en movimiento las redes de fracturas N-S a N 30-50° y N 120-140°, que van a guiar las deformaciones tangenciales aprovechando la presencia de múltiples niveles de despegue.

Una primera serie de movimientos de compresión, anteriores al Oligo-Mioceno y posteriores al Albiense basal, nos son perceptibles por la resedimentación del Secundario de Menorca y del Cretácico Inferior con Orbitolinas en una molasa continental que reposa a la vez sobre el Keuper y sobre diferentes niveles de Jurásico y Cretácico. Diferentes observaciones llevan a la idea de que estos movimientos, aunque hayan afectado al Paleozoico, no lo han hecho aflorar ampliamente y han plegado la cobertera post-triásica por encima del Keuper plástico, utilizado como nivel de despegue.

Estos movimientos son seguidos por una fase de distensión que se produce durante la sedimentación del Oligo-Mioceno Inferior, provocando «llamadas a la sedimentación» y discordancias intraformacionales.

Se produce una serie de movimientos de compresión y de distensión después del Oligo-Mioceno Inferior y antes de un Vindoboniense impreciso. Faltan sedimentos terciarios, que fosilizan las sucesivas estructuras tectónicas, para establecer una cronología exacta de las deformaciones, debidas esencialmente al movimiento de los dos campos de empujes.

Un primer campo, orientado N-S a N 30-50°, produce la formación de pliegues de ejes N 90° a N 120-140°, claramente observables en el Triásico Medio e Inferior del O y del E de Menorca. Se producen cabalgamientos (del Culm sobre el Permo-Trías) por volcamiento de algunos de estos pliegues hacia el SO. Algunos accidentes N-S se mueven en desgarres levógiros limitados.

El campo principal de empujes es N 120-140°. Las estructuras anteriores son reactivadas y más o menos deformadas. Así, algunos accidentes N-S a N 30-50°, fallas de movimiento vertical u horizontal, son reactivadas en fallas inversas, a menudo cabalgantes.

Pero la característica esencial de esta tectónica es el haber provocado el movimiento de desgarre de las fallas N 120-140°, en algunos casos de más de 10 Km. de largas. Estas fallas recortan el oeste y centro de Menorca en una serie de paneles deslizantes hacia el NO.

Cada uno de estos paneles tiene una herencia estructural, que da para cada uno una distribución privilegiada de los diferentes terrenos. De NO a SE cada panel comporta:

1.° Un macizo de areniscas rojas permo-triásicas que, frecuentemente, se han desolidarizado por truncadura basal de las pelitas rojas, sobre las que reposaban.

2.° Un accidente vertical N-S a N 30-50°, reactivado en falla inversa.

3.° Esta reactivación permite localmente el cabalgamiento del Culm sobre las areniscas permo-triásicas. En el Culm, las fallas inversas provocan la aparición del Devónico y del Carbonífero, que pueden cabalgar al Culm hacia el NO.

4.° El accidente vertical varíscico de Binidonaire es también reactivado en falla inversa, lo que provoca el cabalgamiento del Culm por el Devónico de la región mediana de Menorca. Este Devónico soporta una cobertera secundaria en la que el Permo-Trías está afectado de truncaduras basales, internas o somitales, y en la que el Muschelkalk está afectado de disarmonías, despegándose la losa jurásico-cretácica al nivel del Keuper.

CAPITULO 4.—NEOTECTONICA

INTRODUCCION

La Neotectónica, que controla estrechamente la sedimentación del Mioceno post-orogénico y la evolución morfológica del NE del Promontorio balear, ha sido tratada por estas razones en la primera parte de esta obra (págs. 282 a 365).

Sólo subrayaremos aquí sus trazos esenciales, volviendo para el detalle a las páginas anteriores, y especialmente a las conclusiones sobre el Mioceno post-orogénico (págs. 320 a 330) y al capítulo que trata de la evolución morfológica de Menorca (págs. 354 a 365).

En Menorca, los efectos visibles de la Neotectónica, que sucede a las fases mayores de compresión, responsables de las principales estructuras tangenciales, corresponden a la removilización de las fracturas o de las zonas de fracturas anteriores. Esta removilización provoca alzamientos y luego generalmente hundimientos. Siendo dominante este movimiento de distensión.

Se pueden distinguir dos períodos neotectónicos:

1. DURANTE EL MIOCENO SUPERIOR Y EL MIOCENO TERMINAL

1. DEFORMACION DE LA CUENCA DE SEDIMENTACION DEL MIOCENO POST-OROGENICO

La removilización de algunas fracturas N 120-140° determina la subsidencia de la cuenca miocena, al Sur de una línea N 120° que une Mahón a Ciudadela. El movimiento no ha sido igual a lo largo de esta línea, que se ha movido como flexura y representado, en algunos momentos, la flexura continental Vindoboniense (págs. 296 y sigs., págs. 321-322). El movimiento ha sido máximo entre el O de Mahón y el O de Ferrerías.

2. UN REAJUSTE DEL ZOCALO BALEAR

Se produce poco antes del Tortoniense Superior (zona N 16), produciendo la transgresión del Tortoniense Superior-Mioceno terminal, que franquea, especialmente al Oeste, la línea Mahón-Ciudadela, y es claramente transgresivo y discordante en Punta Nati y en Cala Morell.

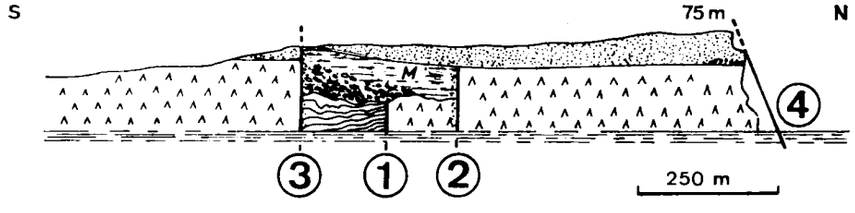
2. **DESPUES DEL MIOCENO TERMINAL** (fig. 117)

1. HUNDIMIENTOS ALREDEDOR DE MENORCA

— *Al N,* el Promontorio balear se hunde entre la Punta Nati y el Cap de Caballería (pág. 349).
— *Al NE,* los relieves que han aprovisionado la molasa Oligo-Miocena han desaparecido, y especialmente los afloramientos de Cretácico con Orbitolinas.
— *Al SE,* el Mioceno de Punta Prima y de la Isla del Aire, que se ha depositado bajo una débil capa de agua, es particularmente rico, a ciertos niveles, en cuarzo procedente del Triásico y/o Paleozoico, hundido actualmente en alta mar de la Isla del Aire.
— *Al S y al O,* la morfología actual de la costa es testimonio de hundimientos, lo mismo que el aislamiento de Menorca y Mallorca, cuyos Miocenos post-orogénicos debían estar enlazados (págs. 327, 468 a 472).

2. FRACTURACION RECIENTE

— *Al N,* el Mioceno del Cap de Caballería se ha depositado sobre fallas N 120-140° (figura a continuación), de las que algunas han tenido juego post-Mioceno, ante-Plio (?)-Cuaternario antiguo (figura a continuación 2 y 3) y Cuaternario (a continuación 3).



— *Al Sur,* el movimiento de las fracturas antiguas N 120-140° ha repercutido en el Mioceno, que está cortado por fallas N 120-140° puestas en evidencia sobre el terreno y con ocasión de prospecciones geofísicas (págs. 322 y 323 y Mapas 1 y 2 en Tomo II).

En Pont d'en Gil, al oeste de Ciudadela, se puede ver el juego reciente de estas fracturas N 120-140° (Mapas 1 y 2 en Tomo II), así como en la Mola de Mahón (fracturación de la fortaleza de Isabel II..., fracturación de la orilla N de la rada de Mahón, que afecta a construcciones, etc.).

Fracturas N-S a N 30-50° afectan por otra parte al Mioceno de la costa Sur, cerca de Vallveya (Son Bou).

3. MOVIMIENTOS DIFERENCIALES ENTRE EL NORTE Y EL SUR

En la región mediana de Menorca se ve (fig. 117):

— 1. El escalonamiento de la base del Plío (?)-Cuaternario antiguo, a más de 40 m. en Cap de Caballería y a más de 80 m. en la Atalaya de Fornells.
— 2. La inversión del sentido de los cursos de agua del Migjorn, corriendo primitivamente hacia el Norte y que actualmente corren hacia el Sur.
— 3. Esta inversión va acompañada de una profundización de los valles, al Sur de una línea Alayor-Ferrerías (pág. 352 y figura 117).
— 4. El máximo de deformación del Mioceno post-orogénico se sitúa entre Alayor y el O de Ferrerías, donde alcanza además sus mayores altitudes.

Estas observaciones permiten situar el eje del movimiento diferencial entre el Norte y el Sur de Menorca sobre la línea Mahón-Ciudadela, con un juego máximo entre Alayor y el oeste de Ferrerías.

4. MOVIMIENTOS DIFERENCIALES ENTRE LA REGION MEDIANA Y EL OESTE Y ESTE DE MENORCA

1. **Deformaciones de la costa sur de Menorca**

Morfológicamente la costa Sur de Menorca se divide en tres partes.

— Desde la punta SE de Menorca (Punta Prima) hasta 2 Km. al NE de Binibeca la costa es baja, descendiendo suavemente el relieve de

la isla hacia ella. Es visible una costa fósil 500 m. más allá de la costa actual.

— Desde 2 Km. al NE de Binibeca hasta Artuiz, pasando por la playa de Son Bou. La costa actual aumenta de altitud, marcada por un acantilado vivo, alcanzando frecuentemente de 50 (Cala en Porter) a 75 m. (Vallveya) de altura. Este acantilado está labrado por escotaduras marinas que están escalonadas tectónicamente, habiéndose vuelto algunas oblicuas (Cala en Porter, pág. 354, lám. 73, figura 1).

— Desde Artuiz a la punta SO de Menorca (Cap Artrutx) el acantilado decrece rápidamente de altitud, estando el Mioceno sólo a 9 m. de altitud cerca del faro de Artrutx. Sin embargo, son observables bajo el mar escotaduras litorales fósiles.

2. Alzamiento de la región mediana de Menorca

Mientras el Este y el Oeste de la isla han permanecido relativamente estables, se constata que, entre una línea que une Son Bou a Addaya y otra que une Cala En Turqueta a Cala Caldere (fig. 117):

— 1. El Paleozoico al Norte, y el Mioceno al Sur, alcancen en esta zona sus altitudes máximas.
— 2. Correlativamente, la erosión es más viva en esta zona, recogiendo las superficies de abrasión anteriores y abarrancando la red hidrográfica al Sur.

3. CONCLUSIONES

La Neotectónica controla la sedimentación del Mioceno post-orogénico, pero sobre todo es después del Mioceno terminal cuando la removilización de las fracturas o de las zonas de fracturas N 120-140° y NS a N 30-50° provoca la aparición de estructuras y una nueva paleogeografía, que, llevando poco a poco al tiempo actual, merecen el calificativo de «mediterráneas».

En el NE del Promontorio balear se asiste, después del Mioceno terminal, a hundimientos en todo el entorno de Menorca, mientras que la presencia cerca de la superficie de un zócalo rígido en el centro de Menorca, zócalo limitado a Este y Oeste por fracturas (de origen varíscico), ha determinado un comportamiento particular de la región mediana de la isla.

CAPITULO 5.—CONCLUSIONES GENERALES SOBRE LA TECTONICA

Los terrenos que afloran actualmente en la isla de Menorca han estado, tanto en la orogenia varíscica como en la terciaria, por encima del frente superior de esquistosidad. Los terrenos paleozoicos más antiguos que afloran (Lochkoviense) no están metamorfizados ni afectados por una esquistosidad de flujo. Sólo localmente el Carbonífero y el Devónico muestran microestructuras ligadas a dos sistemas de kinks, en afloramientos limitados del orden del metro cuadrado. Aparece entonces un esbozo de esquistosidad de fractura.

Lo esencial de las estructuras resultantes de los movimientos paleozoicos y terciarios es debido:

1.° A tectónicas verticales u horizontales de fracturación.
2.° A tectónicas tangenciales, que reactivan frecuentemente las fracturas verticales, anteriores, como desgarres o fallas inversas, y provocan el movimiento de múltiples niveles de despegues, con formación de pliegues y estructuras disarmónicas de detalle.

La tectónica variscica es perceptible por la discordancia del conglomerado permo-triásico al oeste y este de Menorca sobre diferentes niveles del Culm y en el centro de la isla sobre diferentes niveles del Devónico antiguo y del Culm. Las estructuras varíscicas son fallas verticales, actualmente N-S a N 30-50°, escamas y pliegues limitados, insertados sobre algunos de estos accidentes de fractura. Esta tectónica se descompone aparentemente en tres fases: una primera fase, de distensión, determina el movimiento vertical de los accidentes N-S a N 30-50°. Dos accidentes mayores, el de Binidonaire, al Oeste, y el de Addaya, al Este, aislan un horst central donde afloran los terrenos más antiguos. Una segunda fase de compresión produce la formación de pliegues, localmente escamas, insertados sobre accidentes de fractura N-S, que se han removilizado, así como fallas inversas, mientras que la red N 120-140° más antigua es solicitada como red conjugada. La última fase, de relajamiento de los empujes,

está marcada por la intrusión limitada de rocas eruptivas, principalmente según la red N-S a N 30-50° y accesoriamente según la red N 120-140°.

Los empujes varíscicos parecen ser de dirección E-O. Antes de determinar una tectogénesis en Menorca, han solicitado las costas emergidas de la cuenca de sedimentación del Culm e influenciado su sedimentación. Por ejemplo, la colada fangosa del Culm de Cala Murta presenta pliegues sedimentarios (con lineación sedimentaria, pág. 148) de dirección N-S que han podido formarse como respuesta a los empujes E-O.

Por lo mismo que el Paleozoico está generalmente despegado al nivel del Lochkoviense, el zócalo rígido, puesto en evidencia estratigráficamente y tectónicamente, no aflora. Probablemente es un zócalo metamorfizado antes del Lochkoviense y constituido en su parte superior de esquistos cloríticos y sericíticos.

Los movimientos secundarios se esbozarán en las conclusiones finales de esta obra.

La tectónica terciaria, con varias fases, reactiva esencialmente las redes de fracturas N-S a N 30-50° y N 120-140°, que van a guiar las deformaciones tangenciales, como consecuencia de la presencia de múltiples niveles de despegue que hacen el papel de «niveles estructurales de anisotropía».

Antes del Oligo-Mioceno Inferior, fases de compresión afectan al Paleozoico y su cobertera. Diferentes argumentos estratigráficos y estructurales indican que el Paleozoico no afloraba ampliamente en esta época y que su cobertera jurásica y más reciente se ha plegado, despegándose al nivel del Keuper plástico (tectónica de cobertera).

Durante el Oligo-Mioceno se produjo una fase de distensión, que provocó el despegue y desplazamiento de masas carbonatadas jurásico-cretácicas sobre el Keuper, viniendo a recubrir la molasa oligo-miocena. También se producen «llamadas a la sedimentación» y discordancias intraformacionales.

Los movimientos terciarios principales se producen *después* del Oligo-Mioceno Inferior y *antes* de un Vindoboniense impreciso. Intervienen dos campos de empujes principales.

Un primer campo, orientado N-S a N 30-50°, produce la formación de pliegues y movimientos horizontales, en desgarre levógiro, de algunos accidentes N-S a N 30-50°.

Algunos de estos pliegues están localmente volcados al SO, con cabalgamientos limitados del flanco invertido.

Sin embargo, el campo principal de los empujes es N 120-140°. Removiliza y deforma de manera variable todas las estructuras anteriores, cambiando la naturaleza de algunas y acentuando otras. Por ejemplo, removiliza en fallas inversas, a menudo cabalgantes, algunas fallas N-S a N 30-50° cuyo movimiento inicial era horizontal o vertical.

Pero el rasgo esencial de la tectónica post-Oligo-Miocena y ante-Vindoboniense es el haber provocado el movimiento de desgarre de los accidentes N 120-140°, algunos de ellos de más de 10 Km. de largo. Estos desgarres recortan el oeste y centro de Menorca en una serie de paneles tectónicos, deslizantes hacia el NO. En cada uno de estos paneles, donde la disposición de los terrenos resulta de una herencia estructural definida, se producen deformaciones síncronas del movimiento horizontal de los accidentes N 120-140°, que son fallas de desgarre.

Como respuesta a estos dos campos de esfuerzos, los muchos niveles de despegue se mueven y remueven, provocando pliegues y estructuras disarmónicas.

En resumen, lo esencial de las deformaciones visibles en Menorca es debido a la existencia de dos redes de fracturación del zócalo, que han podido moverse en redes conjugadas, y que guían las deformaciones tangenciales del conjunto sedimentario Paleozoico Superior-Mesozoico-Terciario (anterior al Vindoboniense), cobertera ampliamente despegada sobre el Lochkoviense y afectada de despegues internos, que pueden relevarse (figuras 6, 7, 8 y sigs., y Mapa 2 en Tomo II).

Las redes se mueven en distensión durante el Mioceno Superior-Mioceno terminal y después hasta la época actual.

Cuarta parte

NORESTE DE MALLORCA

Tectónica

INTRODUCCION

Durante el Jurásico y Cretácico, el surco de sedimentación externo bético y la plataforma continental que le bordea son tectónicamente inestables. Pero sólo se puede enjuiciar esta tectónica indirectamente por la evolución de los materiales orgánicos y detríticos, procedentes de la plataforma continental y resedimentados en los sedimentos finos del NE de Mallorca (págs. 436 a 440).

El primer nivel terciario discordante es el «Luteciense terminal a Priaboniense Inferior».

El Aquitaniense, a su vez, es discordante. Durante el Mioceno Inferior hay deformaciones que afectan el surco de sedimentación que recibe, de un ámbito que emerge al SE y al E (y del que la zona del Emile Baudot forma parte), coladas fangosas, olistolitos, etc.

La génesis de las estructuras tangenciales se realiza después del Burdigaliense Superior-Langiense Inferior (zona N 8 de Blow) y antes de un Vindoboniense impreciso, según un esquema análogo en sus grandes líneas al realizado en Menorca.

El Mioceno post-orogénico, cuya parte superior está datada allí todavía como Tortoniense Superior-Mioceno terminal, viene a sellar los contactos anormales.

ANTECEDENTES

B. DARDER interpretaba (1921) el NE de las Sierras de Levante como formado de ocho series tectónicas arrastradas o «escamadas», empujadas

del SE al NO. Algunas de estas series aparecían en ventanas, otras formaban isleos de varios kilómetros de largo y de ancho. En esta época, B. DARDER pensaba que había «contra-arrastres» que se desarrollaban hacia el SE.

1922.—P. FALLOT llevaba el número de «escamas» de 8 a 3.

1925, 1932.—B. DARDER aceptaba 5 y abandonaba la idea de «contra-arrastres».

De hecho, hay que abandonar el concepto de «escamas» o series tectónicas (Mapa 3 en Tomo II). La cobertera del NE de Mallorca está despegada sobre el Keuper y fallada y plegada, se ha desplazado aparentemente hacia el NO.

Una primera red de fracturación N-S a N 30-50° ha sido removilizada por empujes tangenciales N 120-140° y algunos de estos accidentes están cizallados, con volcamiento aparente de algunas estructuras hacia el SE. Sin corresponder a los «contra-arrastres» de DARDER, los volcamientos inversos muestran que DARDER se había dado cuenta de que había una disposición inhabitual de algunas estructuras.

CAPITULO 1.—TECTONICA TERCIARIA

1. TECTONICA POSTERIOR AL BARREMIENSE Y ANTERIOR AL PRIABONIENSE

1. DISCORDANCIA DEL «LUTECIENSE TERMINAL AL PRIABONIENSE»

El mapa geológico del NE de Mallorca (Mapa 3 en Tomo II) da la imagen de una débil discordancia de los conglomerados del «Luteciense terminal al Priaboniense», que sólo reposan sobre diferentes horizontes del Cretácico Inferior sin jamás tocar al Jurásico, si no es a través de un contacto anormal.

Esto puede explicarse o *admitiendo* que los conglomerados sólo han podido depositarse sobre el Cretácico Inferior —y, por tanto, que durante la transgresión del «Luteciense terminal al Priaboniense» había un relieve en el que el Cretácico Inferior constituía las partes topográficamente bajas, sinclinales— o *admitiendo* que los depósitos «Luteciense terminal al Priaboniense», que eran discordantes sobre el Jurásico, han desaparecido todos por erosión.

2. INDICIOS SEDIMENTARIOS DE DEFORMACIONES IMPORTANTES

Los cantos de conglomerado proceden de la erosión del Secundario que está sobre el Keuper. Ni el Paleozoico ni inclusive el Triásico Inferior o Medio han sido resedimentados. Por el contrario, se ven cantos de Cretácico con Orbitolinas (Vraconiense-Cenomaniense basal), que es desconocido en afloramiento en Mallorca, pero que debería constituir la continuación de la serie cretácica de las Sierras de Levante (ver págs. 448 y 452).

Por tanto, es necesario que antes del «Luteciense terminal al Priaboniense» haya habido movimientos tectónicos que hayan producido la emersión de la cobertera secundaria, sin que afloraseen los niveles anteriores

al Keuper, y todo esto en un espacio reducido para permitir la acumulación de los cantos íntimamente mezclados, pero procedentes de múltiples niveles jurásicos y cretácicos.

3. NATURALEZA DE LA TECTONICA

Parece así que la tectónica ante «Luteciense terminal al Priaboniense» haya sido una tectónica de cobertera.

2. TECTONICA POSTERIOR AL «LUTECIENSE TERMINAL AL PRIABONIENSE» Y ANTERIOR AL AQUITANIENSE

1. DISCORDANCIA DEL AQUITANIENSE

El Aquitaniense reposa en discordancia al SE (Son Servera) sobre las dolomías, el Jurásico calizo y el Neocomiense. Al NO es discordante sobre diferentes niveles de Neocomiense.

Aunque el Aquitaniense se haya depositado en un área que envuelve la de repartición del «Luteciense terminal al Priaboniense», no reposa nunca sobre este último, lo que produce una discordancia cartográfica de hecho (Mapa 3 en Tomo II).

2. INDICIOS SEDIMENTARIOS

Los conglomerados del Mioceno Inferior no contienen todavía nada más que cantos de Jurásico y Cretácico, especialmente de Cretácico con Orbitolinas.

3. NATURALEZA DE LA TECTONICA

En el NE de las Sierras de Levante, ningún argumento permite opinar ni sobre las direcciones ni sobre el estilo de las deformaciones. Veremos a continuación (macizo de Randa) que esta fase podría ser de edad Oligoceno Superior.

3. TECTONICA INTRA-MIOCENA INFERIOR

El NE de Mallorca sólo da indicios sedimentarios de deformaciones importantes, que acontecieron durante el Mioceno Inferior.

1. MOVIMIENTO TRANSGRESIVO DEL MAR HACIA EL NOROESTE

En la base del Aquitaniense (tránsito Estampiense-Aquitaniense de Cl. LORENZ), el mar *poco profundo*, deposita sedimentos de facies costeras (conglomerados, calcarenitas con fauna y microfauna litorales) en la región de Son Servera (SE).

Luego, durante el Aquitaniense Medio-Superior, inicia una transgresión hacia el NO, alcanzando la cadena de la Ermita de Artá (ver págs. 451, 465).

Este movimiento de avance del mar es SE-NO y corresponde a un hundimiento correlativo del NE, al menos de Mallorca.

2. TRANSITO DE UNA SEDIMENTACION COSTERA A UNA TURBIDITICA

No se trata de una simple epirogénesis que habría afectado solamente al NE de Mallorca, sino de un reajuste del zócalo balear según antiguas direcciones estructurales.

En efecto, en esta zona, el análisis sedimentológico del Burdigaliense de Son Servera (pág. 455) ha mostrado:

1.° La desaparición de la sedimentación costera.

2.° La aparición de una sedimentación por gravedad (turbiditas, coladas fangosas) que lleva a la cuenca de las Sierras de Levante arenas procedentes de la erosión del Paleozoico, cantos de Paleozoico y olistolitos (de Aquitaniense y Jurásico), lo que conduce obligadamente a:

- El hundimiento del NE de Mallorca, al menos.
- La aparición en alta mar y al E y SE de las Sierras de Levante de una costa emergida constituida en parte de Paleozoico (J. S. HOLLISTER, 1934; R. BOURROUILH, 1970).

El movimiento transgresivo del mar de SE a NO, el hundimiento del NE de las Sierras de Levante y el alzamiento de una masa continental en el E y SE representan un movimiento diferencial que se produce según direcciones estructurales N 30-50° y que debe interpretarse como un movimiento vertical de accidentes del zócalo. Hay control estructural de la sedimentación del Mioceno Inferior.

4. TECTONICA POST-BURDIGALIENSE Y ANTERIOR A UN VINDOBONIENSE IMPRECISO

Si las fases tectónicas precedentes han esbozado las líneas estructurales del este de Mallorca, los rasgos tectónicos mayores se deben a las

fases tectónicas anteriores a un Vindoboniense impreciso y posteriores al menos a los depósitos del Mioceno correspondiente a la zona N 8 de BLOW.

1. EMPUJES N-S A N 30-50°

1. Reactivación de los accidentes de fractura N-S a N 30-50°

Los accidentes de fractura con estas direcciones han sido ya reactivados durante la sedimentación del Mioceno Inferior. Se trata de accidentes profundos, de zócalo, susceptibles de modificar toda la paleogeografía de una región.

Estos accidentes van a moverse en otra escala, recortando la cobertera secundaria del NE de Mallorca.

El Mapa 3 del Tomo II, muestra la gran frecuencia de los accidentes NS a N 30-50°, que han sido reactivados por la tectónica de dirección N 120-140°, que les corta o los ha deformado, transformándoles por deslizamiento en fallas inversas cabalgantes hacia el NO o inclusive hacia el SE (Mapa 3 del Tomo II).

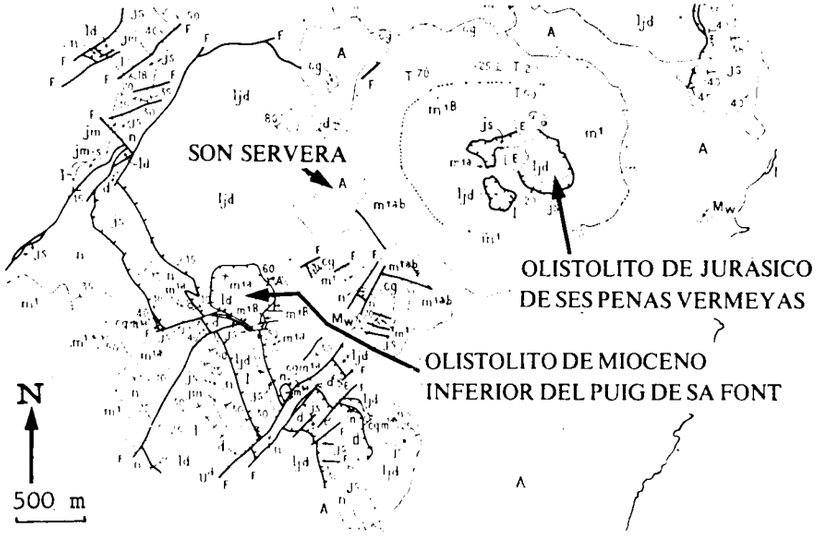


Figura 183.—Cabalgamientos hacia el SO, cerca de Son Servera. ljd, jd, jm, js: Jurásico; n: Cretácico; m: Mioceno; A: Depósitos superficiales.

2. Cabalgamientos hacia el SO

En la región de Son Servera los accidentes NS o N 30-50° son bastante frecuentes y están acompañados de cabalgamientos dirigidos hacia el SO (figura 183 y Mapa 3 del Tomo II, fig. 7).

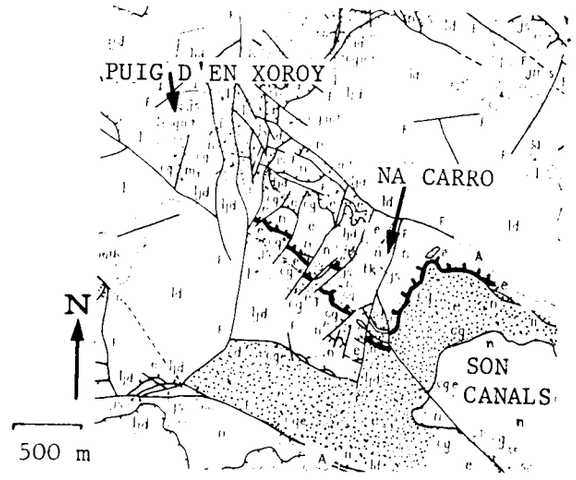


Figura 184.—Cabalgamiento hacia el SO, cerca del Puig d'en Xoroy. tk: Triásico Superior; ld, l, jd, jm, js: Jurásico; n: Cretácico; cge: Conglomerado de base, Eoceno; e: Calizas eocenas; cgm, m: Mioceno Inferior.

Al SE del Puig d'en Xoroy (fig. 184), el Eoceno de Son Canals forma un sinclinal cuyo flanco NE se vuelca, permitiendo que el Cretácico Inferior de este flanco cabalgue al Eoceno. Este cabalgamiento está cortado por una serie de fallas sensiblemente N-S. Localmente, en Na Carro, la serie inversa cabalgante comprende en su cumbre el Keuper sobre el Jurásico, que a su vez está sobre el Cretácico que recubre el conglomerado de base del Eoceno, que reposa sobre las calizas eocenas, que el cabalgamiento separa de las dolomías jurásicas (fig. 184 y Mapa 3 del Tomo II, figura 15).

Estas deformaciones parecen responder a empujes N-S a NE-SO.

El Secundario del NE de Mallorca presenta frecuentemente direcciones de capas que van de N 90° a N 120-140°, pareciendo responder a empujes perpendiculares, pero sin que se vean pliegues.

2. EMPUJES N 120-140°

Las estructuras precedentes son reactivadas por empujes N 120-140°. Estos empujes provocan, por otra parte, la formación de:

1.° Pliegues N 30-50°.

2.° Una red de fracturas N 120-140°, en algunos casos de más de 15 km. de largo. Muchas de estas fracturas tienen un movimiento de desgarre.

Los empujes N 120-140° determinan así una tectónica de paneles deslizantes, comparable al que existe en Menorca.

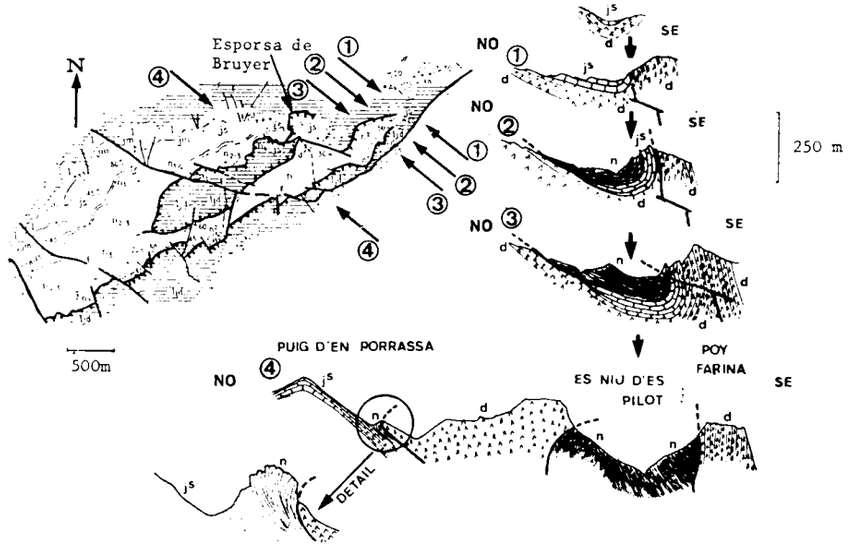


Figura 185.—Transformación del pliegue recto d'Es Niu d'es Pilot. d: dolomías del Jurásico; Js: Jurásico superior calizo; n: Cretácico inferior.

1. **Pliegues N 30-50°**

El primer efecto aparente de los empujes N 120-140° ha sido la formación de pliegues N 30-50° que serán reactivados por la red de fallas de desgarre N 120-140°.

A) CARACTERISTICAS GENERALES

Estos pliegues se suceden, a veces bastante regularmente, de NO a SE. Se puede decir que las Sierras de Levante deben sus rasgos morfológicos

principales a la sucesión de flancos normales de pliegues anticlinales constituidos de Jurásico dolomítico o calizo, que forma las líneas de cresta, separadas por sinclinales, en depresión, de núcleo cretácico.

Originariamente estos pliegues parecen haber sido rectos o alabeados al NO. Es el caso de dos sinclinales, los de Puig Mi y d'es Rafalet (Mapa 3 en Tomo II), que, aunque anteriores a los cizallamientos N 120-140° que les han cizallado, no han sido —o poco— modificados ulteriormente.

Sin embargo, más generalmente, estos pliegues han sido reactivados por los empujes N 120-140° y, en cada panel deslizante hacia el NO, se han volcado o tumbado hacia el NO, convirtiéndose algunos flancos normales en cabalgantes.

B) EVOLUCION DE UN PLIEGUE RECTO (fig. 185, cortes 1 a 4, fig. 187)

La transformación de pliegues rectos N 30-50° en pliegues cabalgantes por la acción de la segunda fase de empujes N 120-140° presenta características relativamente constantes. Hemos elegido estudiar en detalle la evolución del pliegue d'Es Niu d'es Pilot, y mostrar después algunas variaciones.

Cartográficamente se ve que la terminación periclinal NE del sinclinal d'Es Niu d'es Pilot es la de un pliegue recto, recubriendo el Jurásico Superior calizo a las dolomías de S'Esquera, luego el Neocomiense descansando en contacto normal sobre el Jurásico Superior (fig. 185).

1) *Evolución del flanco normal*

Sobre el flanco normal, NO de este sinclinal, el Neocomiense se despega de las calizas del Jurásico Superior y va progresivamente a recubrir en contacto anormal las dolomías de Esporsa de Bruyer (fig. 185, cortes 1 a 4, fig. 186).

Hacia el SO, progresando según la dirección del eje del sinclinal, el Neocomiense pierde poco a poco toda relación coherente con el Jurásico, sobre el que reposa, mientras accidentes N 120-140° empiezan a perturbar transversalmente las estructuras (fig. 185, cortes 1 a 4).

Todavía más al SO, al nivel del collado d'Es Niu d'es Pilot, el Neocomiense no tiene ninguna relación normal con las dolomías del flanco normal. El contacto anormal que las separaba se vuelca incluso hacia el SE y las dolomías de la cadena del Puig Son de Cor tienden a cabalgar este Neocomiense hacia el SE.

Se trata del deslizamiento de un accidente N 30-50° que parece anterior al pliegue (ver anteriormente).

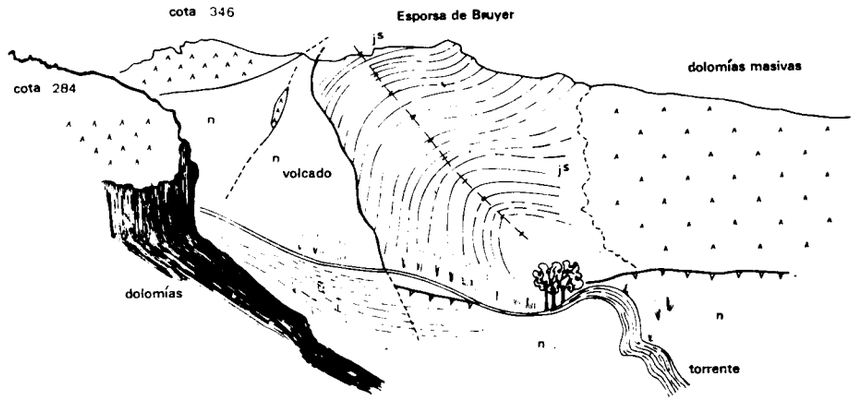


Figura 186.—Evolución del flanco normal del sinclinal d'Es Niu d'es Pilot al nivel d'Esporsa de Bruyer.

2) *Evolución del flanco inverso*

Desde la terminación perisinclinal y moviéndose según el eje del pliegue hacia el SO, se ve que:

— El Neocomiense (33-66) del núcleo sinclinal empieza enseguida a volcarse (fig. 187, corte 1); luego este vuelco se acentúa y las dolomías del flanco inverso cabalgan a su vez al Neocomiense (figura 187, cortes 1 a 7, y fig. 188).

Hacia el SO, estas dolomías constituyen la cadena del Puig de Poy Farina y pierden todas las relaciones normales al NO con el Neocomiense del sinclinal de Es Niu, y al SE, con el Neocomiense del Puig d'en Pelegrí, que las recubre en contacto anormal (fig. 187, cortes 2 a 7).

C) GENERALIZACION DEL FENOMENO

1) *Extrusión de masas dolomíticas*

Si se considera sólo la transformación del flanco inverso del pliegue d'Es Niu, se constata que las dolomías jurásicas se individualizan poco a poco en un macizo alargado, separado tanto al NO como al SE por contactos anormales del Cretácico Inferior, que representa fondos sinclinales (figura 187, cortes 1 a 7, cadena de Poy Farina).

Uno de los contactos anormales —o los dos— ha sido frecuentemente

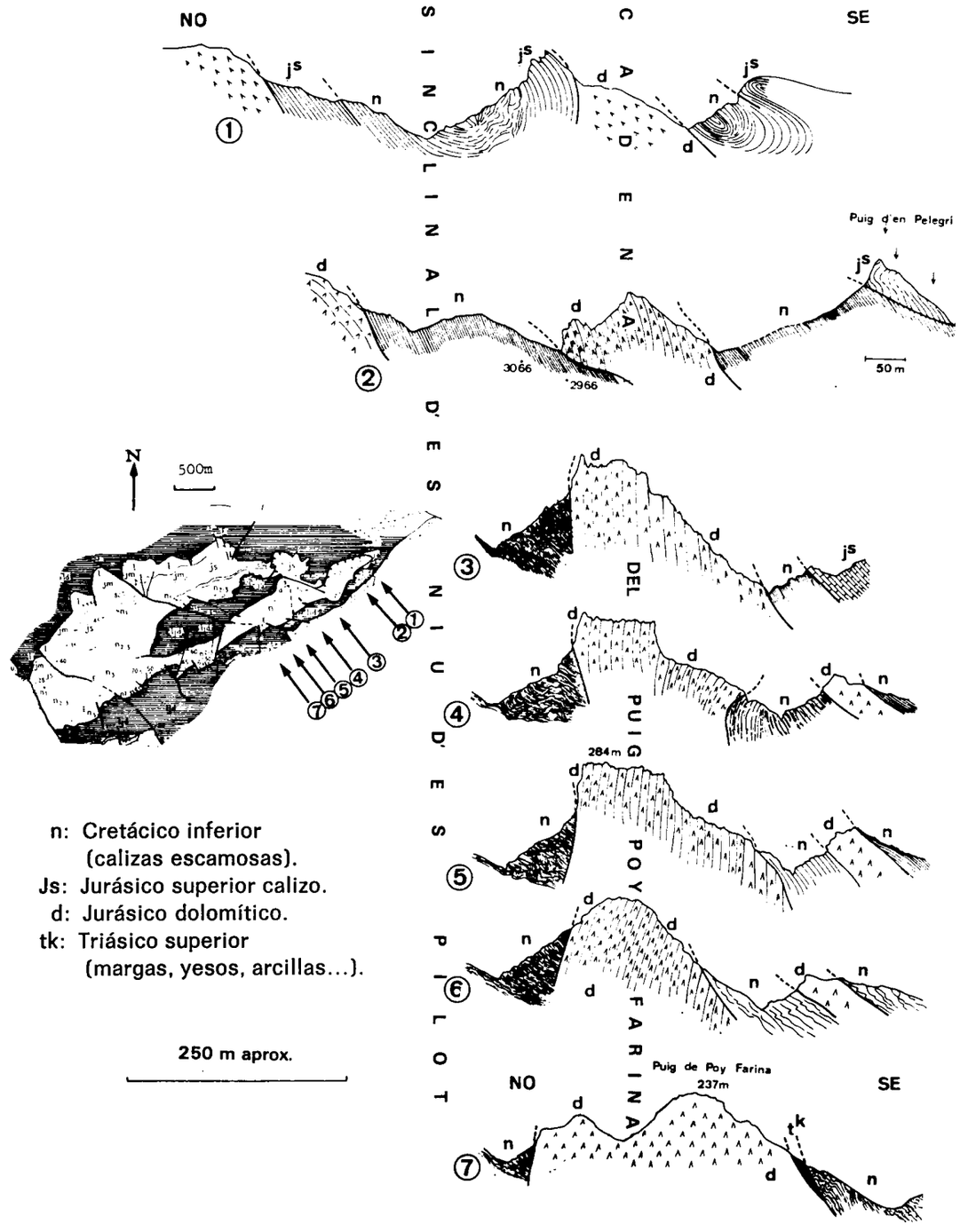


Figura 187.—Evolución del flanco inverso del sinclinal d'Es Niu d'es Pilot.

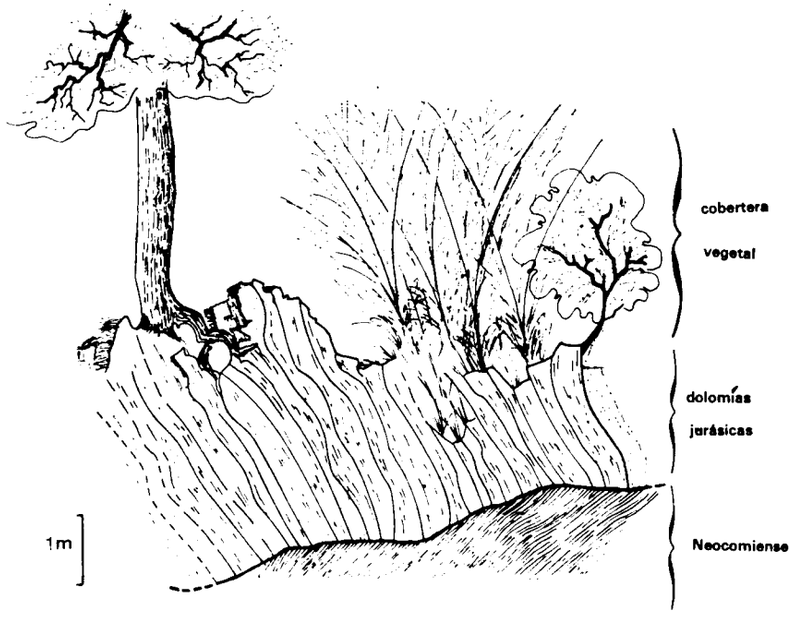


Figura 188.—Cabalgamiento de las dolomías sobre el Neocomiense del sinclinal d'Es Niu.

reactivado por la segunda fase N 120-140°, tanto que se ha deslizado y toma el aspecto de una falla inversa (fig. 187, corte 3).

Las dolomías del flanco inverso toman así el falso aspecto de isleos tectónicos (Mapa 3 en Tomo II, figs. 3, 4, 5, cadena de Puig de Son de Cor y de Poy Farina), mientras que en realidad se enlazan lateralmente al flanco inverso de un pliegue.

2) *Escamas*

Cuando en una región, por ejemplo, al sur de Font Ceulada, los pliegues N 30-50° se suceden rápidamente, se ve que se han transformado en pliegues cabalgantes hacia el NO o, si el fenómeno se acentúa, en pequeñas escamas (fig. 189 y Mapa 3 en Tomo II, fig. 2).

Localmente se producen inclusive truncaduras basales (fig. 189, 1), el Neocomiense viene a chocar contra las dolomías del Peñal de Cala Rotja. La zona de contacto está muy inclinada hacia el SE, muy tectonizada con retazos de Titónico Superior (4-69), cogidos entre las dolomías y el Neocomiense margo-calizo. Este último está claramente truncado en su base (figura 189, 1).

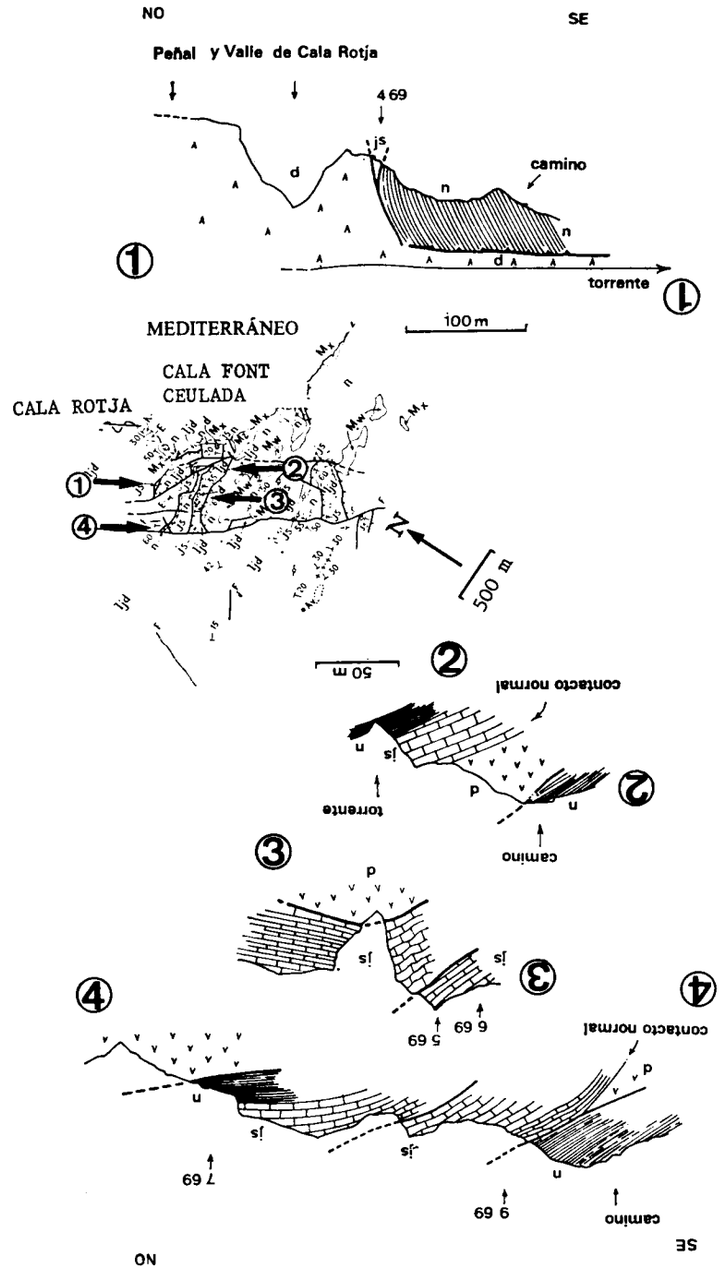


Figura 189.—Pliegues y escamas de Font Ceulada.

3) *Exageración del deslizamiento: «mantos»*

La reactivación de accidentes N-S a N 30-50°, de los pliegues N 30-50° y también de las estructuras formadas en las fases ante-Luteciense terminal al Priaboniense y ante-Aquitaniense —de las que por el momento ignoramos la importancia y la naturaleza *exactas*— por la fase de cizallamiento N 120-140° ha provocado la extrusión de masas dolomíticas y escamamientos limitados.

Hemos observado anteriormente que las masas dolomíticas extrusivas tomaban el aspecto de isleos tectónicos a veces.

a) *«Manto» de Xiclati*

Si consideramos ahora la distribución de las estructuras tectónicas en el NE de Mallorca (Mapa 3 en Tomo II) se constata que al SO de una línea que une el Bec d'en Ferrutx, al NO, al Cap d'es Pina, al SE, hay una estructura que tiene el aspecto de un manto tectónico (fig. 190).

Si se siguen los contactos de este «manto», se ve al NO que las dolomías de Xiclati cabalgan el Neocomiense de Son Morell. Sin embargo, este contacto varía rápidamente de inclinación y, frecuentemente, está muy inclinado, tomando con frecuencia el aspecto de una simple falla inversa.

Hacia el S y el SO este contacto se pierde en el bosque y los cultivos. Aparecen muchos retazos de Neocomiense aquí y allá, sin que sea posible definir su origen, revelando estructuras seguramente más complejas que las que se ven.

Al SE de Ca's Xiclati, en Sa Peña d'en Teco, estas dolomías reposan sobre el Neocomiense, pero hacia Ca's Xiclati el contacto está muy inclinado y sólo empieza a disminuir de inclinación hacia Sa Peña d'en Teco. Todavía allí es más una falla inversa que un contacto plano de «manto».

Volviendo a Ca's Xiclati y siguiendo este contacto hacia el SO, se ve que es una simple falla inversa, luego vertical, donde pronto empieza a aparecer el Triásico Superior (fig. 190). Más al SO todavía, hacia S'Hort de Sa Bogura este mismo Triásico aparece a favor de un accidente vertical N 120-140° que se amortigua al NO en el Jurásico.

Finalmente, en el borde NE de este «manto», todos los accidentes están muy inclinados (fig. 190).

Por estas razones pienso que el contacto NO es sin duda un contacto cabalgante, pero que el contacto SE es sólo un accidente vertical, transformado en falla inversa por deslizamiento durante la fase de cizallamiento N 120-140°. Sólo hay una apariencia local de «manto».

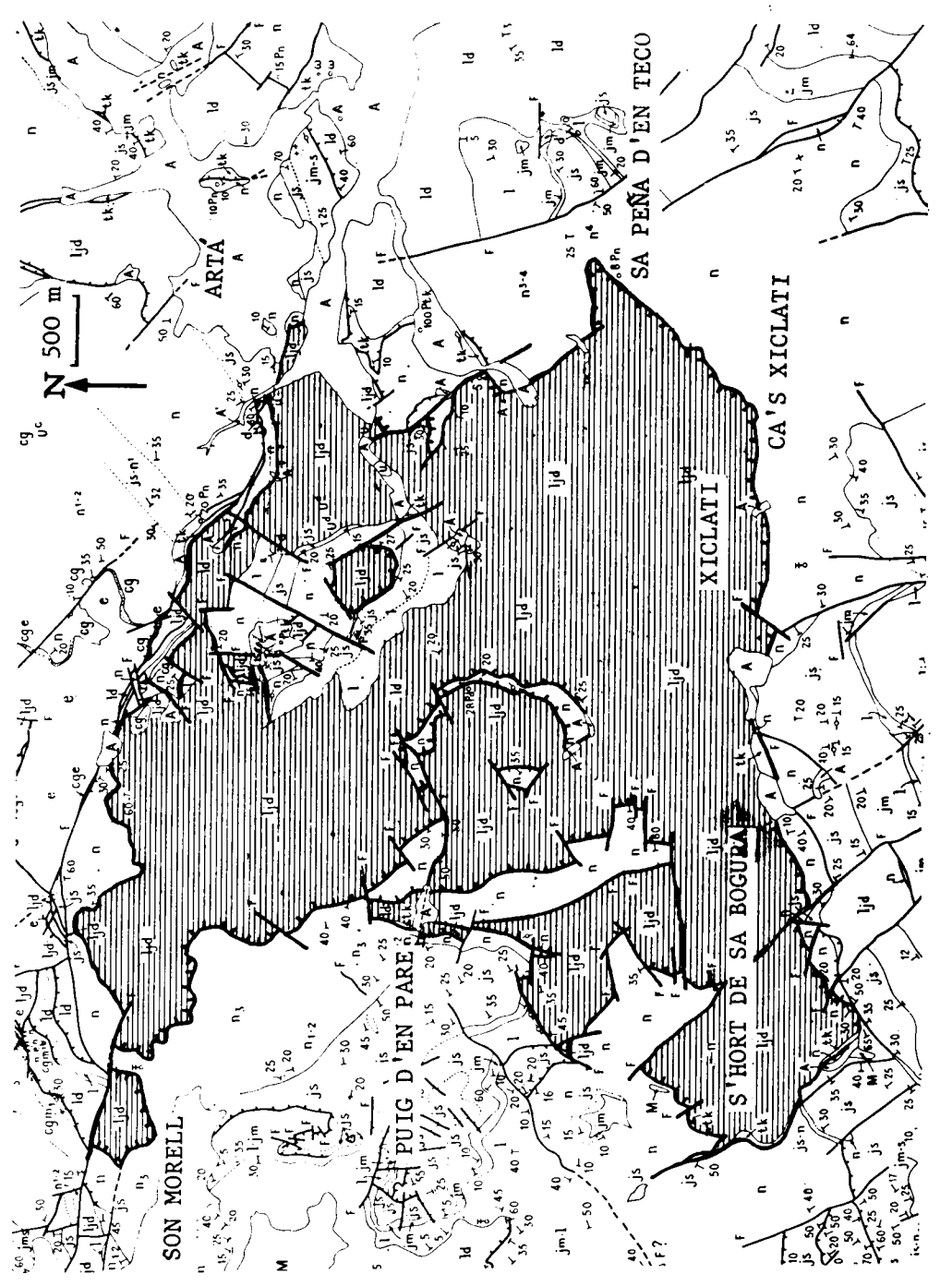


Figura 190.—El «manto» de Xiclati. tk: Triásico Superior; ld, l, jm, js: Jurásico; n: Cretácico; e: Eoceno (cg: conglomerado); m: Mioceno; A: Depósitos superficiales.

b) *El «manto» del Puig Campanet*

Hay otra estructura que presenta el aspecto de un «manto». Se trata del Jurásico del Puig Campanet (fig. 191).

En su borde NO este Jurásico cabalga el Neocomiense de Col d'Aubarca: tanto al NE como al SO está limitado por cizallamiento N 120-140°.

Al SE las dolomías del Puig Campanet están separadas del Neocomiense de la depresión d'Es Olors por un contacto anormal que podría interpretarse como una falla horizontal, que es lo que había hecho B. DARDER (mapas geológicos, 1932). La impresión de que el Jurásico del Puig Campanet constituye un manto está todavía reforzada por el hecho de que este Jurásico parece reposar de plano sobre un sinclinal con núcleo Cretácico (al NE, sinclinal de S'Esquerra, al SO sinclinal d'Es Reco d'es Mich) y parece dar la mano al Jurásico de la Sierra de Son Sastres.

Esta apariencia es falsa:

1.° El sinclinal de S'Esquerra no enlaza, bajo el Jurásico, con el de d'Es Reco d'es Mich, están separados por el accidente de Sa Cova, *vertical*.

2.° El contacto anormal que se extiende desde d'Es Olors a Reco d'es Mich no es una falla horizontal pero, sobre el terreno, se puede ver que es un antiguo accidente vertical, que hace aflorar localmente el Triásico Superior. Este accidente vertical se ha deslizado y permite ahora el cabalgamiento local, hacia el SE, de las dolomías del Puig Campanet sobre el Neocomiense d'Es Olors.

En definitiva, allí donde se pueden ver en buenas condiciones, sobre el terreno, los recubrimientos hacia el SE no son fallas horizontales sino accidentes de fractura originalmente verticales, reactivados por los empujes N 120-140°.

2. **Análisis de los desgarres**

A) CARACTERISTICAS GENERALES

Todos estos accidentes son sensiblemente de la misma dirección y pueden ser continuos o relevarse. El conjunto de la región está afectado y cortan todos los tramos geológicos, salvo el Vindoboniense y los terrenos más recientes.

B) DISTRIBUCION Y DESCRIPCION

Se distinguen desde el estrecho de Menorca, al NE, hasta la Sierra de Calicant, al SO, los accidentes de (fig. 192):

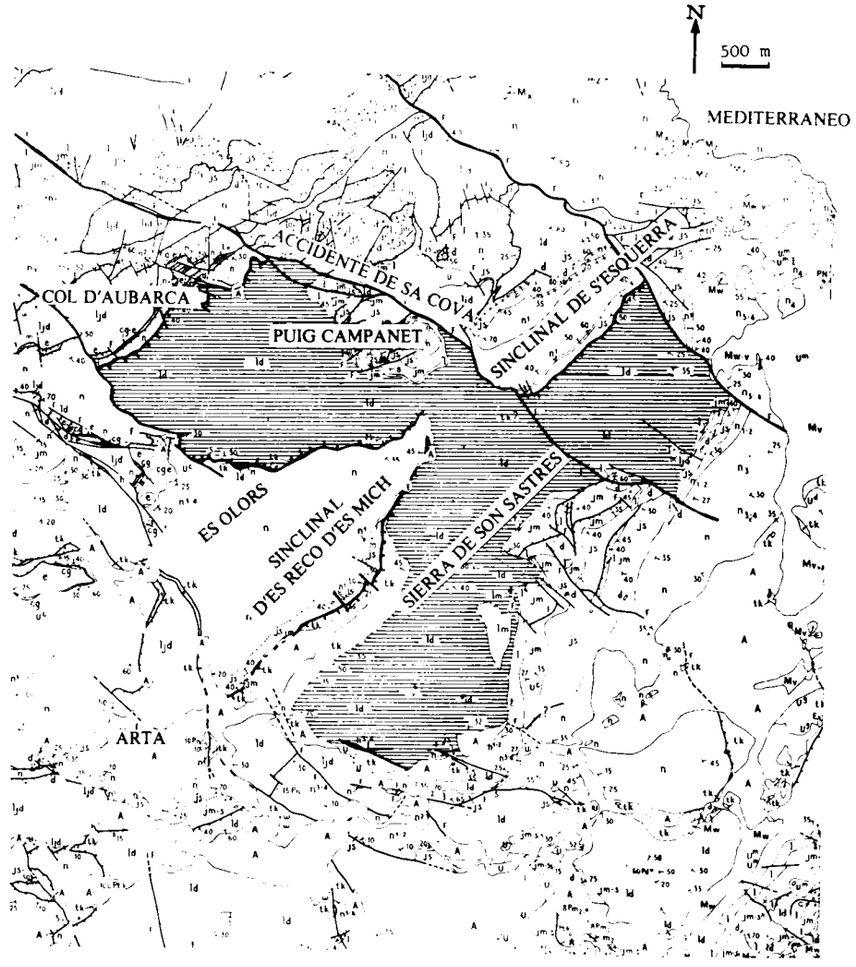


Figura 191.—El «manto» del Puig Campanet.
tk: Triásico Superior; ld, l, jm, js: Jurásico; n: Cretácico; e: Eoceno (cg: conglomerado); m: Mioceno; A: Depósitos superficiales.

1) *Es Freu*

Más que un accidente único se trata de una serie de accidentes que se relevan, limitando las Sierras de Levante al NE, en proximidad inmediata de la costa O sobre el litoral del estrecho de Menorca.

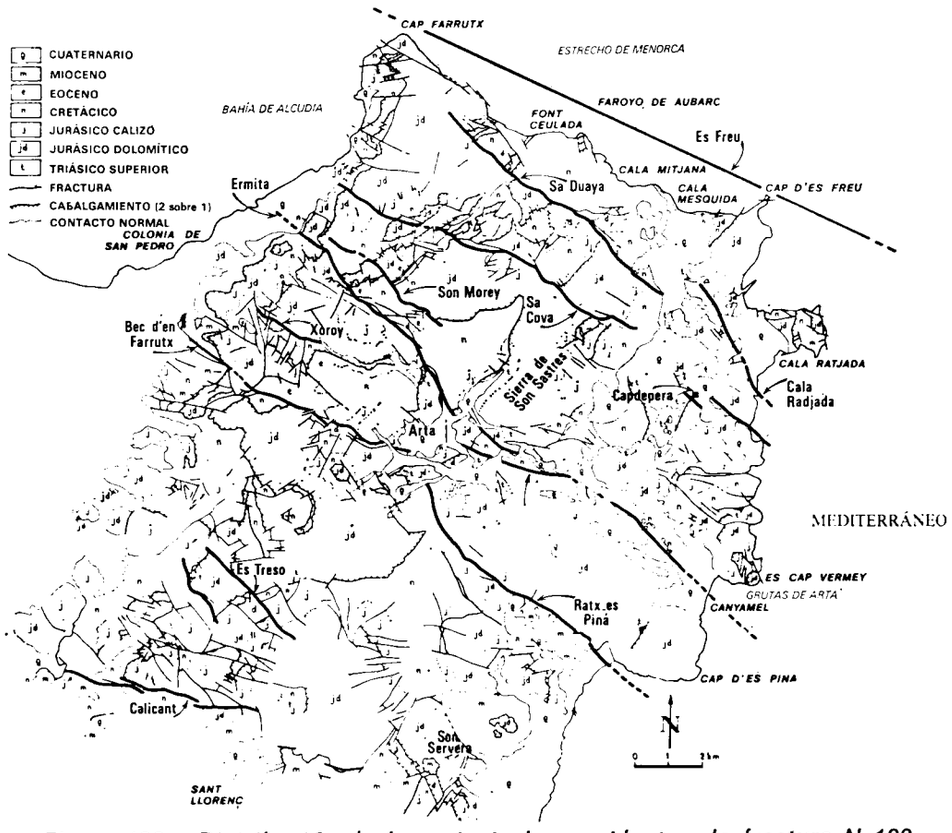


Figura 192.—Distribución de los principales accidentes de fractura N 120-140° en el NE de las Sierras de Levante.

Algunos de estos accidentes son visibles al NE de la Atalaya de Morey, donde cortan las dolomías jurásicas y el Neocomiense hasta cerca de Font Ceulada.

Más lejos, hacia el SE, es decir, hacia la Atalaya de Son Jaumell y Cala Ratjada, estos accidentes provocan bruscas variaciones de la batimetría. Estos accidentes están en relación con la zona de fractura, paralela, del estrecho de Menorca.

2) *Sa Duaya de Abaix*

Esta falla, de casi 12 km. en tierra firme, es continua desde la cara SE de la Atalaya de Morey hasta la Atalaya de Son Jaumell. Allí se releva con la falla de Cala Ratjada.

Es un accidente cuya complejidad es claramente flagrante hacia Sa Duaya de Abaix, donde accidentes satélites le acompañan o vienen a unirse a él.

Su movimiento no es un simple deslizamiento rectilíneo, sino que está acompañado, además, de movimientos de alcance en los compartimientos afectados:

En el labio NE corta en particular las escamas y pliegues volcados o tumbados de Font Ceulada-Cala Rotja, poniéndoles en contacto con las dolomías masivas (al SO).

En el labio SO corta al anticlinal de Sa Ferlera, al sinclinal de S'Esquerra y el cabalgamiento de las dolomías d'Es Castellón, de la que es difícil encontrar homólogos en el compartimiento NE.

Así ha habido en cada compartimiento, a una y otra parte del accidente N 120-140°, una tectónica que acompaña al movimiento de deslizamiento de la falla, que es una «falla de desgarre».

3) *Sa Cova*

Este accidente, de más de una quincena de kilómetros, al menos, se pierde al NO en la bahía de Alcudia luego, difícilmente observable en la depresión de Son Sastres, es relevado —o se sigue— por la falla de S'Aigut y sus satélites.

4) *Ermita de Artá*

Puesta de manifiesto localmente en la Ermita de Artá por B. DARDER, esta falla se desarrolla sobre más de 15 km., desde la bahía de Alcudia, donde desaparece, hasta la costa SE.

Corta la cadena NO de la Ermita, aislando en el compartimiento SO Mioceno Inferior que no he encontrado en el compartimiento NE.

Accidente muy complejo, de movimientos múltiples, pasa por Artá, donde la presencia del Keuper perturba su trazado. Corta la Sierra de Son Sastres al SO, acompañada de una serie de accidentes satélites, después se la ve de vez en cuando bajo el Cuaternario de la depresión de Sa Torre d'es Vidrié. Allí su paso está marcado por retazos de Mioceno (probablemente Burdigaliense, metros cuadrados en el mapa geológico) pellizcados en las dolomías (afloramiento del borde de la carretera Artá-Son Servera, en la barrera de Ca'n Vidrié), luego, hacia Sa Torre de Canyamel por el

contacto de las dolomías del macizo de S'Atalaya Veya al SO con el Neocomiense de la depresión de Canyamel.

Desaparece después bajo el Cuaternario de detrás de la playa de Canyamel.

5) *En Xoroy*

Una serie de accidentes ONO-ESE, entre los cuales el de En Xoroy, corta la cadena NO entre la Ermita y el Puig d'en Xoroy.

6) *Bec d'en Farrutx*

Este accidente corta el flanco SO del Bec d'en Farrutx. De movimiento levógiro, desplaza el Mioceno que se ve al pie NO del Bec d'en Farrutx. Al pie sur del Bec d'en Farrutx, los conglomerados de Mioceno son cogidos como virutas en la falla. Después se sigue mal al N de Son Morell, pero reaparece al N de Son Forteza; luego es relevada, cerca de Artá, por la falla de Ratx-es Pina.

Esta aisla al NE el macizo de S'Atalaya Veya (cuyo borde SO muestra los anticlinales y sinclinales del Puig Mi y d'Es Rafalet).

Al otro lado de la falla de Ratx-es Pina, al SO, la depresión de Son Servera está ocupada por Aquitaniense y Burdigaliense con cantos de Paleozoico.

7) *Calicant*

Finalmente, una serie de accidentes corta las Sierras de Calicant y d'Es Treso, aislando a la vez el NE de las Sierras de Levante en un bloque homogéneo, claramente separado de la depresión de Manacor.

C) INTERPRETACION

Estos accidentes tienen en general un movimiento de desgarre levógico, cuya amplitud es difícil evaluar como consecuencia de la ausencia de estructuras homólogas en cada uno de los compartimientos. El movimiento de desgarre, aparente, es de orden kilométrico.

3. Tectónica de paneles deslizantes

La red de fracturas N 120-140° recorta el NE de Mallorca en una sucesión de paneles, que han deslizado hacia el NO.

Si se intenta enlazar las diferentes estructuras que existían antes del movimiento de los accidentes N 120-140°, se ve que esto es sólo excepcionalmente posible y que, en general, cada compartimiento presenta —en detalle— estructuras (pliegues cabalgantes, escamas, etc.) que le son propias.

En Menorca, por el contrario, hemos constatado que había una cierta lógica entre dos paneles consecutivos, que poseían una *herencia estructural que determinó una distribución privilegiada de los diferentes terrenos.* Esta herencia estructural dependía de las direcciones de fracturaciones N-S a N 30-50° y N 120-140°, de origen varíscico.

En el NE de Mallorca el material afectado no es el mismo. Se trata de Keuper o niveles más recientes. Por consiguiente, la arquitectura de cada panel no está directamente controlada por los accidentes N-S a N 30-50° y N 120-140°. La cobertera secundaria del NE de Mallorca se ha despegado al nivel del Keuper, ha sufrido las deformaciones provocadas por varias fases terciarias; luego ha sido fractura, primero por accidentes N-S a N 30-50°, luego por la red N 120-140°.

Estas redes de fracturas, que aparecen como independientes de la tectónica de cobertera del NE de Mallorca, son tanto en Menorca como en Mallorca accidentes de zócalo.

4. Conclusiones

Entre el Burdigaliense y un cierto Vindoboniense, dos campos de empujes afectan al NE de Mallorca.

1.° Un campo N-S a N 30-50°, determinando: 1) el movimiento de las fallas N-S a N 30-50°, 2) cabalgamientos.

Auténticos pliegues no han podido reconocerse, pero muchas capas tienen una dirección O-E.

2.° Un campo N 120-140° que ha provocado sucesivamente:

a) La formación de pliegues rectos o alabeados hacia el NO.

b) La reactivación de las fracturas de zócalo N 120-140° cuyo movimiento cizalla una cobertera tectonizada y la recorta en paneles deslizantes hacia el NO. Estos empujes deforman los accidentes N-S a N 30-50°, algunos de ellos están deslizados, permitiendo cabalgamientos hacia el NO o hacia el SE. Esto corresponde a la superposición de accidentes de zócalo en una cobertera: en un primer tiempo la cobertera se deforma (pliegues N-30-50°), en un segundo tiempo (redes de fracturación), el zócalo es más fuertemente solicitado y sus estructuras aparecen en la cobertera. No es exactamente una tectónica de revestimiento. La llamaremos tectónica de obliteración o tectónica obliterante.

CAPITULO 2.—CONCLUSIONES

1. Una amplia laguna estratigráfica separa el Barremiense de los primeros depósitos eocenos datados como «Luteciense terminal al Priaboniense», cuya discordancia es testimonio de los movimientos anteriores, que han afectado a niveles antiguos y su cobertera secundaria, que se ha despegado probablemente al nivel del Keuper, afectada por una tectónica de cobertera. La dirección de los empujes, así como sus efectos exactos no son conocidos.

2. El Aquitaniense basal es discordante sobre el Jurásico, Cretácico y cartográficamente sobre el Eoceno. Todavía allí, ningún argumento permite, en el NE de Mallorca, juzgar sobre las direcciones y efectos de la tectónica post-«Luteciense terminal al Priaboniense» y ante-Aquitaniense, que podría ser (macizo de Randa) de edad Oligoceno Superior.

3. Desde el Aquitaniense Medio-Superior al Burdigaliense Inferior hay importantes modificaciones en el centro del futuro Mediterráneo occidental:

- 1) El NE de Mallorca se hunde y la sedimentación de epicontinental pasa a tipo turbidítico.
- 2) Al mismo tiempo, una masa continental, donde un Paleozoico de tipo menorquín comienza a aflorar, se alza en el este y el sudeste de las Sierras de Levante, en el actual emplazamiento de la zona de «Emile Baudot». De esta masa que emerge y de la margen continental pronto llegan al surco de sedimentación del este de Mallorca coladas fangosas con cantos de Paleozoico, turbiditas y olistolitos de Jurásico y de Mioceno Inferior.
- 3) Alzamiento y hundimiento están controlados por direcciones estructurales anteriores, en especial una dirección de fracturación N-S a N 30-50°, es decir, por accidentes profundos de zócalo.

4. Las principales estructuras tangenciales se realizan bajo la acción de dos campos de empujes: el primero, N-S a N 30-50°, provoca el movimiento de las fallas de igual dirección y cabalgamientos limitados. El segundo N 120-140°, es el campo principal que afecta al zócalo y a su cobertera secundaria y terciaria, ya tectonizadas.

Los empujes N 120-140° determinan sucesivamente la formación de pliegues rectos o volcados al NO, luego, reactivando la red de fracturas del zócalo N 120-140°, provoca el recortado de la cobertera secundaria y terciaria (y del zócalo) en paneles sucesivos, deslizantes hacia el NO. Los accidentes N-S a N 30-50° están deslizados y producen cabalgamientos limitados hacia el NO o hacia el SE (lámina 91).

Después de plegada la cobertera sedimentaria reciente —despegándose sobre el Keuper plástico— se constata que los empujes N 120-140°, que siguen actuando, son accidentes de zócalo que representan la discontinuidad mecánica del Keuper y aparecen en la cobertera, obliterando las estructuras que ésta presentaba. Esta «tectónica de obliteración» muestra que los accidentes N 120-140° no han podido «subir» a la cobertera nada más que porque la discontinuidad mecánica del Keuper ha desaparecido, mientras que los empujes N 120-140° deformaban el NE de Mallorca.

Quinta parte

CONCLUSIONES

I. EL PALEOZOICO DE MENORCA EN EL MEDITERRANEO OCCIDENTAL

En un primer análisis hemos reunido los datos bibliográficos disponibles sobre los diferentes afloramientos paleozoicos del oeste del Mediterráneo y sobre el Paleozoico encontrado por los sondeos submarinos.

De este análisis, sólo presentaremos aquí lo esencial, es decir, los sondeos mediterráneos y las series paleozoicas del Mediterráneo occidental que presenta más analogías estructurales y/o sedimentológicas con el Paleozoico de Menorca.

1. PALEOZOICO ENCONTRADO POR SONDEO EN EL MEDITERRANEO OCCIDENTAL

Se ha encontrado Paleozoico en el golfo de Lión, en los sondeos Mistral I y Tramuntana I, realizados por la Compañía Francesa de Petróleos, y en el sondeo 134 realizado durante el «Leg XIII» del «Deep Sea Drilling Project», al SO de Cerdeña (fig. 193).

El estudio de estos sondeos y del Paleozoico atravesado se ha publicado (P. F. BUROLLET y otros, 1970; leg. XIII, 1972).

Gracias a la amabilidad de la C. F. P. y de MM. BUROLLET, NOUET y CRAVATTE he podido obtener muestras del Paleozoico de los sondeos Mistral y Tramuntana y, gracias a la amabilidad de la National Science Foundation (N. S. F.) y de N. TERENCE EDGAR y de Mlle. WORSTELL me han sido remitidas muestras del sondeo 134.

Mi objetivo era comparar estas muestras con el Paleozoico menorquín.

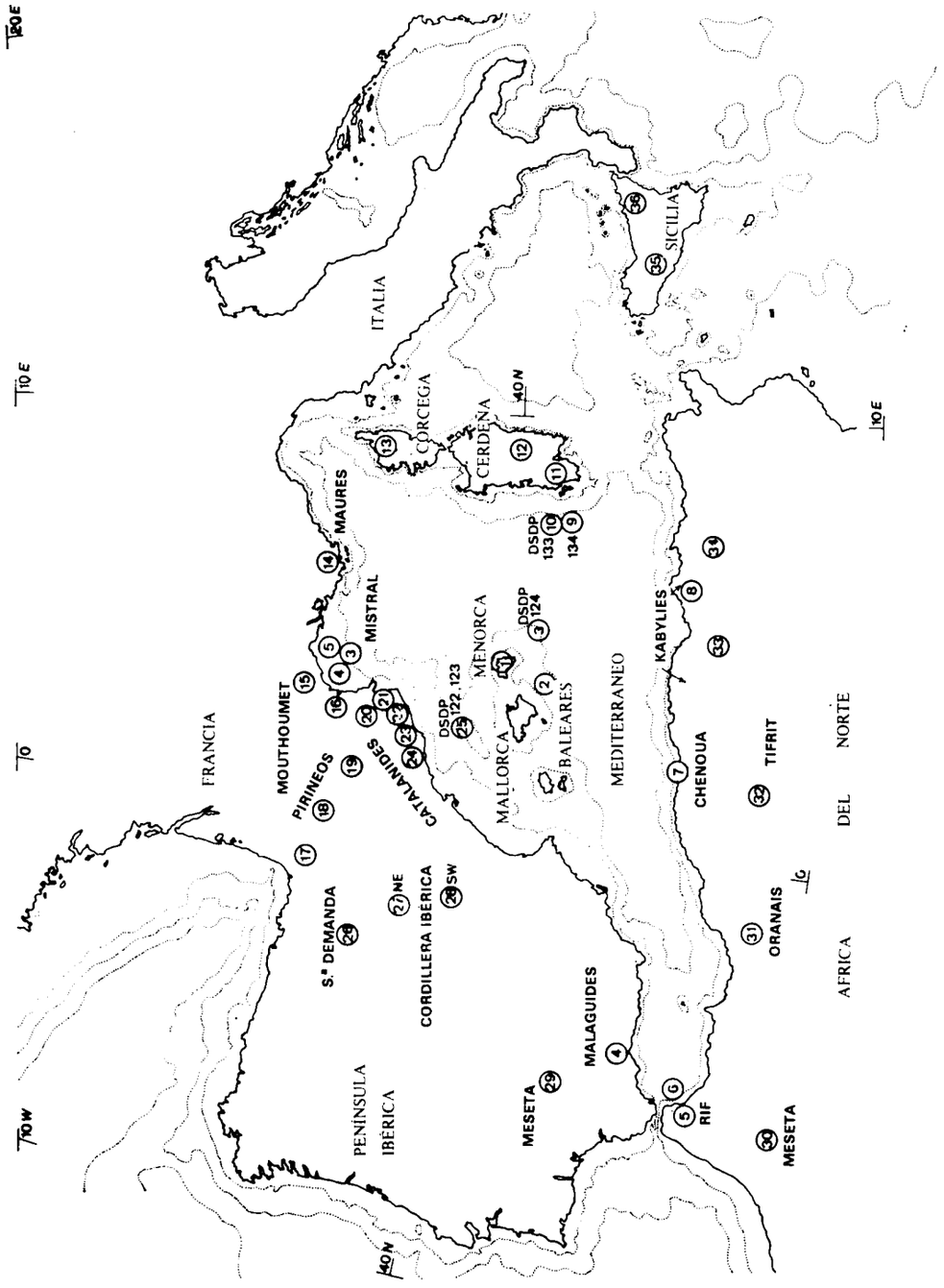


Figura 193.—Principales afloramientos de Paleozoico en el Oeste Mediterráneo, que se han tenido en cuenta en las comparaciones del Paleozoico de Menorca y emplazamiento de los sondeos mediterráneos.

1. Sondeo Mistral I

Debajo del Terciario se ha encontrado el Paleozoico desde — 3.438,5 metros a — 3.552 m. Este Paleozoico evoca el Ordoviciense de los Pirineos orientales y de la Montaña Negra (P. F. BUROLLET y otros, 1970). He aquí las observaciones referentes a las muestras que he podido estudiar:

— *Muestra — 3.472 m.:* Pelita verdosa constituida de cuarzo parcialmente recristalizado, micas y minerales arcillosos. Aquí y allá recortan la roca venillas secundarias de cuarzo con algunas plagioclasas, a veces alteradas.

— *Muestras — 3.473 m. y — 3.473,5 m.:* Grauwaca grisácea, de grano medio, formada por 60 a 80 por 100 de cuarzo (según las muestras), de Ls hasta 0,4 mm. (Ar=0,5; Sp=0,5 a 0,7), en granos mono o policristalinos, a veces con extinción giratoria, abundantes plagioclasas (15 por 100 o más) poco o nada alteradas, micas (muscovita, biotitas alteradas). Los granos detríticos están orientados sedimentariamente y envueltos en una matriz detrítica que ha recristalizado (calcedonita, cloritas y filitas de neoformación).

— *Muestra — 3.548,5 m.:* Pelitas gris oscuro, casi negras, con características semejantes a las de la muestra — 3.472 m.

— *Muestra — 3.550 m.:* Grauwacas de grano más fino, pero de características semejantes a las de la muestra — 3.473 m.

2. Sondeo Tramuntana I

Efectuado más al Oeste que el precedente, este sondeo ha atravesado niveles atribuidos al Devónico Medio-Superior.

— *Muestra — 3.448,5 m.:* Caliza nodulosa roja recristalizada, deformada. En lámina delgada no muestra ningún microorganismo.

— *Muestra — 3.468,3 m.:* Pelita carbonosa muy arrugada.

— *Muestra — 3.471,6 m.:* Pelita roja con estratificación resaltada por hierro (óxidos, pirita...), recristalizada, con nódulos recristalizados, ricos en cuarzo, en minúsculas plagioclasas y en micas.

3. Sondeo Sirocco I

Recordemos que este sondeo encontró, después del Terciario, un «granito ligeramente rosa, con ortosa, microclina y plagioclasas, con muscovita y cloritas» (1), desde — 1.277 a — 1.395, sin que el Paleozoico se haya señalado.

(1) Informaciones comunicadas por la C. F. P.

4. Sondeo 134, del «Deep Sea Drilling Project»

Sólo he podido examinar fragmentos rodados, procedentes del sondeo 134D, core 3, CC (2), definidos en el leg. XIII como «semi-schists, dark gray to black, rolled» (leg. XIII, p. 502).

Tres de estas muestras proceden de grauwacas con 40 a 50 por 100 de granos de cuarzo detrítico (Ls hasta 0,3 mm., Ar=Sp=0,3) generalmente monocristalinos, raramente policristalinos con extinción giratoria. Según las muestras, las plagioclasas son más o menos abundantes y alteradas y también hay muscovita y biotitas. La matriz original está muy recristalizada, con neoformación de filitas.

La cuarta muestra es una pelita, rica en cuarzo y micas, recristalizada con filitas de neoformación.

5. Conclusiones

Los diferentes niveles de Paleozoico encontrados en los sondeos del Mediterráneo occidental no están directamente datados y sería bueno el compararlos con el Paleozoico menorquín.

En lo referente a los niveles paleozoicos de los sondeos Mistral I y Tramuntana I, sus facies, así como su evolución diagenética, son diferentes de las del Paleozoico menorquín y tampoco recuerdan las características de los antiguos cantos contenidos en el Devónico o Carbonífero menorquín. Los niveles del sondeo Tramuntana I, atribuidos al Devónico Medio-Superior, no recuerdan en nada a los niveles de igual edad de Menorca.

Según K. HSU, W. RYAN, T. COCOZZA y P. MAGNIER, el Paleozoico del sondeo 134 y el del Mistral I serían muy parecidos (leg. XIII, 1972, páginas 775 a 780) tanto desde el punto de vista sedimentológico como metamórfico o estructural (pág. 780), tanto que HSU y otros ven en ello un argumento para considerar que el Promontorio corso-sardo ha derivado hacia el SE en el Terciario, debiendo situarse Cerdeña según esta hipótesis en contacto con el precontinente del Golfo del León, durante el Paleozoico (1972, pág. 493, fig. 23).

2. PALEOZOICO DE LAS ZONAS INTERNAS BETICO-RIFEÑAS

P. FALLOT veía (1945, 1948) en la isla de Menorca un manto de corrimiento interno, cuyo material paleozoico era en todo idéntico al de el Manto de Málaga, que constituye, cerca de 600 km. más al SO, una parte de las zonas internas béticas, en la orilla norte del mar de Alborán.

(2) Referencias del leg. XIII, capítulo 14 y págs. 502 a 506.

Ya he tratado en otra parte este problema (1970), que es doble:

1. Relaciones de los paleozoicos Maláguide y Menorquín

El Paleozoico de los Montes de Málaga está muy mal datado. En lo que concierne a los niveles que se pueden comparar a los de Menorca, el Devónico está identificado, cerca de la villa de Almogia, por faunas de Conodontos (F. KOCKEL y D. STOPPEL, 1962). Estas calizas masivas tienen una facies diferente de las de Menorca.

Por el contrario (J. DIDON y otros, 1972) el Carbonífero basal (radiolaritas) y el Culm (grauwacas y coladas fangosas con cantos de calizas) pueden tener ciertas analogías con sus homólogos menorquines.

Para responder a la hipótesis de P. FALLOT, no es exactamente el mismo material paleozoico el que aparece en los Montes de Málaga y en Menorca.

Lo que representa una historia paleogeográfica diferente para los dos Paleozoicos, al menos durante el Devónico.

2. El Paleozoico de las Ghomárides

En el Rif, el Paleozoico que constituye las Ghomárides, equivalente rifeño del Maláguide (M. DURAND DELGA), está considerado como formando tres mantos de corrimiento, emplazados durante el Terciario (Y. MILLIARD, 1962; J. KORNPROBST, 1971; J. DIDON y otros, 1972).

En cada uno de estos mantos el Paleozoico presenta facies diferentes: la del manto de *Akaili* se parece al Paleozoico de Málaga; la del manto de *Kuhdiat Tizian* se parecería al Paleozoico de Menorca. En efecto, por encima de los esquistos oscuros y las grauwacas, el Devónico está representado allí por un flysch con Tentaculites y Conodontos, coronado por un Culm.

Estas observaciones rápidas dejan presentir una historia ante-triásica compleja para el Paleozoico bético-rifeño, cuyas relaciones paleogeográficas con el Paleozoico de Menorca no pueden establecerse todavía.

En cuanto a su valor estructural en el edificio bético, quedan otros problemas mayores a resolver antes de abordar esta cuestión, especialmente la interpretación del conjunto del Arco de Gibraltar (cf. El Arco de Gibraltar, 1973).

3. PALEOZOICO DE GRAN KABILIA

A menos de 70 km. al OSO de Argel, el Paleozoico de Chenoua se compone (A. LAMBERT y J. FLANDRIN, 1942; M. DURAND DELGA, 1961),

por encima de los esquistos negros con escasas intercalaciones de areniscas o calizas, de un flysch devónico arenoso-calizo-pelítico con Tentaculites.

He podido ver las turbiditas calizas del Devónico de Chenoua gracias a M. DURAND DELGA, que puso su colección a mi disposición, y gracias a Cl. LEPVRIER. Contienen los mismos restos orgánicos que las de Menorca y presentan las mismas estructuras sedimentarias, tanto que dos muestras puestas juntas, una procedente de Chenoua y la otra del Devónico de Menorca, no pueden diferenciarse.

Pero hay más. En el Flysch devónico de Menorca se desencadena, en el Devónico Superior, una colada fangosa con abundantes Políperos. Ahora bién, el flysch devónico de Chenoua está precisamente coronado por «margas coralígenas» con abundantes Políperos que se encuentran en Menorca en las coladas fangosas. Para mí hay que ver en las «margas coralígenas» de Chenoua el equivalente sedimentológico de la colada fangosa del Escollo del Francés.

Estas analogías sedimentológicas, concernientes a sedimentos que han sido depositados en los dos casos por corrientes densas o coladas fangosas transportando un mismo material, son para mí el indicio de que los sedimentos del Devónico de Chenoua y de Menorca *pertenecen a la misma cuenca sedimentaria.*

Esto obliga a situar el macizo de Chenoua y la Gran Kabilia, de la que es un elemento, en contacto con las Baleares durante el Devónico.

Es posible pensar que la diferenciación de esta cuenca sedimentaria devónica, única, se produce sobre un zócalo ante-lochkoviense, que se separará después en dos, para dar al Norte el Promontorio balear, al Sur el antiguo zócalo de Kabilia, es decir, en otras palabras, que el zócalo rígido ante-lochkoviense de las Baleares es de tipo Kabilia (R. BOURROUILH, 1972).

En cuanto a las relaciones del Carbonífero de Menorca y de Chenoua, las radiolaritas, coronadas por el Culm, están también en el macizo norteafricano, y podrían ser análogas al Carbonífero menorquín.

4. LOS CATALANIDES

1. **Los sedimentos**

Hacia el Norte, en la región de Figueras y por encima de los gneises, se atribuyen al Cámbrico esquistos sericíticos (500-1.200 m.) con intercalaciones de calcoesquistos y dolomías, que según P. CAVET y otros autores (cf., Memoria de la Hoja núm. 25 del Mapa Geológico de España

a escala de 1/200.000, 1971) recuerdan la serie de la Montaña Negra. Por encima el metamorfismo decrece y son esquistos cloríticos, sericíticos (150-200 m.) y luego arcillosos (250-350 m.) que se atribuyen al Ordovícico, pues pasan a Ordovícico Superior datado.

El Silúrico está constituido por pelitas negras con Graptolites. Es un nivel de despegue reducido tectónicamente. Después vienen calcoesquistos y calizas devónicas, a las que sigue el grioto del Devónico Superior, luego vienen radiolaritas del Carbonífero basal y después el Culm.

En la región de Barcelona, SCHRIEL (1929), ASHAUER y TEICHMULLER (1935), VAN DER SIJP (1951-52) y LLOPIS LLADO sólo o con otros (1970), han señalado por encima de los granitos, 300 m. de anfibolitas, cuarcitas coronadas por 650 m. de pelitas satinadas y areniscas del Cambro-Ordovícico, encima un Silúrico pelítico negro con Graptolites y muy potente (500 m.), luego Devónico con *Monograptus hercynicus* y Tentaculites, formado por calizas y pelitas que, según las descripciones que he leído, no son sedimentos equivalentes a los de Menorca.

El Carbonífero basal de Papiol (P. PRUVOST, 1912) sería por el contrario igual al de Menorca (J. S. HOLLISTER, 1934), constituido por sedimentos muy parecidos con faunas muy próximas (R. BOURROUILH y G. TERMIER, 1973). El Culm, de una centena de metros hacia Barcelona y de 800 o más hacia el Sur, es análogo al de Menorca, con restos vegetales más abundantes.

2. **Las estructuras**

P. MATTE y R. CAPDEVILA publicaron (1973) una puesta a punto de las estructuras hercínicas del Este de la Península Ibérica, distinguiendo cinco zonas estructurales sucesivamente de SO a NE: 1, Cadenas ibéricas; 2, Castellón-Priorato; 3, NE del Priorato a Barcelona; 4, Barcelona-Gerona, y 5, Pirineos orientales.

Las estructuras varíscicas de Menorca (fracturación NS a N 30-50°, empujes E-O) son casi perpendiculares a las descritas por MATTE y CAPDEVILA en el este de la Península. Y, así, para enlazarlas, hay que concebir una rotación y un accidente de fractura entre los Catalánides y Baleares.

Paleogeográficamente, el Lochkoviense de Menorca y el de Barcelona están relacionados, perteneciendo a la misma provincia bio-geográfica (faunas con *Monograptus hercynicus).* La cuenca Devónica de Menorca se diferencia durante el Lochkoviense, mientras la región de Barcelona pertenece a una zona de facies diferente, que está por definir. Durante el Carbonífero Menorca y la región de Barcelona están unidas; allí se depositan los mismos sedimentos con las mismas faunas.

5. CERDEÑA

Comprende dos conjuntos, el Iglesiente (s. l.) al SO y el Gerrei y el resto de Cerdeña al NE, separados por la cuenca de hundimiento del Campidano.

Iglesiente y Gerrei se oponen en el hercínico:

1. Estructuralmente

1) *El Iglesiente*

Según F. ARTHAUD (1970), el Iglesiente está deformado por dos fases hercínicas por lo menos.

La primera fase da pliegues E-O y sus efectos se atenúan de O a E, para desaparecer en el Sulcis Sur.

La segunda fase, mayor, da estructuras N-S, pliegues rígidos *al Oeste* (Iglesiente s. s. y Sulcis Norte), pliegues volcados hacia el Este *al Este* (Sulcis Sur).

Al borde de la fosa de Campidano, las deformaciones hercínicas se atenúan y luego desaparecen.

2) *El Gerrei*

La fase mayor determina estructuras E-O a NO-SE (F. ARTHAUD). A. BOSELLINI y G. OGNIBEN (1968) han descrito inclusive una tectónica tangencial, cizallante, con pliegues cabalgantes hacia el SE.

2. Estratigráficamente

1) *El Iglesiente* se compone, por encima del Cámbrico, de tres términos del tipo Montaña Negra (B. GEZE, 1952; F. ARTHAUD, 1970) de Ordovícico y luego de Gotlandés. Por encima de los esquistos con Graptolites (Wenlock...), tendría calizas finas, luego una serie de areniscas limoníticas y areniscas muy mal granoclasificadas, con pudingas (?) cuarzo-feldespáticas y pelitas fosilíferas de un Devónico no precisado (NASCA, 1967), y niveles con Tentaculites (no precisado), recubiertos probablemente por un Culm, el «postgotlandés esquisto-arenoso» es de límite impreciso, devono-carbonífero o simplemente Carbonífero Inferior (S. VARDABASSO, 1952).

2) *El Gerrei* está caracterizado por una potente serie Ordovícica de tipo flysch, seguida de una potente serie esquisto-carbonatada Gotlandés-Devónica, con calizas masivas, calizas estratificadas, calcoesquistos y calizas estratificadas con Clymenias (S. VARDABASSO, A. BOSELLINI y G. OGNIBEN, 1968), facies que evocan más bien, según estos autores, las series pirenaicas y que están seguidas por un importante vulcanismo gotlandés; siendo desconocidas en el Iglesiente estas diferentes facies (F. ARTHAUD, 1970). Todos los restantes terrenos paleozoicos de Cerdeña se parecen más al Gerrei que al Iglesiente.

3. *Conclusiones*

Las estructuras varíscicas de Menorca tienen la misma dirección, N-S, (empujes E-O) que las debidas a la fase mayor que ha deformado el SO de Cerdeña. El estilo de las deformaciones es, sin embargo, diferente en Menorca (fracturación N-S en el Oeste, pliegues volcados hacia el E en el Este).

A pesar de la oposición de las estructuras, si se quiere resituar Cerdeña al NE de Menorca, antes de la eventual apertura del mar hespérico y la eventual deriva del Promontorio corso-sardo hacia el SE, en el Terciario, se debe admitir, para conservar paralelas las direcciones de las estructuras varíscicas de Menorca y del SO de Cerdeña, que:

- 1. Cerdeña se ha desplazado según *un circulo máximo* (o según un círculo próximo de un círculo máximo) y no según un pequeño círculo cuyo polo estaría situado en Provenza o en el norte de Italia.
- 2. La traza del círculo máximo que pasa entre Menorca y Cerdeña debe estar orientada actualmente N 120-140°.
- 3. La oposición entre Iglesiente y Gerrei en el Hercínico debe comprenderse por la presencia de un accidente de desgarre, hercínico, N 120-140°, presentido, por otra parte, por F. ARTHAUD, que escribió (1970, pág. 84): «En estas condiciones, hay que suponer que la fosa de Campidano no es un simple graben reciente, sino que corresponde a un accidente importante, tal vez hercínico, y que se trata allí de un gran desgarre que ha funcionado en rift».

6. CORCEGA

La «Córcega alpina» está separada de la «Córcega hercínica», occidental, por una zona de contactos anormales interpretados como un amplio cabalgamiento (P. TERMIER y E. MAURY, 1908; P. ROUTHIER, 1968; etc.) o como una zona de desgarres (H. MALUSKI y otros, 1973).

La «Córcega hercínica» está formada por un zócalo granítico, de rocas cristalofílicas sobre las que reposa en discordancia una serie sedimentaria paleozoica, raramente conservada. Por ejemplo, entre Galeria y Calvi,

en la costa oeste, S. KRYLATOV y B. MAMET distinguen (1966), reposando sobre el cristalofílico (cuarcitas esquistosas con cloritas, sericita, anfibolitas y leptinitas) con «episodios carbonosos» que es tentador correlacionar con los esquistos carbonosos silúricos de los Pirineos, la serie sedimentaria siguiente (1966, pág. 74): 1: areniscas cuarcíticas de base; 2: brecha poligénica con elementos metamórficos (cuarcitas, micaesquistos...); 3: conglomerado monogénico; 4: rocas detríticas con elementos eruptivos: horizontes areniscosos con lentejones recurrentes de conglomerado, luego areniscas en plaquetas; 5: productos piroclásticos en bancos duros (jaspes con elementos piroclásticos); 6: esquistos arenosos con galerías de excavación (cf. *Teichichnus*); 7: albitofiro; 8: horizontes areniscosos, del muro de las liditas; 9: liditas con lentejones fosfatados; 10: esquistos, areniscas y pudingas; 11: albitofiros y rocas volcano-sedimentarias que comprenden una intercalación: la caliza de Capitello (12), al que están asociadas (13) rocas silíceas que pueden aparecer en puntos aislados.

La caliza de Capitello es de edad límite Fameniense Superior-Struniense. B. MAMET y S. KRYLATOV proponen el considerar a título de hipótesis que el Devónico empieza por el nivel 3, estando representado el Silúrico tal vez por los episodios carbonosos del substrato metamórfico.

Localmente, existen también pequeñas cuencas límnicas del Carbonífero Superior, como la de Osani que se explotó. Finalmente, grandes coladas de riolitas (Mt. Cinto) están asociadas a potentes series de areniscas y esquistos rojos pérmicos.

Ni el Devónico ni el Carbonífero de la Argentella-Tour Margine ni el de Osani recuerdan el Paleozoico de Menorca, cuyo Pérmico está también exento de coladas ácidas.

7. CONCLUSIONES

1. **Zócalo ante-Lochkoviense**

Indicios estratigráficos, tectónicos y magmáticos (pág. 160) implican la existencia de un zócalo rígido, sobre el que el conjunto de la serie sedimentaria del Paleozoico menorquín está despegado al nivel del Siluro-Lochkoviense plástico.

Este zócalo debe ser en parte metamórfico. En efecto, he determinado esquistos sericíticos y cloríticos procedentes probablemente de este zócalo y dragados por A. MAUFFRET en el talud continental al N de Menorca.

En razón a las semejanzas entre el Devónico de Menorca y del macizo norte-africano de Chenoua, es probable que el zócalo balear sea de tipo kabilia.

2. **El Paleozoico de Menorca**

Ofrece sus mayores analogías con el Paleozoico de la región de Barcelona (Priorato) y el Chenoua (Gran Kabilia).

Durante el Paleozoico Superior, estas tres regiones deben estar juntas. Aparece entonces la imagen de un dominio ibérico, futura placa ibérica, que se prolonga en esta época hacia el «Este», por Menorca y la Gran Kabilia.

Si se ensaya el enlazar las estructuras varíscicas de Menorca a las del este de la Península y a las de Cerdeña, se constata:

1.° Que las estructuras de Menorca no pueden enlazarse a las de la región de Barcelona si no se admite la existencia de:

— Una rotación post-triásica entre Menorca y Barcelona.
— Un accidente de fractura entre Barcelona y Menorca.

2.° Que las estructuras de Menorca pueden enlazarse a las del SO de Cerdeña:

— Si las dos islas no se han desplazado «horizontalmente» una respecto a otra.
— Si en la hipótesis de una deriva del Promontorio corso-sardo hacia el SE, Cerdeña se ha desplazado «horizontalmente», siguiendo el borde SO del Iglesiente un círculo máximo orientado actualmente a escala local N 120-140°, y un accidente de desgarre hercínico, tal vez N 120-140°, que separa el Iglesiente del resto de Cerdeña.

2. EVOLUCION DEL SURCO EXTERNO BETICO EN EL MEDITERRANEO OCCIDENTAL DURANTE EL MESOZOICO

1. TRIASICO

Después del período continental de las *«Nuevas Areniscas Rojas»* del Pérmico Superior-Triásico Inferior, durante el cual la historia de Menorca y de Mallorca es la misma, puesto que las facies del Permo-Triásico rojo menorquín se vuelven a encontrar, punto por punto, en la costa oeste de la Sierra Norte de Mallorca, visibles en 250 m. de potencia (P. FALLOT, 1922), que deben coronar allí el Paleozoico que forma el talud submarino de esta sierra (H. HERMITE, 1879), el *mar del Muschelkalk* es epicontinental.

Este mar epicontinental se extiende sobre Ibiza (Y. RANGHEARD, 1969), Mallorca, Menorca, cuenca del Ebro y los Catalánides (C. VIRGILI, 1958) y sobre parte de Cerdeña.

En este mar, una zona particular, una especie de provincia ibero-balear se individualiza en el Muschelkalk Superior.

Desde hace tiempo, en efecto, E. von MOJSISOVICS (1881), TORNQUIST (1904, 1909) han subrayado que las faunas del Muschelkalk menorquín, con *Protrachyceras,* se encontraban casi idénticas en Mora de Ebro y en Cataluña. Estas faunas han sido revisadas por M. SCHMIDT (1933), que insiste de nuevo en las semejanzas que existen entre el Muschelkalk de Monte Toro y el de Mora de Ebro, semejanzas todavía reforzadas por el descubrimiento de nuevos yacimientos tanto en Cataluña (Vallirana, Olesa de Montserrat, Palleja, Gava, Begas, Fígaro) en la cuenca del Ebro (Mora de Ebro-Camposines), como en el dominio bético externo donde las últimas Daonellas se encuentran cerca de Almansa y los *Protrachyceras* cerca de Cehegin (oeste de Murcia, 1933, pág. 6).

Para la cuenca catalana, C. VIRGILI subraya que el Muschelkalk Medio representa una barrera en el tiempo, llevando al Muschelkalk Superior faunas nuevas —las faunas con *Protrachyceras*—, pero pronto endémicas.

Parece que el mar con *Protrachyceras* haya avanzado desde las Baleares hacia los Catalánides.

Este mar alcanza Cerdeña, donde estas faunas con *Protrachyceras longobardicum* se conocen en la costa oeste, en la Nurra de Sassari (A. WURM, 1913; OOSTERBAAN, 1936; VARDABASSO, 1959; MAXIA y otros, 1965). Sin embargo, las especies de *Protrachyceras* de Mora de Ebro y de Menorca no se han citado en Cerdeña. Los *Protrachyceras* de Cerdeña parecen ser, como P. FALLOT escribía (1922), «faunas perdidas» en la costa de la provincia ibero-balear, y por ello, alejadas de Menorca y de Mora de Ebro.

En Córcega (M. DURAND DELGA, 1973), en las escamas paraautóctonas de Corte, por encima del «Pérmico» (riolitas, arkosas, «esquistos» rojos y verdes de algunas centenas de metros, coronados por un conglomerado polícromo Verrucano, inferior a 100 m.) vienen cuarcitas blancas y luego una serie (300 m.) dolomítica y caliza, no datada. Hay yeso, así como calizas vermiculadas triásicas (M. DURAND DELGA, 1973).

En el *Keuper* aparece como polaridad en las Baleares, siendo potentes los depósitos de yesos (200, 300 m. ?) y las emisiones eruptivas que son abundantes en la Sierra Norte de Mallorca. Los yesos son menos potentes (100-150 m.) y las manifestaciones eruptivas reducidas (tufs) en el NE de Mallorca, mientras que en Menorca, donde no he visto rocas eruptivas, los yesos son poco potentes (50 m. ?). En Ibiza, Y. RANGHEARD y otros (1967, 1968) señalan, en un Keuper margo-yesífero, andesitas con piroxenos, dioritas, traquitas y espassartitas.

Rocas eruptivas y yesos podrían ser testimonio de una distensión de la corteza terrestre al nivel del golfo de Valencia, al oeste de Ibiza y de la Sierra Norte, según probables fracturas tardi-hercínicas (ver anteriormente). Pero estos datos, muy hipotéticos, sólo pueden servir actualmente como línea de investigaciones.

2. JURASICO

El surco de sedimentación externo bético se diferencia en las Baleares durante el Liásico Superior. G. COLOM (1970) ha reconstruido la evolución del Centro y de la Sierra Norte de Mallorca. Más generalmente, se constata que:

A) Hasta la base del Liásico Superior, un mar epicontinental se extiende en Menorca, la Sierra Norte, el Centro y el Este de Mallorca. En el Toarciense, las facies son homólogas entre la Sierra Norte y Menorca, y más detríticas.

B) Hacia el final del Toarciense se individualiza una zona de sedimentación más profunda y más distal, pelágica, en el flanco SE de la Sierra Norte, en el Centro y Este de Mallorca y, por Cabrera y el Sur de Ibiza, se une al surco externo bético. Mientras el resto de Ibiza y Menorca constituyen zonas menos profundas, plataformas.

C) Durante el Dogger y el Malm, mientras en el surco de sedimentación se depositan sedimentos finos con restos de organismos planctónicos o pelágicos, se constata que:

a) La plataforma menorquina es inestable y toca a una tierra emergida de la que provienen cuarzos detríticos y restos de plantas acompañados de esporas y polen (pág. 228).

b) La plataforma en Ibiza es invadida poco a poco, en sus bordes S y SE, por las facies finas del surco bético (Y. RANGHEARD, 1969; J. AZEMA y otros, 1973).

c) En el surco mallorquín, donde, por tanto, se depositan sedimentos finos, aparecen, del lado Este (Sierras de Levante), oolitos, intraclastos, restos orgánicos, luego, en seguida, cantos rodados o restos de organismos rodados, que se han formado o han sido labrados en una plataforma continental. Esta plataforma continental no puede situarse ni al O (Sierra Norte) ni al SO (Sierras de Levante) y se localiza de NE (región de Menorca) al SE.

Esta plataforma continental está separada de la cuenca de sedimentación de Mallorca por un talud submarino que favorece los deslizamientos submarinos de limos y la redistribución de facies de plataforma en el surco (págs. 413 y 437).

D) Si se considera la distribución *actual* de las facies jurásicas en el archipiélago balear, se constata un desplazamiento horizontal entre:

a) Las facies epicontinentales de Menorca y las facies de surco de Mallorca.

b) Las facies de surco de Mallorca y las facies epicontinentales de Ibiza.

c) Las facies de Ibiza y del Prebético de la Península Ibérica (J. AZEMA y otros, 1973).

Estos desplazamientos horizontales no pueden explicarse solamente por la paleogeografía y son debidos al movimiento deslizante, terciario, de accidentes que separan la Península de Ibiza, Ibiza de Mallorca, Mallorca de Menorca (R. BOURROUILH, 1970, 1972).

E) En el Este de Cerdeña, las facies del Jurásico son epicontinentales, inclusive de ambiente arrecifal. SARTONI ha descrito (1965) un Dogger formado por conglomerados, areniscas y margas con restos vegetales, discordantes sobre el antiguo zócalo. Cerca de Orosei, en la costa oriental, I. DIENI y F. MASSARI (1963) y F. MASSARI (1968) describen, discordantes sobre el zócalo, dolomías (Bathoniense-Calloviense) coronadas por calizas con Ammonites del Kimmeridgiense, luego Titónico Inferior-Medio y Superior (p.p.), constituido de calizas masivas arrecifales o pararrecifales con Foraminíferos (Pseudocyclamminas, Trocholinas), Algas (Clypeinas, *Cayeuxia*...) que se encuentran en Menorca, coronadas por calizas del Titónico Superior al Berriasiense, de facies lacustres, con tendencia a la emersión. Hacia el centro de Cerdeña la serie es bastante comparable (G. CHABRIER, 1969, 1970). En el oeste de Cerdeña, por encima del Toarciense, hay calizas oolíticas del Dogger y del Malm (A. OOSTERBAAN, 1936).

Como cobertera autóctona de la «Córcega hercínica», al SO, cerca de Porto-Vecchio, S. AMAUDRIC DU CHAFFAUT y otros (1969) han descrito un Jurásico epicontinental constituido en su base (Punta d'Aquella) por dolomías con micas detríticas, en la cumbre por caliza fina, kimmeridgiense «con Pseudocyclamminas, *Kurnubia* gr. *palestinensis* y cf. *Urgonina caelinensis*».

En el centro de Córcega (Venaco), los mármoles representarían al Malm, mientras en las escamas paraautóctonas de Corte se distinguen calizas finas con *Avicula contorta,* del Retiense, seguidas de calizas con Encrinus que deben representar al Liásico (M. DURAND DELGA, 1973).

Los sedimentos sardos presentan analogías con los de Menorca, sin que se puedan situar exactamente los unos respecto a los otros geográficamente.

En cuanto a la serie secundaria corsa, incompleta, conocida por fragmentos aquí y allá, no se puede utilizar, de momento, nada más que por su carácter epicontinental.

3. EL CRETACICO

En Ibiza las facies del surco externo bético llegan al Cretácico hacia el NO, presentando el SE de la isla los sedimentos más profundos (Y. RANGHEARD, 1969).

En Mallorca la sedimentación del surco externo bético es relativamente uniforme entre la Sierra Norte y las Sierras de Levante. Sin embargo, en el Berriasiense Medio-Superior, el papel del talud submarino que bordea de NE a SO las sierras de levante se acentúa (pág. 439), coladas de limos y turbiditas se desencadenan. Su material significa una tendencia a la emersión del margen interno del surco bético y una migración de la flexura que bordea la plataforma continental hacia el surco bético. Esta margen interna es continuación del talud submarino y se sitúa de NE a SO de las Sierras de Levante.

En el Valanginiense estos fenómenos se difuminan, pero reaparecen en el Hauteriviense, menos acentuados, sin embargo, que en el Berriasiense.

Hasta el Santoniense (G. COLOM) e incluso hasta el Campaniense y tal vez hasta el Maestrichtiense Inferior (A. BATTLE y otros, 1972) se depositan en la Sierra Norte calizas finas con *Globotruncana,* mientras que estos niveles no son siempre conocidos en el NE de las Sierras de Levante.

Sin embargo, cerca de Artá, el «Luteciense terminal al Priaboniense Inferior» y el Mioceno Inferior resedimentan los cantos con Orbitolinas (Vraconiense a Cenomaniense basal), mezclados íntimamente a los cantos procedentes del Secundario de las Sierras de Levante. G. COLOM señala, por su parte (1970), estos cantos con Orbitolinas en el Mioceno Inferior, desde la ladera SE de la Sierra Norte hasta el macizo de Randa. Yo también los he encontrado en el Oligoceno de Sineu (centro de Mallorca).

En Menorca, después de un Cretácico Inferior epicontinental, se ven en el Oligo-Mioceno Inferior cantos de Aptiense con Orbitolinas.

En resumen, estos cantos proceden de un Cretácico con Orbitolinas que es la continuación de la serie cretácica del Este del surco mallorquín

(centro y este de Mallorca) y que se enlaza a los depósitos con Orbitolinas del Cretácico epicontinental de Menorca.

En otras palabras, la profundidad del surco mallorquín disminuye en el Este a partir del Vraconiense. Las facies con Orbitolinas, epicontinentales, que aparecen en el Aptiense en la zona menorquina, se extienden en el Este y Centro de Mallorca en el Vraconiense y Cenomaniense, mientras que la Sierra Norte tiene una sedimentación con Foraminíferos planctónicos hasta, tal vez, el Maestrichtiense Inferior.

La plataforma continental que bordea del lado Este el surco mallorquín avanza hacia el Oeste sobre el surco mallorquín (migración de la flexura de borde).

¿Qué pasa en Córcega y Cerdeña durante el Cretácico Inferior?

En Córcega suroriental, S. AMAUDRIC DU CHAFFAUT y otros (1969) han demostrado que la transgresión del Eoceno Inferior «se hizo sobre una plataforma desarrollada en el curso de una larga emersión durante el Cretácico Inferior» (pág. 1708). El Cretácico Superior es transgresivo y discordante.

En Cerdeña, al oeste, el Cretácico Inferior se conoce (A. OOSTERBAAN, 1936) bajo una facies «urgoniana» de calizas masivas biodetríticas luego se forman paleosuelos (con bauxitas) antes de la transgresión del Cretácico Superior.

En el este de Cerdeña, el Cretácico Inferior es epicontinental, constituido cerca de Orosei (I. DIENI y F. MASSARI, 1963, 1966), por encima de las facies regresivas del Titónico-Berriasiense, de calizas berriasienses bioclásticas con Trocholinas, Algas que una laguna de sedimentación (Valanginiense Inferior) separa de las calcarenitas arcillosas con Foraminíferos y Ostrácodos y de las margas con Ammonites del Valanginiense Superior, coronadas de calizas arcillosas y luego de margas hauterivienses, con Ammonites y con «Ostras» (*Exogyra latissima couloni* Def.) pasando a calcarenitas, luego (Barremiense) a calizas oolíticas o pseudo-oolíticas, de facies «urgoniana», con Orbitolínidos, coronadas por calizas aptienses más o menos arcillosas en las que los Foraminíferos planctónicos se hacen numerosos, pero que contienen (Aptiense Superior-Albiense) Orbitolinas.

DIENI y MASSARI insisten en la presencia de numerosos niveles brechoides o conglomeráticos (1963, pág. 799), resultando las condensaciones de niveles de movimientos tectónicos.

Hacia el centro de la isla, esta serie, de 300 m. de potencia en Orosei, pasa a 80 m. cerca de Oliena «por condensación o por laguna» (G. CHABRIER, 1967, 1969), mientras se produce una emersión (paleosuelos, G. CHABRIER) entre el Cretácico Inferior y el Turoniense. En Orosei, el

Albiense Superior es discordante (DIENI y MASSARI) sobre el Cretácico más antiguo.

4. CONCLUSIONES

El surco de sedimentación externo bético se diferencia en las Baleares en el Liásico Superior y funciona en Ibiza y Mallorca hasta el Cretácico Superior.

La margen interna (oriental) de este surco constituye una plataforma continental que se une a Menorca. A partir del Dogger, una lenta evolución conduce, en el Malm, a emersiones esporádicas de esta margen interna; luego, después de una crisis en el Berriasiense Medio-Superior, al desplazamiento de las facies de la plataforma continental que alcanzan el este y tal vez el centro de Mallorca en el Vraconiense-Cenomaniense.

En el Jurásico y en el Cretácico Inferior, las facies de Menorca y de Cerdeña, epicontinentales, presentan muy grandes analogías que pueden abogar en favor de una posición de Cerdeña en la vecindad y al NE de Menorca, antes de la eventual deriva hacia el SE, en el Terciario, del Promontorio corso-sardo.

El surco externo Bético y la Gran Kabilia

Hemos considerado que en el Paleozoico Superior, Menorca y el macizo norte-africano de Chenoua (Gran Kabilia) debían estar unidos.

La puesta a punto de M. DURAND DELGA (1969) sobre el noreste de Berbería subraya que (pág. 95): «Conviene de todas maneras hacer patente la ausencia de depósitos mesozoicos incontestablemente ligados, de forma estratigráfica a la masa del zócalo de Kabilia, del que sólo la margen meridional parece haber sido entonces (en el Secundario) invadida por las aguas marinas: así se dibuja una especie de flexura entre el edificio de Kabilia y el surco tellien. Es el dominio de la actual «cadena caliza» (o Dorsal kabilia) que, a partir de la mitad del Liásico y hasta el Eoceno Medio, presentará características de zona inestable con sedimentación reducida, lacustre, irregular, representando movimientos diferenciales notables.»

La comparación de las series secundarias de la Dorsal kabilia (J. FLANDRIN y A. LAMBERT, 1942; P. FALLOT, 1942; J. FLANDRIN, 1952; M. DURAND DELGA, 1957...; M. DURAND DELGA, 1969, pág. 98) y de las series de Menorca y Mallorca revelan claramente la independencia de las facies epicontinentales jurásicas y cretácicas de Menorca con respecto a las de

la Dorsal que, por el contrario, ofrecen analogías faunísticas y sedimentológicas (en el Malm y en el Cretácico) con las de Mallorca.

En una reconstitución paleogeográfica, las zonas de sedimentación podrían disponerse así, del «NO al SE»:

1.ª Surco externo bético.
2.ª Plataforma continental (Menorca + Emile Baudot p.p.).
3.ª Tierras emergidas (Emile Baudot + Gran Kabilia).
4.ª Zona de sedimentación de la Dorsal kabilia en comunicación hacia el SO con el surco externo bético.

3. EL PERIODO BETICO

Sobre este conjunto paleogeográfico van a actuar los campos de empujes terciarios.

1. ANTES DEL «LUTECIENSE TERMINAL AL PRIABONIENSE INFERIOR»

En Ibiza y en la Sierra Norte de Mallorca, la sedimentación cretácica es continua hasta el Maestrichtiense, aunque las primeras deformaciones del archipiélago balear deben situarse en el Eoceno, antes del «Luteciense terminal al Priaboniense Inferior», discordante.

En Ibiza y en la Sierra Norte, el Eoceno no se conoce, pero estas dos regiones son deformadas antes del Mioceno Inferior, discordante (Y. RANGHEARD, 1969; P. FALLOT, 1922).

En las Sierras de Levante, zócalo y cobertera son deformadas antes del Eoceno Superior, pareciendo despegarse del zócalo el Jurásico-Cretácico.

En Menorca, zócalo y cobertera post-Keuper (éste despegándose sobre el Keuper) son deformados antes del Oligo-Mioceno, pero la importancia de estas deformaciones y la dirección de los empujes no son conocidos.

2. EOCENO SUPERIOR

Una parte al menos de las Baleares está emergida, un mar epicontinental viniendo localmente en transgresión (págs. 445-448).

3. OLIGOCENO

1. Período continental

Se depositan conglomerados, coronados o intercalados por margas con Characeas (*Tectochara meriani* y *Harrisichara tuberculata*, en G. COLOM y B. ESCANDELL, 1960), por calizas con Gasterópodos de agua dulce y por lignitos localmente explotados (Sineu, Binisalem) con restos de Mamíferos *(Anthracotherium alsaticum).*

Para G. COLOM y P. FALLOT estos depósitos son Oligoceno.

2. Transgresión

El mar oligoceno viene en transgresión, depositando en la Sierra Norte y el Centro de Mallorca potentes conglomerados, que resedimentan el Eoceno y el Secundario, coronados de margas y calizas margosas con *Nummulites intermedius fichteli* del Oligoceno Inferior (G. COLOM, G. y J. J. BIZON), con Políperos, etc.

En el macizo de Randa, los conglomerados contienen gran cantidad de areniscas rojas permo-triásicas (P. FALLOT, 1922).

Menorca está, sin duda, emergida al final del Oligoceno, pero el Paleozoico no aflora allí (cf. págs. 280 y 281).

Se produce una fase de distensión durante el Oligo-Mioceno Inferior (págs. 500 y 501).

4. EL MIOCENO INFERIOR

1. El problema del macizo de Randa

En el Centro de Mallorca, el Burdigaliense está implicado en las estructuras tangenciales, salvo, parece, en el macizo de Randa.

El Burdigaliense de Randa, subhorizontal, forma una especie de cerro testigo al N de Lluchmayor y reposa sobre capas del Oligoceno con *N. intermedius fichteli,* verticales, de dirección NS a N 20°.

1) *Estructuras de deslizamiento observadas en el Burdigaliense*

— 1. La base del Burdigaliense de Randa está constituida por margas (discordantes sobre el Oligoceno) y afectada de numerosos pliegues sedimentarios que se deben al deslizamiento del Burdigaliense Inferior durante o poco después de su depósito.
— 2. Estos pliegues sedimentarios, N 50°, representan un deslizamiento de dirección SE-NO.

— 3. Estos pliegues contienen cantos de grauwakas paleozoicas procedentes del este y del SE de Mallorca (cf. pág. 465).

Por consiguiente, el Burdigaliense de Randa ha deslizado de SE a NO.

2) *¿El desplazamiento del Burdigaliense de Randa ha plegado el Oligoceno con N. intermedius fichteli sobre el que reposa?*

— 1. El Burdigaliense de Randa sólo parece reposar sobre capas oligocenas verticales, y no sobre pliegues que las afectan (cf. G. COLOM y J. SACARES, 1968, figs. 1 a 4).
— 2. Los pliegues que afectan al Oligoceno se desarrollan al NO del Burdigaliense, por *delante* del deslizamiento y las charnelas de los pliegues son más altas que la base del Burdigaliense, que según G. COLOM y J. SACARES (1968) *no ha podido recubrirlos.*
— 3. En Mallorca sólo se ven claramente pliegues debidos a una posible fase Oligoceno Superior en el macizo de Randa.
— 4. El Burdigaliense de Randa, subhorizontal, no está implicado en las estructuras tangenciales vecinas que contienen, por tanto, una serie burdigaliense plegada, ligeramente diferente (conglomerados discordantes sobre el Secundario, arenitas y luego margas y calcarenitas).

3) *Conclusiones*

— 1. El deslizamiento del Burdigaliense de Randa ha arrastrado al Oligoceno Inferior subyacente, cuyos pliegues han sido acentuados y tal vez, inclusive algunos, creados por este deslizamiento.
— 2. El Oligoceno Inferior de Randa está truncado en su base y se ha desplazado horizontalmente durante el Mioceno Inferior.
— 3. Con ocasión de las fases tangenciales, posteriores al Burdigaliense, el conjunto (Oligoceno Inferior de Randa y Mioceno Inferior de Randa) se ha desplazado hacia el NO sobre un nivel de despegue, como respuesta a los empujes N 120-140°.

2. Creación de un surco de sedimentación profundo, marino, sobre el área balear

El mar Aquitaniense es primero epicontinental, luego al nivel del Aquitaniense Medio-Superior inicia una transgresión sobre Mallorca, mientras

aparecen facies turbidíticas que avanzan hacia la Sierra Norte (páginas 465 y 473).

La creación de un surco de sedimentación profundo marino corresponde a:

— 1. Un hundimiento del este de Mallorca. Este hundimiento parece avanzar hacia el NO, siendo el Burdigaliense marino directamente discordante sobre el Secundario en ciertos sectores de la Sierra Norte, mientras que en las Sierras de Levante (Son Servera, pág. 455), los sedimentos se depositan desde la misma base del Aquitaniense hasta el Burdigaliense.
— 2. Un alzamiento de una región situada al este de Mallorca, comprendiendo Menorca (1) y «la zona de Emile Baudot».

3. Consecuencias

— 1. El alzamiento de este territorio produce la aparición del Paleozoico de Menorca al este de Mallorca y el desencadenamiento de la formación de turbiditas, coladas fangosas, y olistostromas que arrastran olistolitos de Jurásico y Mioceno Inferior (Son Servera), pliegues sedimentarios (Randa) y tal vez (?) deslizamientos más importantes en el macizo de Randa, es decir, en todo el este del surco de sedimentación del Mioceno Inferior.
— 2. Estos deslizamientos se producen de SE a NO (cf. anteriormente).

En el Burdigaliense Inferior se produce, por tanto, una fase de distensión en las Baleares, mientras el espacio situado al este de Mallorca se levanta.

5. GENESIS DE LAS ESTRUCTURAS TANGENCIALES BALEARES

1. Edad

En Ibiza, la fase de las deformaciones paroxismales se sitúa *después* de la base del Mioceno Medio (que, cabalgando, contiene a su techo: *Praeorbulina glomerosa circularis* (Blow), *P.* gr. *glomerosa* (Blow) y escasas formas que evocan *Orbulina suturalis* Bronn., G. COLOM, J. MAGNE y Y. RANGHEARD, 1970) y antes de un Tortoniense impreciso (Y. RANGHEARD, 1969).

(1) Menorca ha sido recubierta por el mar en el Mioceno Inferior, habiendo *Miogypsinas resedimentadas en el Vindoboniense de Mahón* (G. BIZON y otros, 1973).

En la Sierra Norte, una serie burdigaliense marina continua (Burdigaliense Inferior a Superior y localmente Langiense Inferior) es discordante sobre el Secundario. Por ejemplo, el Mioceno de Son Valenti-Son Bunyola (P. FALLOT, 1922) es discordante sobre el Permo-Trías. Empieza por conglomerados con Ostras, coronados por margas y calizas detríticas granoclasificadas con figuras de corrientes. Tiene, en su base, *Globigerinita* sp., *Globigerinoides trilobus* (Reuss) del Burdigaliense Inferior, hacia su cumbre *G. trilobus, Globorotalia scitula praescitula* Blow, que, en ausencia de microfaunas más recientes, determinan el Burdigaliense Superior, lo que confirma el Nannoplancton (G. y J. J. BIZON, 1973). En Cala San Vicente, el Burdigaliense Superior-Langiense Inferior con *G. scitula praescitula, Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Par y Collins), *G. bisphericus* Todd, está implicado en los cabalgamientos (G. BIZON y otros, 1973) que se producen, por tanto, al menos después de la zona N 8.

En el NE de Mallorca y en Menorca, los datos son menos precisos. La fase es anterior a un Vindoboniense impreciso, posterior al Burdigaliense de Son Servera (nivel no precisado) en el NE de Mallorca, posterior al Mioceno Inferior con *Miogypsina* en Menorca (1).

2. Importancia y estilo de las deformaciones

El campo de empujes que afectan a Ibiza, Mallorca y Menorca es N 120-140°.

1. *En Ibiza,* Y. RANGHEARD (1969, 1970) ha mostrado que el campo de empujes es «responsable de pliegues acostados hacia el NO y de imbricaciones y provoca la superposición de tres unidades estructurales que se cabalgan de SE a NO. Son, de la más baja a la más elevada, las unidades de Eubarca, Llentrisca-Rey e Ibiza» (RANGHEARD, 1970, pág. 350).

Estos pliegues y estructuras resultan de un despegue sistemático del Secundario, al nivel del Keuper margo-yesífero. Se estima la amplitud del recubrimiento en 5 a 7 Km.

Las líneas estructurales se calcan generalmente sobre las líneas paleo-geográficas del Cretácico Inferior o les son ligeramente oblicuas.

2. *En la Sierra Norte de Mallorca,* el campo de empujes N 120-140° es también responsable de los pliegues acostados hacia el NO, de las imbricaciones y de los cabalgamientos, provocando la superposición de SE a NO de tres unidades (P. FALLOT, 1922).

— *La serie I* constituye el litoral NO y presenta los terrenos más antiguos de Mallorca, las areniscas y pelitas rojas del Permo-Trías que forman la costa. Localmente, el Permo-Trías es seguido de un Secundario más o menos completo, pero el Burdigaliense (Inferior y Medio) viene en discordancia sobre este Permo-Trías (Son Valenti).

— *La serie II* forma el armazón de la Sierra Norte. Allí están las cadenas más majestuosas y el más alto vértice de Mallorca (1.450 m.).

— *La serie III* dibuja la ladera SE de la Sierra, dominando todavía ampliamente la llanura central de Mallorca.

(1) Menorca ha sido recubierta por el mar en el Mioceno Inferior, siendo resedimentadas *Miogypsinas* en el Vindoboniense de Mahón (G. BIZON y otros, 1973).

Puesta a parte la serie I, cuyo Permo (?)-Trías debe probablemente recubrir el Paleozoico que constituye el talud sumergido de la Sierra Norte, y que representa así un autóctono, las estructuras de las series II y III provienen del despegue de potentes masas dolomíticas y calizas mesozoicas (al menos 300 m. de dolomías y calizas solamente del Jurásico) sobre el Keuper, margo-yesífero, muy potente. La amplitud de los recubrimientos sería del orden de 10 a 12 Km. (P. FALLOT).

La fase de compresión se sitúa después del Burdigaliense Superior-Langiense Inferior (zona N 8 de Blow=zona con *Globigerinoides,* G. COLOM, 1958; G. BIZON y otros, 1973) y antes de un Vindoboniense impreciso.

3. *En el macizo de Randa* todos los autores reconocen que la fase paroxismal de compresión es N 120-140° y posterior al Burdigaliense Superior y anterior a un cierto Vindoboniense.

4. *En las Sierras de Levante* los empujes N 120-140° provocan (páginas 540 a 551):

— 1. El deslizamiento de accidentes N-S a N 30-50°.
— 2. El movimiento en desgarre de accidentes N 120-140° anteriores.
— 3. Gracias al movimiento horizontal de estos accidentes, la cobertera secundaria del NE de Mallorca se recorta en paneles tectónicos, que, despegados sobre el Keuper, son empujados aparentemente hacia el NO.
— 4. En algunos paneles se forman pliegues acostados hacia el NO, siendo cabalgados algunos sinclinales de núcleo Burdigaliense (Ermita de Artá).

5. *En Menorca* la serie estratigráfica, diferente de la del NE de Mallorca, presenta exactamente el mismo estilo de deformaciones que en el NE de Mallorca, es decir:

— 1. El deslizamiento de accidentes *varíscicos* N-S a N 30-50°.
— 2. El movimiento en desgarre de accidentes N 120-140°.
— 3. Una tectónica en paneles deslizantes que sólo afecta al Paleozoico y al Permo-Trías Inferior.

3. Análisis espectral y filtrado en abanico mediante láser de los mapas estructurales de Menorca y del NE de Mallorca

Habiendo hecho el análisis tectónico de estas regiones, quedaba por evaluar cuantitativamente la importancia de las fracturas que afectan a Menorca y NE de Mallorca y comparar objetivamente las direcciones de fracturación de una isla y otra.

Un procedimiento rápido y cuantitativo es el tratamiento óptico, desarrollado en la sociedad ELF.RE por B. BOURROUILH.

El instrumental se compone de un banco óptico iluminado con luz coherente por un láser. Los principios y técnicas de análisis han sido recordados en otra parte (B. BOURROUILH, 1970; B. y R. BOURROUILH, 1972).

Recordaremos aquí los principales resultados cuantitativos.

1. *Menorca*

El mapa estructural (lám. 92, fig. 1) derivado del mapa geológico y de las fotografías aéreas, muestra una clara fracturación O NO-E SE.

El análisis espectral de este mapa (lám. 92, fig. 2) muestra una nebulosa en la que cada haz luminoso está ligado a la importancia de las fallas y a su dirección.

Se ve inmediatamente que la dirección dominante de fracturación es N 120-150° Este, que la segunda dirección, en importancia, es N-S, luego N 70-90°, luego N 40-50°, etc.

El filtrado en abanico del mismo documento permite fijar cuantitativamente la importancia de cada una de estas direcciones (lám. 95, fig. 3).

2. *Mallorca*

El mapa estructural presenta también (lám. 93, fig. 1) una clara dirección de fracturación O NO-E SE.

El análisis espectral de este mapa (lám. 92, fig. 2) muestra el claro dominio de esta fracturación N 110-140° acompañada de direcciones secundarias N 25-30°, N 50-60° y N-S.

El filtrado en abanico (lám. 95, fig. 7) hace resaltar la preponderancia de la fracturación N 110° a N 140° acompañada de una dirección N 160°. La dirección N-S está presente, pero con menor importancia que la dirección N 30°.

3. *Comparación de los análisis espectrales y de los diagramas*

En las dos islas, la dirección de fracturación dominante N 120-140° se debe al mismo campo de empujes que ha determinado un mismo tipo de deformación.

Las direcciones de fracturación presentes en Menorca y en el NE de Mallorca son las mismas, aunque las series estratigráficas de estas islas sean diferentes y se hayan depositado en medios paleogeográficos distintos.

Tanto en Menorca como en Mallorca, las deformaciones superficiales que se ven conciernen a una cobertera sedimentaria, despegada al menos al nivel del Keuper (Mallorca), al nivel del Keuper y del Lochkoviense (Menorca).

Las fracturaciones dominantes están ligadas así, no a las deformaciones terciarias de la cobertera, sino a un zócalo anterior al Lochkoviense.

Estas fracturaciones han «obliterado» la cobertera sedimentaria (cf. página 552).

4. *Estructura del umbral que separa Menorca de Mallorca*

Representando las estructuras del NE de Mallorca y de la isla de Menorca sobre un mapa batimétrico del NE del Promontorio balear, se ve que las curvas batimétricas del estrecho de Menorca tienen una orientación privilegiada (fig. 194, plegada en Tomo II, y lám. 94, fig. 1).

El análisis espectral da testimonio de que esta orientación privilegiada es conforme a las direcciones estructurales de Menorca y Mallorca, cualitativamente y cuantitativamente (lám. 94, fig. 2), lo que significa que las curvas batimétricas tienen una significación estructural y corresponden al paso de un accidente —o red de accidentes— cortando el estrecho de Menorca. Los accidentes principales, como en tierra, son N 120-140°.

6. CONCLUSIONES

En el NE del Promontorio balear, las deformaciones superficiales de la cobertera post-triásica del NE de Mallorca y post-silúrica de Menorca están guiadas por accidentes de zócalo N 120-140° y N-S a N 30-50°.

En el NE de Mallorca, la cobertera post-triásica, fracturada N-S a N 30-50°, va a despegarse sobre el Keuper y va a deformarse, siendo la vergencia de las estructuras NO (Mapa 3 en Tomo II), en respuesta a los empujes N 120-140° que reactivan los accidentes de zócalo de la misma dirección (N 120-140°) en desgarres levógiros.

En Menorca, la cobertera post-silúrica, fracturada N-S a 30-50°, se despega sobre el Lochkoviense, luego, afectada de despegues internos que

se relevan horizontalmente (Mapa 2 en Tomo II), se deforma, con vergencia de las estructuras hacia el NO, en respuesta a los empujes N 120-140° que aquí también reactivan los accidentes de zócalo de la misma dirección, en desgarres levógiros (Mapa 1 en Tomo II).

El accidente, o probablemente la red de accidentes N 120-140° que cortan el Promontorio balear entre Menorca y Mallorca, desplaza las facies y las estructuras de Menorca hacia el NO, con respecto a las de Mallorca. Esto implica que se trata de accidentes levógiros.

Los mapas batimétricos muestran hasta la evidencia que el Promontorio balear se termina bruscamente al NE de Menorca (fig. 1), por una zona orientada N 120-140° interpretada por J. BOURCART como una falla reciente (J. BOURCART, 1960). Por analogía con la tectónica que hemos puesto en evidencia en el NE del Promontorio balear, pensamos que allí se trata claramente de un accidente —o también de una zona de accidentes— N 120-140°, que se han movido como falla normal durante y después del Mioceno terminal, como bien lo había visto J. BOURCART, pero que esta zona de fracturas se inserta sobre un accidente de deslizamiento N 120-140° más antiguo, que se puede interpretar:

— Como un gigantesco desgarre que pasa por el NE de Menorca y el SO de Cerdeña.
— Como una falla transformante (R. BOURROUILH, 1970), que localmente ha abortado (Golfo de Valencia, ver más adelante).

El Promontorio balear es tectonizado en diferentes momentos del Terciario. La historia eocena, indudablemente importante cuando se sabe su papel en otros dominios del Mediterráneo occidental, nos es poco conocida como consecuencia de la falta de sedimentos. En el Oligoceno ciertamente se producen deformaciones cuya importancia está por determinar. Durante el Mioceno se producen tres períodos tectónicos:

— Durante el Mioceno Inferior, el Promontorio balear es fuertemente tectonizado en su margen interna.
— Después del Burdigaliense Superior-Langiense (zonas N 8 y N 9) y antes de un Vindoboniense impreciso, el Promontorio balear es tectonizado, desapareciendo el surco sedimentario del Mioceno Inferior y Medio, así como las estructuras tangenciales que se realizan en una nueva paleogeografía.
— Durante el Mioceno terminal, pero sobre todo después, se llevan a cabo las estructuras mediterráneas, obliterando y haciendo desaparecer poco a poco las estructuras y paleogeografías béticas.

4. LA TERMINACION NOR/ORIENTAL DE LAS CORDILLERAS BETICAS

1. TERMINACION PALEOGEOGRAFICA

El surco de sedimentación externo de las Cordilleras béticas, que se diferencia en el Mediterráneo occidental a partir del Liásico Superior, termina paleogeográficamente en cuchara hacia el NE.

Las series secundarias del este de Mallorca se depositan en la parte baja de una plataforma continental que las circunda hacia el Este y el NE, representando Menorca uno de los fragmentos conservados de esta plataforma continental donde se han depositado facies carbonatadas de plataforma, o confinadas, o intertidales... según las épocas.

2. TERMINACION ESTRUCTURAL

Las Cordilleras béticas están cortadas en el archipiélago balear por una red de fracturas N 120-140°, que reactivan una red N-S a N 30-50°. La red N 120-140° corta tanto a la parte sumergida del Promontorio como a las islas (lám. 95).

Las líneas de facies y las direcciones estructurales están desplazadas horizontalmente entre las Cordilleras béticas peninsulares e Ibiza, entre Ibiza y Mallorca y entre Mallorca y Menorca.

En tierra, en Menorca y en el este de Mallorca, las deformaciones tangenciales están guiadas por accidentes N 120-140° de movimiento horizontal, lo que determina una tectónica de paneles deslizantes. A otra escala, este estilo tectónico afecta al conjunto del Promontorio balear que aparece como constituido por tres paneles continentales (Ibiza-Formentera, Cabrera-Mallorca, Menorca) que han deslizado entre accidentes de desgarre N 120-140°, deformándose, siendo la vergencia de las estructuras superficiales hacia el NO.

Las Cordilleras béticas se terminan en el Mediterráneo occidental por un accidente de desgarre N 120-140°, que corta el Promontorio balear entre Menorca y Mallorca.

3. TRANSITO DE UNA «TECTONICA PENINSULAR» A UNA «TECTONICA INSULAR»

Al este de las Cordilleras béticas aparecen, en el Prebético, fracturas N 120-140°, tal como la de Ayora, Almansa, Vinalopó, de más de 100 Km. de larga, que se interpretan como fallas de zócalo tardi-hercínicas, jalonadas después por Triásico diapírico. Un sistema sub-ortogonal inyecta

localmente efusiones eruptivas de jumillita (J. AZEMA, Y. CHAMPETIER, E. FOURCADE).

Sin embargo, las estructuras tangenciales están libres de toda dependencia en relación con estos sistemas de fallas que afectan a la cobertera. Estas estructuras tangenciales evolucionan longitudinalmente en zona de escamas (por ejemplo, el arco de Alcaraz-Hellín, BRINKMANN y otros, 1933; E. FOURCADE, 1969; A. FOUCAULT, 1971), en un sistema de pliegues rectos que se vuelcan y dan pliegues falla (E. FOURCADE, 1969; Y. CHAMPETIER, 1972).

Las estructuras de Ibiza y de la Sierra Norte son genéticamente comparables a ciertas estructuras del Prebético (Y. RANGHEARD, 1969; J. AZEMA y otros, 1973).

En el NE de Mallorca y en Menorca se ve que las deformaciones tangenciales no son libres, sino que están guiadas por dos sistemas de fracturación, uno N-S a N 30-50° y el otro N 120-140°.

Se pasa así del este de las Cordilleras béticas a Ibiza, donde las estructuras tangenciales son libres, al NE de Mallorca y a Menorca, donde las estructuras están guiadas por la fracturación.

Esta evolución longitudinal de la tectónica está ligada al material litológico implicado en las estructuras tangenciales, es decir, al surco externo bético, pero también está ligada a la importancia cada vez mayor que toman los desplazamientos horizontales hacia el NE.

4. MENORCA EN EL MEDITERRANEO OCCIDENTAL

Ni por sus facies, ni por su estilo estructural, Menorca pertenece a las Cordilleras béticas, como lo entendía P. FALLOT (1945-1948). No es ni un manto tectónico de origen interno (Maláguide) ni una zona externa (Prebético).

Menorca representa un fragmento de un continente medio-mediterráneo, llamado aquí «Continente Hespérico», ligado a la placa ibérica, Menorca es un fragmento interno de la margen del surco de sedimentación externo bético.

5. EL CONTINENTE HESPERICO

En el Paleozoico Superior, este continente reúne Menorca, la zona del Emile Baudot y al menos la Gran Kabilia.

En el Triásico Superior y luego en el Liásico Superior, por distensión, se esboza y luego se diferencia un surco de sedimentación que se une hacia el SO al surco externo de sedimentación bética, mientras que Menorca y la zona del Emile Baudot forman una plataforma continental enlazada al Promontorio corso-sardo.

En el Terciario, después de las deformaciones eocenas y de una tectónica oligocena, se diferencia un surco de sedimentación Mioceno Inferior en Mallorca, mientras que la zona del Emile Baudot se alza.

Una nueva tectogénesis de la zona del Emile Baudot durante el Burdigaliense provoca el desencadenamiento de olistostromas y, probablemente, de mantos de corrimiento, dirigidos de SE a NO, que llegan al surco de sedimentación mallorquín con cantos de Paleozoico Superior de la zona del Emile Baudot.

La zona del Emile Baudot, Menorca, Mallorca e Ibiza son tectonizadas después del Burdigaliense Superior (después de la zona N 9) y antes de un Vindoboniense impreciso.

El «período bético» conduce a la constitución de una nueva paleogeografía que las «estructuras mediterráneas», neotectónicas, van a fragmentar.

5. HACIA EL MEDITERRANEO

1. ¿CRISIS DEL MIOCENO TERMINAL?

Después de una fase continental que sucede a la realización de las estructuras tangenciales, el mar invade de nuevo el Promontorio balear, depositando calcarenitas tanto en Ibiza como en Mallorca y Menorca.

Los potentes relieves de la Sierra Norte, de las Sierras de Levante y de una parte al menos de Menorca permanecen emergidos.

Poco antes del Tortoniense Superior (zona N 16) algunas fracturas del Promontorio balear se reajustan, provocando en Menorca (págs. 321 y 322) una transgresión del Mioceno Superior (págs. 283 y sigs.).

Después, hasta durante la zona N 17 («Mesiniense») se constatan reajustes limitados, pero sobre todo una continuidad en la sedimentación. Se depositan calcarenitas con estructuras sedimentarias típicas de los depósitos carbonatados de plataforma. Estas calcarenitas contienen restos de Mamíferos marinos (Sirénidos), Lamelibranquios (Pecten), que también se encuentran en Portugal y en las Azores, es decir, al oeste de Gibraltar (D. Mongin-Petitbois), Gasterópodos, Equinodermos y microfaunas bentónicas y planctónicas; todos ellos organismos que han vivido en un mar de salinidad normal.

Se está obligado así a considerar que:

1.° Las zonas bajas de Ibiza, Mallorca y Menorca constituían durante

el Tortoniense Superior y el Mioceno terminal una plataforma submarina donde se depositaban sedimentos carbonatados.

2.° El mar del Tortoniense Superior-Mioceno terminal, abierto, estaba en comunicación con el Atlántico de la época, a través de un estrecho norbético cuyo trazado queda por precisar.

La «crisis de salinidad» no se manifiesta en las regiones que hemos estudiado.

2. LA CUESTION DE LAS «EVAPORITAS MESINIENSES»

Los participantes del leg. XIII (Deep Sea Drilling Project) y especialmente W. NESTEROFF (1972, págs. 673-694) han insistido en el hecho de que las potentes series evaporíticas, descubiertas y obtenidas en sondeo profundo, se han depositado necesariamente bajo una débil lámina de agua (presencia de halita, formación de dolomía estratificada, estructuras de algas, etc.; cf. leg. XIII).

Estos sedimentos yacen ahora en algunos puntos del Mediterráneo occidental a — 2.500 m. de profundidad. Por el contrario, en Sicilia, Africa del Norte o en la Península Ibérica, por ejemplo, estas mismas series están al aire libre.

Necesariamente, esto nos lleva a interpretar estas facies evaporíticas como facies de sebkha y el paisaje de la región Mediterránea occidental como un paisaje del tipo del Golfo Pérsico actual.

En aquella época, la imagen del futuro Mediterráneo occidental puede presentarse así:

Por un «estrecho bético» el mar del Tortoniense Superior y del Mioceno terminal permanece en comunicación con el Atlántico y se extiende localmente por el sur de España (C. MONTENAT, 1973), siguiendo en el Promontorio balear por una plataforma. Al sur del brazo de mar balear, al N y E, se extienden zonas de sebkha, limitadas por fracturas.

Irregularmente el mar invade estas zonas de sebkhas, depositando margas con microfaunas planctónicas (cf. leg. XIII), mientras permanece estable en su conjunto la plataforma submarina que ocupan las Baleares.

Pero la distribución de las series evaporíticas es privilegiada entre el Promontorio corso-sardo y las Baleares, tanto que nos lleva a admitir que el depósito de evaporitas y margas interestratificadas del Mioceno terminal ha sido controlado estructuralmente por movimientos de fracturas.

En conclusión, en el ámbito del Mediterráneo occidental, algunas zonas permanecen estables durante el Mioceno terminal (el Promontorio balear, por ejemplo), mientras que las grandes líneas de fracturas que van a funcionar en el Plioceno empiezan a ser solicitadas.

3. EL MEDITERRANEO

Después del depósito de las últimas calcarenitas del Mioceno terminal, la paleogeografía del NE del Promontorio balear cambia radicalmente.

El movimiento vertical de antiguos accidentes provoca la emersión del NE del Promontorio balear, emersión que se acompaña de una intensa erosión físico-química (págs. 363 y sigs.).

Ibiza se aísla de la Península por una parte, y del conjunto Mallorca-Menorca por otra, donde sobreviven poblaciones de animales reliquias *(Myotragus,* etc., pág. 357).

Estas nuevas estructuras, mediterráneas, nacen o se acentúan en las Baleares por la reactivación vertical de antiguos accidentes que hacen hundirse paneles enteros del Promontorio balear.

El Mediterráneo occidental y la insularidad de las Baleares se crean de manera terminante, a espensas de las estructuras formadas durante el «período bético».

6. HIPOTESIS Y PERSPECTIVAS

En este último capítulo hemos querido esbozar un modelo de evolución del ámbito que hemos estudiado y de sus eventuales relaciones con los ámbitos vecinos, confrontando los datos de esta memoria de tesis con los datos geológicos y geofísicos obtenidos por otros autores.

Para nosotros sólo se trata de una reflexión final, cuyo carácter provisional, incompleto y altamente interpretativo, nos está siempre presente.

El lector encontrará en diferentes obras o tratados y en especial en P. FALLOT (lecciones 1959-60), L. GLANGEAUD (1961, 1962, 1966, 1968), M. DURAND DELGA (1960, 1966, 1969, 1972), X. LE PICHON y otros (1970, 1971, 1972, 1973), síntesis o datos que hemos tenido en cuenta y a los que nos remitimos, limitándonos aquí solamente a la confrontación de los datos geológicos obtenidos sobre el terreno, en las Baleares, y los datos geológicos y geofísicos disponibles sobre el Promontorio corso-sardo y sobre el mar hespérico.

1. LA DERIVA DEL PROMONTORIO CORSO-SARDO HACIA EL SURESTE

Esta deriva fue propuesta especialmente por E. ARGAND (1922, 1926), S. W. CAREY (1956, 1958).

A partir de 1958, diferentes campañas oceanográficas de sísmica de

reflexión o de refracción (J. EWING y M. EWING, 1959; D. FAHLQUIST, 1963; J. B. HERSEY, 1965; L. GLANGEAUD, 1966; D. FAHLQUIST y J. B. HERSEY, 1969; etc.) han aportado nuevos elementos.

Especialmente (FAHLQUIST y HERSEY, 1969, pág. 50): «las medidas sísmicas *sugieren* (1) que el Mediterráneo occidental recubre una fina corteza "oceánica"; cuya profundidad de manto es pequeña. Si se suprimiese el material de velocidad intermedia, el corte sísmico de la corteza se parecería mucho a los que se observan en los océanos profundos», etcétera.

Los datos disponibles, de diferentes órdenes, sobre esta eventual deriva, se han resumido en particular con ocasión de un Symposium (Amsterdam, 1969) y, más recientemente, en diferentes publicaciones (especialmente W. ALVAREZ, 1972; J. M. AUZENDE y otros, 1973).

Los datos más recientes nos los proporcionan los mapas aero-magnéticos del Mediterráneo occidental, realizados por el Instituto de Física del Globo e interpretados por R. BAYER y otros (1973).

2. CONDICIONES DE UNA EVENTUAL DERIVA DEL PROMONTORIO CORSO-SARDO

Basándose en las estructuras del Promontorio balear, las del Promontorio corso-sardo y la paleogeografía de sus sedimentos, sólo es concebible una deriva del Promontorio corso-sardo hacia el SE si se respetan los puntos siguientes:

1.° La deriva del Promontorio corso-sardo no se ha podido producir según círculos menores, sino según círculos máximos o próximos a ellos, de modo que las direcciones primitivas de las estructuras varíscicas se conserven entre Menorca y el SO de Cerdeña (Iglesiente) (ver esta obra en págs. 563 a 567).

2.° Las estructuras varíscicas del Iglesiente se oponen a las del Gerrei y del NE de Cerdeña, se debe admitir, como F. ARTHAUD lo ha supuesto (1970), que un accidente de desgarre hercínico, para nosotros N 120-140°, separa el Iglesiente del Gerrei.

3.° El accidente N 120-140° que interrumpe el zócalo balear al NE de Menorca debe interpretarse como una falla transformante (R. BOURROUILH, 1970).

4.° Esta deriva eventual sólo ha podido realizarse después del Eoceno (fases de apretamientos máximos corsos) y antes del relleno sedimentario terciario del mar hespérico (2 a 5 Km. de relleno sedimentario, según los autores).

(1) Subrayado por el autor.

3. HIPOTESIS SOBRE LA EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA Y ESTRUCTURAL DEL MEDITERRANEO OCCIDENTAL

1. Paleozoico Superior

Por sus facies, el Paleozoico de Menorca se relaciona a la región de Barcelona y al macizo Norte-africano de Chenoua (Gran Kabilia).

La Península Ibérica se prolonga en el Paleozoico Superior hacia el «Este» por el Promontorio balear, unido a la Gran Kabilia (fig. 195, 1).

La fase varíscica mayor, E-O, que ha plegado el Iglesiente (F. ARTHAUD, 1970) deforma también al Promontorio balear.

Las diferencias de orientación de las estructuras varíscicas entre Menorca y Cataluña implican un desplazamiento post-Triásico (rotación) del conjunto: Promontorio balear+Cerdeña, es decir, una apertura limitada del Golfo de Valencia (fig. 195, 2).

2. Triásico

El mar con *Protrachyceras* se extiende especialmente sobre Cataluña, las Baleares y el NO al menos de Cerdeña (fig. 195, 3).

3. Jurásico Superior

El surco externo bético, bien individualizado, se extiende sobre el SE de Ibiza y sobre Mallorca. Hacia su parte nor-oriental, su eje se levanta y está bordeado de NE a SO por una plataforma continental, de la que Menorca forma parte. Hacia el O y el N, este surco está bordeado por el macizo valenciano (Y. CHAMPETIER) que va a enlazarse pronto, por desaparición de las conexiones entre el surco externo bético y el surco ibérico (J. AZEMA y otros, 1973), el macizo del Ebro.

Del lado oriental, Menorca es al menos la zona del Emile Baudot que se enlaza a Cerdeña y a Córcega, en parte emergidas u ocupadas por mares epicontinentales de contornos inestables (fig. 195, 4).

4. Cretácico Inferior (hasta el Barremiense)

Las zonas paleogeográficas han cambiado poco en lo que concierne al surco externo bético, en las Baleares. Sin embargo, la margen oriental de este surco está tectonizada desde el Titónico Superior al Berriasiense Superior, con un paroxismo en el Berriasiense Medio-Superior. Estos movimientos, registrados por los sedimentos del este de Mallorca, se deben

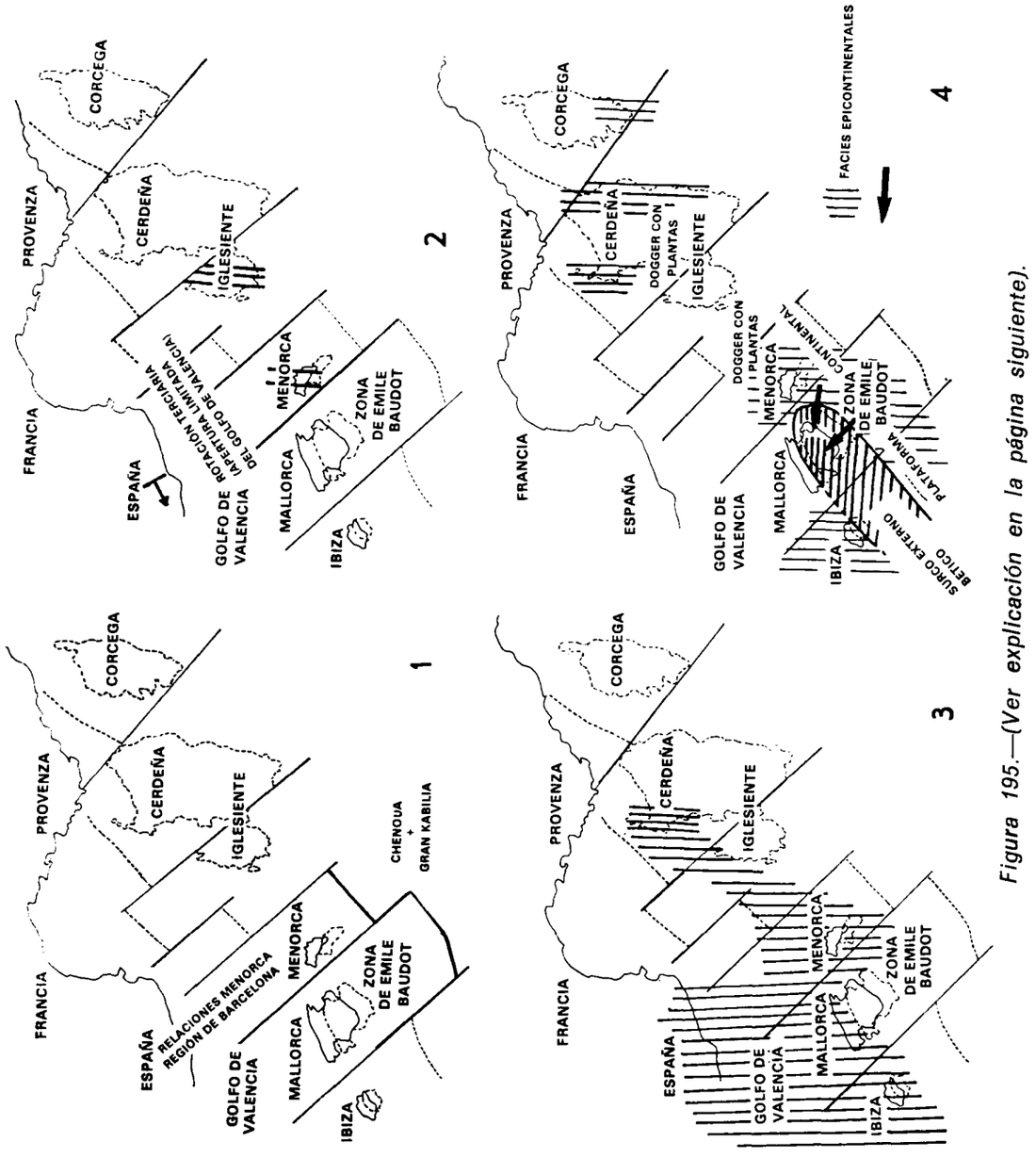


Figura 195.—(Ver explicación en la página siguiente).

correlacionar con una fase tectónica que afecta a las Cordilleras béticas, así como a la «Córcega alpina» (M. DURAND DELGA, 1973; fig. 196, 1).

5. Cretácico (desde el Barremiense al Cenomaniense Inferior)

Las facies con Orbitolinas se desarrollan en ciertas regiones de Cerdeña y en la margen interna del surco bético. Por migración hacia el O de su flexura costera, esta margen interna avanza sobre Mallorca, donde las facies con Orbitolinas aparecen. Además, esta margen interna emerge localmente, uniéndose a un conjunto continental medio-mediterráneo (figura 196, 2).

6. Terciario

Es durante el Terciario cuando se sitúa la dislocación de este conjunto, si se sigue la hipótesis de E. ARGAND.

1. *Después* de la fase de compresión eocena (ante-Luteciense Superior) que afecta al Oeste mediterráneo (y especialmente la «Córcega alpina», las cadenas litorales del Norte de Africa, el este de las Cordilleras béticas, Sicilia, etc.).

2. *Antes* del comienzo del relleno sedimentario de la cuenca mediterránea. Este relleno, con una potencia de 2 a 5 Km., es conocido indirectamente por registros sísmicos y directamente por obtención de testigos profundos practicados por las compañías petroleras (C. F. P., por ejemplo) o con ocasión del Deep Sea Drilling Project.

Los registros sísmicos proporcionan actualmente una imagen precisa de la parte superior de este relleno. Los sondeos profundos sólo han aflorado la parte superior del relleno de las zonas profundas y subsisten grandes incógnitas sobre la edad, naturaleza y deformaciones de estos sedimentos. A título indicativo, J. BONNIN (*Bull. Soc. geol. Fr.*, 1973, página 168) indica que, para el mar de Alborán, el relleno más antiguo sería de — 15 M.A., lo que puede representar un límite aproximado de edad para las derivas mediterráneas.

Figura 195.—Esquema hipotético de la evolución del Oeste mediterráneo (I).
1: Paleozoico Superior (facies).
2: Paleozoico Superior (estructuras).
3: Triásico (mar del Muschelkalk).
4: Jurásico Superior (surco externo bético).

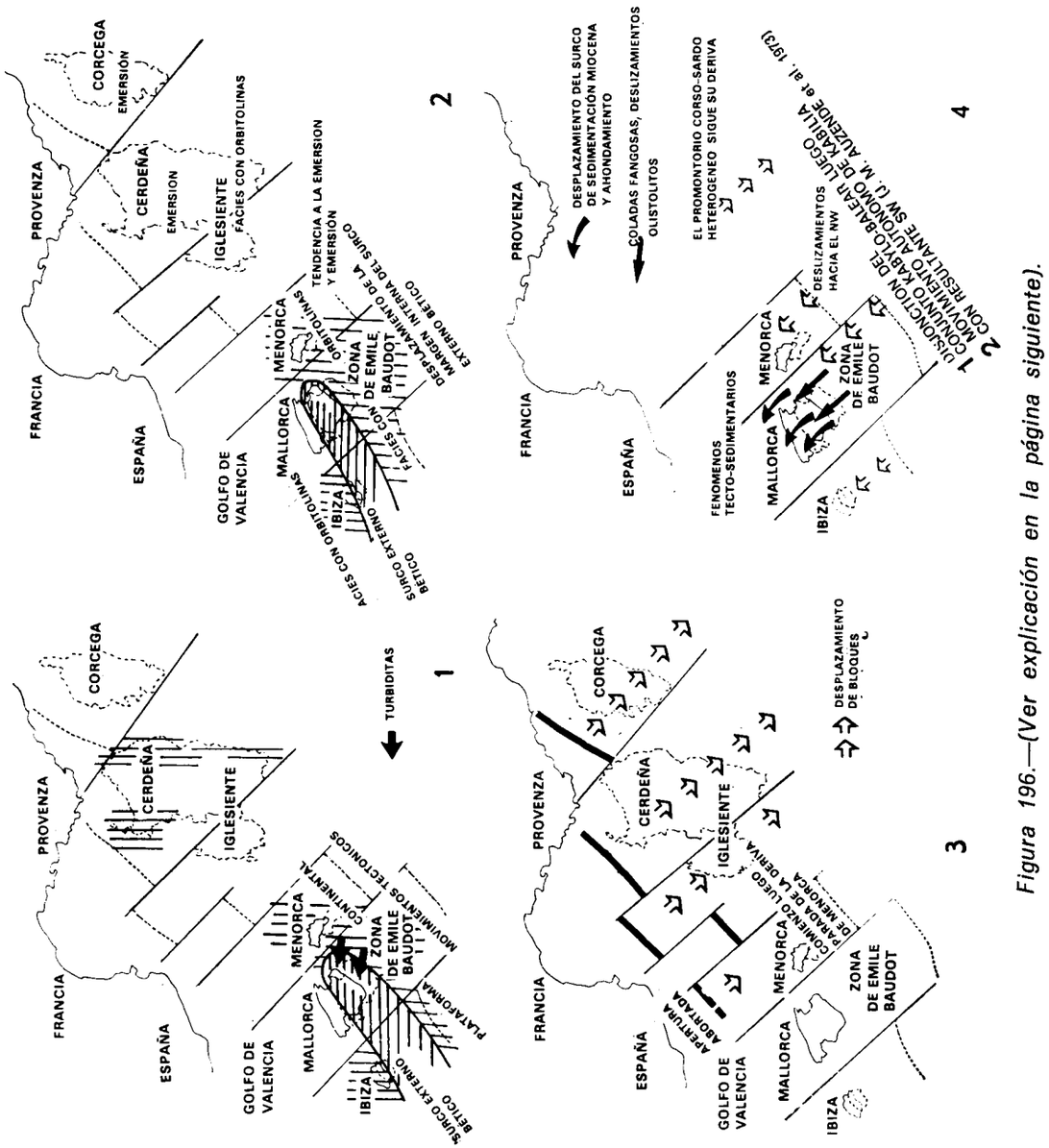


Figura 196.—(Ver explicación en la página siguiente).

Así, antes de — 15 M.A. (antes del Tortoniense Superior, zona N 16°), tendríamos allí:

— 1. Apertura del mar hespérico y deriva del Promontorio corso-sardo hacia el SE, habiéndose escalonado en el tiempo el desplazamiento de los diferentes fragmentos de este bloque.

— 2. Esta deriva nace por distensión al O de Córcega y, simultáneamente, comienza a abrirse el golfo de Valencia (desplazamiento de las estructuras varíscicas entre Menorca y Cataluña), pero esta apertura aborta (fig. 196, 3).

El promontorio balear y los macizos internos de Kabilia

Para M. DURAND DELGA (1969), los flysch nor-africanos deben haberse depositado entre los macizos de Kabilia y las zonas externas nor-africanas. Esta concepción está de acuerdo con los datos geológicos de las Baleares, mostrando la existencia de un ámbito Kabilo-balear único.

Para J. M. AUZENDE y otros (1973), la dislocación de los macizos internos de Kabilia, desplazándose hacia el SO, sucedería durante el Burdigaliense, según el modelo propuesto por Karig, con la formación de la cuenca nor-africana en ese momento.

Los datos geológicos de las Baleares siguen acordes con la disyunción de un conjunto kabilo-balear, que debe hacerse entonces en dos tiempos:

1.° Disyunción de las Baleares y de Kabilia en el Mioceno Inferior por apertura al SE de las Baleares. Los fenómenos tectono-sedimentarios del Mioceno mallorquín marcarían las premisas de esta disyunción, que, siguiendo durante y después del Burdigaliense, sería responsable de los deslizamientos y de la tectónica tangencial de las Baleares (fig. 196, 4).

2.° Tan pronto separadas del Promontorio balear, Kabilia evoluciona por su propia cuenta, con un desplazamiento resultante SO.

¡Pero este esquema de reflexión sigue siendo todavía muy hipotético y parcial, pensando en todo el ámbito marino y terrestre que queda por explorar!

Figura 196.—Esquema hipotético de la evolución del Oeste mediterráneo (II).
1: Cretácico Inferior (hasta el Barremiense).
2: Cretácico (desde el Barremiense hasta el Cenomaniense Inferior).
3: Distensión del Oeste mediterráneo.
4: Disyunción del conjunto Kabilo-balear.

Al terminar esta Memoria, que se inserta en el marco general de las investigaciones en el Mediterráneo occidental, nuestro deseo es haber intentado responder al deseo formulado el 19 de marzo de 1960 por el profesor PAUL FALLOT al final de su curso:

«Desde el otro mundo, dentro de 10 ó 20 años, espero verles establecer, sobre algunas Hojas a escala de 1/50.000 bien cartografiadas —fundamento esencial de toda síntesis geológica válida— interpretaciones nuevas y más adecuadas que las que hoy nos sirven de hipótesis de trabajo.»

PAUL FALLOT, lecciones 1959-1960.

ANEXO DE PETROGRAFIA SEDIMENTARIA

Tres objetivos han guiado nuestros estudios de petrografía sedimentaria.

1. ANALISIS DE LAS INTERFERENCIAS «DEFORMACIONES-SEDIMENTACION»

Los sedimentos de Menorca y Mallorca se han considerado como posibles registradores de las deformaciones sufridas por las regiones estudiadas o por las regiones limítrofes.

Por tanto, hemos observado y analizado todas las estructuras sedimentarias que hemos visto; su desarrollo, sus modificaciones, etc., y hemos buscado los caracteres del medio original de depósito y la evolución diagenética de las diferentes rocas.

2. CARACTERES ORIGINALES DEL MEDIO DE DEPOSITO

Además de los levantamientos de secuencias y las observaciones sobre el terreno (ver pág. 599), nuestro trabajo ha tenido por objeto el análisis microscópico de las muestras, realizado de la siguiente forma:

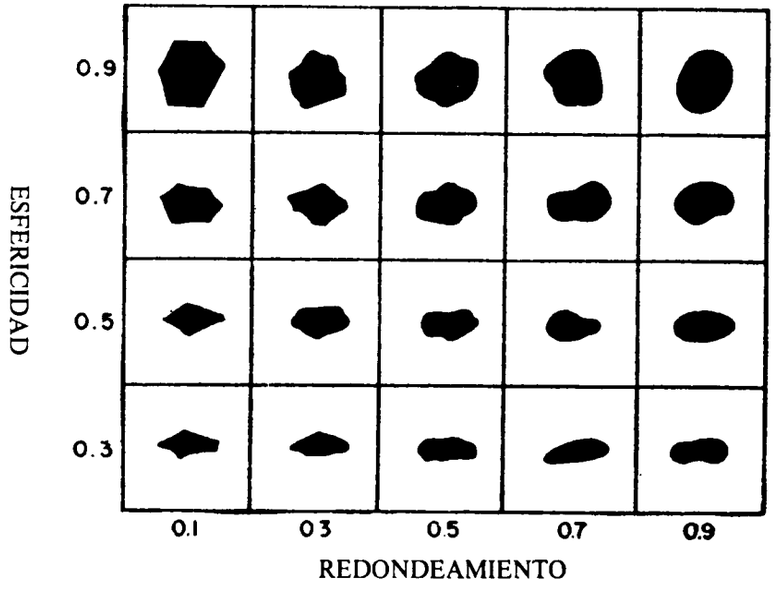
1. ROCAS DETRITICAS SILICEAS

A) Componentes: Minerales

— Los porcentajes de los distintos constituyentes se han evaluado por medio de porcentajes visuales, tales como los de TERRY y CHILINGAR (1955).

— La longitud aparente de las partículas se ha medido con el microscopio (Ls).

— El redondeamiento y la esfericidad aparente de las partículas se han estimado con la ayuda de un gráfico visual de W. C. KRUMBEIN y L. L. SLOSS reproducida a continuación (según A. VATAN, 1967; figura 7, 13).



Elementos líticos. Después de analizarlos, nos hemos esforzado en tener en cuenta los elementos procedentes de una primera ordenación y los que ya habían sido reordenados una, dos o varias veces.

B) **Aglomerante: Los contactos entre los granos**

— Los contactos entre los diferentes granos y las reacciones intergranulares se han analizado según los criterios de E. C. DAPPLES, con quien he podido cambiar ideas y que ha tenido la amabilidad de interesarse por mi trabajo.

Recristalizaciones. No he perdido nunca de vista que el aglomerante de las rocas que observaba no era más que un estado diagenético, es decir, un momento de la historia de la roca. Así he dirigido mi esfuerzo sobre los fenómenos de recristalización y de neogénesis cuyo análisis permite esbozar una imagen del aglomerante original de la roca.

2. ROCAS CARBONATADAS

También aquí la observación de las estructuras sedimentarias sobre el terreno ha sido primordial.

El mismo espíritu que nos había guiado para las rocas detríticas silíceas nos ha guiado para las rocas carbonatadas, después de tener en cuenta la dolomitización.

Para las calizas, hemos tenido en cuenta:

1.° Las recristalizaciones del aglomerante, de los elementos representados o del fondo de la roca. Hemos elegido expresar el tamaño de los cristales, que constituyen el fondo o el aglomerante de la roca, según la escala granulométrica de H. J. BISSELL y G. V. CHILINGAR (1967, página 103):

macrocristalino	muy basto	4 mm.
	basto	1 mm.
mesocristalino	basto	0,5 mm.
	medio	0,25 mm.
	fino	0,1 mm.
	muy fino	50
finamente cristalino		10
afanítico	microcristalino	1
	criptocristalino	

2.° La relación entre los elementos representados y el aglomerante de la roca, tenidas en cuenta las recristalizaciones, tratando de determinar «el índice de agitación» del medio original de depósito o lo que también se llama «el índice de energía».

Este índice de agitación corresponde al «Energy index» (EI) de BISSELL y CHILINGAR (1967, págs. 114 y 115).

No hemos querido adoptar una clasificación cualesquiera para las calizas, contentándonos con describir el estado actual del aglomerante y los elementos representados dominantes.

3. DIAGENESIS

Estos diferentes análisis llevan a reconstruir las transformaciones su-

fridas por la roca (diagénesis), en el contexto de su conjunto sedimentario.

Durante este trabajo, hemos siempre confrontado los datos de campo y los datos de laboratorio, esforzándonos en comprender el comportamiento hidrodinámico de las rocas y su reacción a las condiciones locales.

ANEXO DE SEDIMENTOLOGIA

Los estudios sedimentológicos de esta tesis están fundados sobre un método mixto que he puesto a punto sobre el terreno, en Menorca. Se inspira de:

1) El método de A. BOUMA (1962), del que toma algunas de sus notaciones gráficas. Estas notaciones y las características macroscópicas de las rocas están reflejadas en las columnas, a la derecha del levantamiento de las secuencias (figura a continuación. Para el significado de algunas notaciones, consultar la obra de BOUMA. Para las otras: m=micas; mr=micas escasas; mm=micas abundantes; G=graptolites; B=Braquiópodos; etc. Colores: O=ocre; V=verde; N=negro; etc.).

2) El método de M. LANTEAUME, con quien he podido trabajar sobre el terreno en los Alpes marítimos. Es esencialmente un método de observación. Cada particularidad de una capa de terreno, de un intervalo litológico está anotado y cada capa está dibujada tan fielmente como ha sido posible sobre el terreno (columnas de la izquierda, figura siguiente), con las observaciones eventuales.

La figura a continuación es la leyenda de todos los cortes sedimentológicos del Devónico y del Carbonífero estudiados a continuación.

En general, en las series detríticas de Menorca, alternan los bancos de areniscas y pelitas rápidamente. En la base de cada banco de areniscas hay una superficie neta, erosiva, frecuentemente con huellas de corriente. Por tanto, he utilizado estas alternancias areniscas-pelitas y estas superficies de discontinuidad importantes para definir una «secuencia aparente» que no es *genética,* sino *descriptiva.* Después, en cada secuencia aparente, cada término litológico o que presenta estructuras sedimentarias particulares se ha designado por una letra a, b, c, d, e, etc. Estas letras no corresponden directamente a la notación a, b, c, d, de BOUMA. Las letras que utilizo son intervalos *observados y no intervalos genéticos.* Así, para el Lochkoviense, el término «a» es una arenisca granoclasificada sin estratificaciones visibles, el término «b» es una arenisca fina pelítica con estratificaciones de corrientes, el término «c» es un término pelítico, el

término «d» es una asociación de términos arenosos delgados con estratificaciones oblicuas y términos pelíticos, etc. Esto constituye una secuencia aparente que es más o menos completa y que se va a repetir.

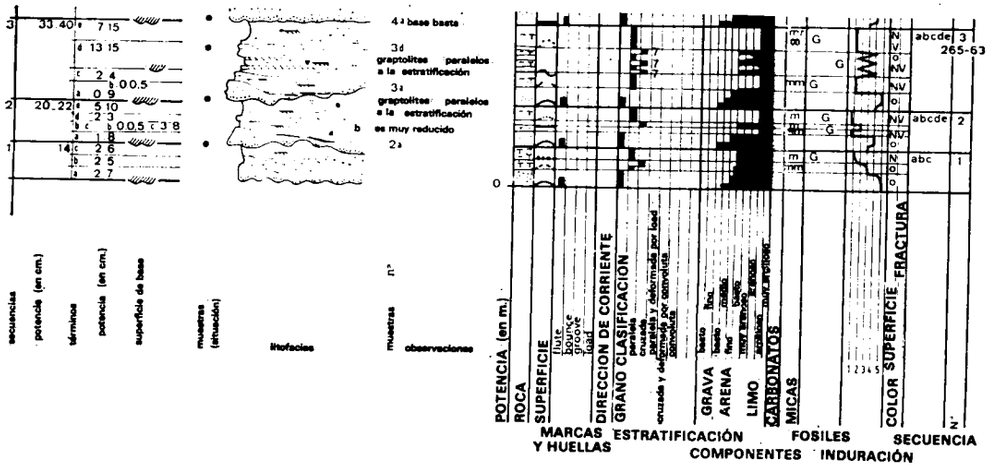
Después del levantamiento de los principales cortes sedimentológicos del Devónico, el análisis en laboratorio de estos cortes y de las muestras recogidas permite a continuación el proponer una interpretación genética de estas secuencias aparentes. Para el Lochkoviense, por ejemplo, estas secuencias se han depositado no sólo por corrientes de turbidez, sino también por deslizamientos fangosos o semifangosos, y han sido más o menos resedimentadas por diferentes agentes, en especial corrientes de fondo.

Esta interpretación genética se propone en función de los datos oceanográficos actuales y, al final de este estudio, se intenta un ensayo de comprensión del mecanismo de depósito de los sedimentos devónicos y luego un ensayo de interpretación de la cuenca sedimentaria devónica.

El estudio al microscopio de los constituyentes de las capas detríticas permite:

1) Esbozar el comportamiento hidrodinámico de los sedimentos y compararlo a las estructuras sedimentarias observadas en la capa correspondiente.

2) Estudiar la diagénesis de estos sedimentos, expuesta en las conclusiones generales.



BIBLIOGRAFIA

ALVAREZ, W. (1972).—Rotation of Corsica-Sardinia Microplate. *Nat. Phys. Sc.*, vol. 235, p. 103-105.

ANDERSON, E. M. (1951).—The dynamics of faulting, 206 p. *Edinburgh.*

ANDREWS, C. W. (1925).—A description of the skull and skeleton of a peculiar by modified Rupicaprine Antilope *(Myotragus balearicus* Bate) with a notice of a neir variety, *M. balearicus* var. *major. Phil. Trans. Royal Soc. of London,* ser. B, t. 206, p. 281-305, pl. 19-22, London.

— (1925).—A mounted skeleton of *Myotragus Balearicus. Geol. Magazine,* déc. VI, 2, p. 337-339, London.

ANDRIEUX, J.; FONTBOTE, J. M., et MATTAUER, M. (1971).—Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth and Planetary Sc. Lett.*, 12, p. 191-198.

ARGAND, E. (1920).—Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagnes. *Actes Soc. Hel. Sc. Nat.*, Neuchâtel, p. 1-17.

— (1926).—La tectonique de l'Asie. *C. R. 13è Sess. Congr. géol. intern.*, fasc. I, p. 171-372, Liège.

— (1932).—Observations sur la géologie de Majorque. *Géol. Méditerr. Occid.*, vol. II, 5è part., n.° 36, Barcelona.

ARKELL, W. J. (1956).—Jurassic Geology of the World. *Oliver & Boyd,* London, 806 p., 102 fig., 46 pl.

ARMSTRONG, J. (1752).—The History of the Island of Minorca.

ARTHAUD, F. (1969).—Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XI, 5, p. 729-737, 6 fig.

— (1970).—Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens: les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne. *Série Géol. Struct. n.° 1,* 175 p. Pub. Ustela, Montpellier.

ARTHAUD, F., et MATTAUER, M. (1969).—Sur les décrochements NE-SW sénestres contemporains des plis pyrénéens du Languedoc. *C. R. Acad. Sc.* París, t. 269, p. 290-291.

— (1969).—Les déformations naturelles. Essai d'évaluation des conditions pression-températures de différents types de déformations. *Rev. Indust. Minéral.*, 15 juil. 1969, p. 73-81.

— (1971).—Présentation d'une hypothèse sur la genèse de la virgation pyrénéenne du Languedoc et sur la structure profonde du golfe du Lion. *C. R. Acad. Sc.* París, t. 274, n.° 4, p. 524.

ARTHAUD, F.; MATTAUER, M., et PROUST, F. (1966).—La structure et la microtectonique des nappes de la Montagne Noire. Et. tectonique. Colloque de Neuchâtel.

— (1967).—A propos des nappes de style pennique de la zone axiale de la Montagne Noire. Observation à une note récente de F. Ellenberger *C. R. somm Soc. géol. Fr.*, n.° 7, p. 326-328.

ARTHAUD, F., et MATTE, Ph. (1966).—Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne, étude microtectonique des séries métamorphiques du massif des Maures (Var.). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 262, p. 436-439.

ASHAUER, H. (1934).—Die Ostliche endigung der Pyrenäen. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen math naturwiss.* (3), 10, p. 1-115, 23 abd.

ASHAUER, H., et HOLLISTER, J. S. (1934).—Ostpyrenäen und Balearen. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen*, Kl. 3, p. 3. Traduction n.° 4911. B. R. G. M.

AUBOUIN, J. (1961a).—Propos sur les géosynclinaux. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), III, p. 629-702.

— (1961b).—Propos sur l'orogenèse. *Bull. Serv. Inf. Géol. B. R. G. M.*, n.° 52 et 53, 56 p., 27 fig.

— (1963).—Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant sud des Alpes orientales (Alpes méridionales; Lombardie et Vénétie; Slovénie occidentale, Yougoslavie). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), V, p. 730-766.

— (1963).—La tectonique de la Méditerranée moyenne et les séismes. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), V, p. 1124-1129.

— (1963).—Esquisse paléogéographique et structurale des chaînes alpines de la Méditerranée moyenne. *Geol. Rundsch.*, Bd. 53, p. 480-534.

— (1964).—Réflexions sur le faciès «Ammonitico Rosso». *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), VI, p. 475-501.

— (1964).—Réflexion sur le problème des flyschs et des molasses. Son aspect dans les Hellénides (Grèce). *Ecl. geol. Helv.*, v. 57, n.° 2, 12 fig.

— (1965).—Réflexion sur le problème du raccourcissement en tectonique. *Bull. trim. dép. Inform. géol. B. R. G. M.* n.° 68, p. 1-19.

— (1965).—Geosynclines. XV+335 p., 2 tabl., 67 fig. *Dev. in. Geotectonics.* Elsevier, Amsterdam.

— (1971).—Réflexion sur la tectonique de faille plio-quaternaire *Geol. Rundsch.*, Bd. 60, 3, p. 833-848.

— (1973).—Paléotectonique, tectonique, tarditectonique et néotectonique en Mediterranée moyenne: à la recherche d'un guide pour la comparaison des données de la géophysique et de la géologie. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 276, n.° 4, p. 457-460.

AUBOUIN, J., et DURAND DELGA, M. (1971).—Méditerranée. *Encycl. Univers.*, vol. X, p. 738-740 et 743-745.

AUBOUIN, J. et MENNESSIER, G. (1963).—Essai sur la structure de la Provence. *In* Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot, t. II, p. 45-98. *Mém. h.-sér. Soc. géol. Fr.*

AUTRAN, A.; FONTEILLE, M., et GUITARD, G. (1966).—Discordance du Paléozoïque inférieur métamorphique sur un socle gneissique anté-hercynien dans le Massif des Albères (Pyr. Or.). *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 263, n.° 66, p. 317-320.

AUTRAN, A., et GUITARD, G. (1955).—Stratigraphie du Paléozoïque inférieur de la zone axiale au Sud de St.-Girons (Ariège). *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 241, p. 969-971.

AUZENDE, J. M.; BONNIN, J., et OLIVET, J. L. (1972).—Hypotheses on the origin of the Western Mediterranean basin. *Journ. geol. Soc. Lond.*, v. 129, p. 607-620, 6 fig.

AUZENDE, J. M.; BONNIN, J.; OLIVET, J. L.; PAUTOT, G., et MAUFFRET, A. (1971).—Upper Miocene salt layer in the western Mediterranean basin. *Nature Phys. Sc.*, 230, 82.

AUZENDE, J. M.; OLIVET, J. L., et BONNIN, J. (1973).—Evolution of the Western Mediterranean basin. *Abst. Ist. Meeting Eur. Geoph. Soc. Zürich*, p. 3.

AUZENDE, J. M.; OLIVET, J. L.; MAUFFRET, A., et PAUTOT, G. (1972).—La dépression Nord Baléares (Espagne). *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 274, n.° 16, p. 2291-2295.

AUZENDE, J. M., et PAUTOT, G. (1970).—La marge continentale algérienne et le phénomène de subsidence: exemple du golfe de Bougie. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 271, p. 1945-1948.

AZEMA, J. (1960).—Etude géologique des abords de Malaga (Espagne). *Est. géol.*, XVII, p. 131-160, 29 fig., 1 carte, Madrid.

— (1965).—Sur l'existence d'une zone intermédiaire entre Prébétique et Subbétique dans les provinces de Murcie et d'Alicante (Espagne). *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 260, p. 4020-4023.

— (1966).—Géologie des confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), VIII, p. 80-86.

— (1966).—Observations sur la microfaune du Crétacé supérieur de la région de Fortuna, Prébétique méridional (province de Murcie, Espagne). *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 262, p. 838-840.

— (1970).—Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères bétiques: le Prébétique de Cieza à Alicante. *Cuad. Geol. Iber.*, t. II, p. 111-124.

— (1970).—Nouvelles données sur le Jurassique des environs d'Alicante (Sierra Mediana, Espagne). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 8, p. 296-297.

AZEMA, J.; BOURROUILH, R.; CHAMPETIER, Y.; FOURCADE, E., et RANGHEARD, Y. (1974).—Rapports stratigraphiques, paléogéographiques et structuraux entre la Chaîne ibérique, les Cordillères bétiques et les Baléares. *Bull. Soc. géol. Fr.* 7e, t. XVI, p. 140-160.

AZEMA, J.; CHAMPETIER, Y.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E., et PAQUET, J. (1970).—Le Jurassique dans la partie orientale des Cordillères bétiques: essai de coordination. *Cuad. Geol. Iber.*, t. II, p. 91-110.

BATALLER, J. R. (1932).—Excursión científica por Mallorca. *Ibérica*, vol. XXXVIII, n.° 945. Barcelona.

— (1932).—Excursión a Mallorca dels alumnes de geologia del Seminari conciliar de Barcelona. *Impr. Rev. Ibérica.* Barcelona.

— (1933).—Els fossils del Burdigalia menorqui existents al Museu del Seminari de Barcelona. *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, vol. XXXIII, n.° 6-7, p. 302-305.

BATALLER, R.; PALMER, E., et COLOM, G. (1958).—Nota sobre el hallazgo de depósitos albienses en el extremo NE de la Sierra Norte de Mallorca (región de Pollensa). *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, LV, n.° 5, p. 117-130.

BATE, D. (1914).—The pleistocene ossiferous deposits of the Balearic Islands. *Geol. Magazine N. S.*, VI, vol. I, p. 337-345, London.

— (1909).—Preliminary note on a new artiodactyle from Majorca. *Myotragus Balearicus* Gen. et sp. nov. *Geol. Magazine N. S.*, V, vol. VI, p. 385-388, 5 fig.

BATLLE, A.; FELGUEROSO, C., et FUSTER, J. (1972).—Presencia de caliza del Cretáceo superior en el extremo Sureste de la Sierra Norte de Mallorca (Baleares). *Bol. Geol. y Min.*, t. 83-84, p. 343-350, 4 fig., 4 photogr.

BAUZA, J. (1944).—Notas sobre la Paleontología de las Baleares. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, LXII, p. 627-630.

— (1945).—Nota sobre el mioceno de Mallorca. *Publ. del Inst. Geol. Miscelánea Almera*, 1ère part.

— (1945).—Nueva contribución al conocimiento de la Paleontología de Mallorca. *Bol. SEHN*, XLIII.

— (1946).—Contribución al conocimiento del cuaternario de Mallorca. *Estud. Geol., Inst. de Invest. Geol. Lucas Mallada*, n.° 4.

— (1946).—Plioceno marino de Mallorca. *Bol. SEHN*, XLIV.

— (1946).—Nuevo yacimiento fosilífero en el Trías de la Sierra Norte de Mallorca. *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, LXIV, p. 335-338.

— (1946).—Contribución a la Geología y Paleontología. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, LXIV, p. 561-568.

— (1946).—Contribución a la Paleontología de Mallorca. Notas sobre el Cuaternario. *Est. Geol.*, Mém. 4, p. 199-204.

— (1949).—Sobre el hallazgo de los géneros Box, Diplodus y Pagellu en el Plaisanciense de «Son Talapi» (Llubi). *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, LXVII, p. 653-655.

— (1949).—Contribución al conocimiento de la fauna ictiológica fósil de Mallorca. *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, LXVII, p. 203-217.

— (1955).—Otolitos fósiles de Mallorca. *S. Hist. Baleares*, fasc. 1-4, p. 71-79.

— (1961).—Nuevas contribuciones al conocimiento de la Paleontología de Mallorca. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, LIX, n.° 1, p. 89-96.

BAYER, R.; le MOUEL, J. L., et LE PICHON, X. (1973).—Magnetic anomaly pattern in the western mediterranean. *Earth and Planetary Sc. Letters*, 19, 2, p. 168-176.

BEAUDOIN, B., et HACCARD, D. (1972).—Méthodologie critique appliquée à l'analyse séquentielle dans les séries à caractère flysch. *Mém. B. R. G. M.*, n.° 77, p. 535-546.

BEAUMONT (DE), E. (1827).—Note sur la constitution géologique des îles Baléares. *Ann. Sc. Nat.*, 1ère sér., t. X, p. 423-439, Paris.
BEAUSEIGNEUR, C., et RANGHEARD, Y. (1967).—Contribution à l'étude des roches éruptives de l'île d'Ibiza (Baléares). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), IX, n.° 2, p. 221-224, 2 fig., 3 tabl.
BEAUSEIGNEUR-CARQUILLE, C., et RANGHEARD, Y. (1968).—Nouvelles observations sur les roches éruptives de l'île d'Ibiza (Baléares). *Ann. Scient. Univers. Besançon*, 3è sér., Géol., fasc. 5, p. 9-12.
BEHMEL, H., et GEYER, O. F. (1966).—Beïtrage zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Ostpanien. III. Stratigraphie und Fossilfürung im unterjura von Albarracin (Provinz Teruel). *Neues Jb. Geol. Paläont.*, Abh., Bd. 124, p. 1-52, 4 fig., 6 pl.
BELOUSSOV, V. V. (1970).—Against the hypothesis of ocean-floor spreading. *Tectonophysics* 9, 6, p. 489-512.
BEMMELEN (VAN), R. W (1927).—Bijdrage tot de Geologie der betische Ketens in der Provincie de Granada. *Waltman*, Delft, 176 p.
— (1969).—Origin of the western Mediterranean Sea. *Verh. Konj. Mijnb.* Gen. 26, p. 13-52.
BENEO, E. (1956).—Accumuli terziari da resedimentazione nell'Appennino centrale e frane sottomarine. *Boll. Serv. Geol. It.*, 78, Roma, p. 291-319.
BENEST, M.; FENET, B.; GUARDI, P.; LAVEINE, J. P.; LEMOIGNE, Y., et THOMAS, G. (1971).—Découverte de Westphalien C-D et de Stéphanien inférieur ou moyen dans les formations détritiques du Djebel Khar (Oran, Algérie). *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 272, n.° 13, p. 1724.
BERGER, E.; KAUFMANN, E., et SACHER, L. (1968).—Sedimentologische Untersuchungen im Jungpaläozoikum der Ostlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Geol. Rundsch.*, Bd. 57, 2, p. 472-483.
BERGERON (1898).—Note sur les terrains paléozoïques de la province de Barcelone et comparaison avec ceux de la Montagne Noire. *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), XXVI, p. 867.
BERNOULLI, D., et JENKYNS, H. (1973).—Mesozoic pelagic sediments in the alpine-mediterranean Tethys. *Abst. 1st. Meet. Eur. Geoph. Soc. Zürich.*
BERSIER, A. (1967).—Structure en créneaux et brèche cyclopéenne en milieu détritique paralique. *In* deltaic and shallow marine deposits, p. 35-38. Elsevier, Amsterdam.
BEUGNIES, A.; BROQUET, P.; CAIRE, A.; CHARLET, J. M.; DUEE, G.; MASCLE, G., et TRUILLET, R. (1968).—Etude en thermoluminescence de quartz et feldspaths des régions péri-tyrrhéniennes, et conséquences paléogéographiques. *C. R. somm. géol. Fr.*, fasc. 9, p. 328.
BIZON, G., et BIZON, J. J. (1973).—Etude stratigraphique du Tertiaire des Baléares. *Rapport interne C. F. P.* Inédit.
BIZON, G.; BIZON, J. J.; BOURROUILH, R., et MASSA, D. (1973).—Présence aux îles Baléares (Méditerranée occidentale) de sédiments «messiniens» déposés dans une mer ouverte à salinité normale. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 277, p. 985-988.
BLACKETT, P. M. S.; BULLARD, E., et RUNCORN, S. K. (1965).—A symposium on continental drift. *Phil. Trans. Royal Soc. London.* Sér. A, Math. and Phys. Sc., n.° 1088, vol. 258, p. I-IX, 1-323, A1-A6.
BLANC, J. J. (1971).—The sedimentary geology of the Mediterranean sea. *Oceanogr. and Marine Biology*, vol. 6, p. 337.
BLATT, H., et CHRISTIE, J. (1963).—Undulatory extinctinon in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks. *Journ. sediment. Petrol.*, vol. 33, n.° 3, p. 559-579, fig. 1-6.
BLUMENTHAL, M. (1926-1927).—Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Kordilleren von Central-une Südwest-Andalusien. *Ecl. geol. Helv.*, XX, 4, p. 487-532, pl. XVIII, 1 fig.
— (1928).—L'existence du Bétique de Malaga dans la région de Grenade. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 187, p. 1059-1062.
— (1930).—Beiträge zur Geologie der betischen Kordilleren beiderseits des Rio Guadalhorce. *Ecl. geol. Helv.*, XXIII, p. 41-293, 24 fig., pl. VII-IX.

— (1931).—Géologie des chaînes pénibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja et des zones limitrophes. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), I, p. 23.
— (1933).—Dans Westende des Betikums nördlich dem «Campo de Gibraltar». *Géol. Méd. occ.*, IV, n.° 2, part. II, p. 3-8, 9-43, 8 pl., 15 fig. *Trad. S. I. G.*, n.° 2069, 47 p. ronéot., 4 pl., 3 fig.
— (1935).—Allure de la tectonique et définition du «double pli Gaditan» (Andalousie). *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), V, p. 659-686.
— (1936).—Le matériel stratigraphique du «Double Pli» gaditan (Andalousie). *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), VI, p. 511-537, 1 fig., pl. XXXVII.
— (1950).—Ubersicht über die tektonischen Fenster des betischen Cordilleren. *Inst. Geol. y Min. España, Libro Jubilar*, I, p. 237-313, 9 dépl.
BLUMENTHAL, M., et FALLOT, P. (1935).—Observations géologiques sur la Sierra Arana entre Grenade et Guadix. *Mem. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XVII, n.° 1.
BODENHAUSEN, J. W. A.; FONTBOTE, J. M., et SIMON, O. J. (1967).—Sur la présence d'éléments du Bétique de Malaga au Sud de la Sierra Nevada, près de Cherin (Espagne méridionale). *Geol. Mijn.*, 46, p. 397-399.
BOFILL Y POCH, J. (1899).—Indicaciones sobre algunos fósiles de la caliza basta blanca de Muro, isla de Mallorca. *Bol. Real Ac. Sc. y A. de Barcelona*, tercera época, vol. I, n.° 23.
BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P. A.; DURAND DELGA, M., et D'OZOUVILLE, L. (1971).—Age minimal de l'Atlantique Nord d'après la découverte de calcaire tithonique à Calpionelles dans le Golfe de Gascogne. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 273, p. 671-674.
BOOY (DE), T. (1969).—Repeated disappearance of continental crust during the geological development of the Western Mediterranean area. *Verhandl. Kon. Nederl. Geol. Mijnb.* gen., vol. XXVI, p. 79-103.
BOOY (DE), T., et EGELER, C. G. (1960).—Occurence of Betic of Malaga elements in the south-eastern part of the Betic Cordilleras (SE Spain). *Geol. Mijn.*, 39, p. 253.
— (1961).—Remarks on the tectonic position of the Betic of Malaga in SE Spain and on its relation to the Subbetic. *Geol. Mijn.*, 40, p. 79.
BOSELLINI, A., et OGNIBEN, G. (1968).—Ricoprimenti ercinici nella Sardegna centrale. *Ann. Univ. Ferrara*, NIle sér., Sez 17 Sc. miner, et petr., vol. 1, n.° 1, p. 1-14, 3 fig., 1 dépl. h.-t.
BOSSIERE, G., et RAYMOND, D. (1972).—Sur l'âge probablement anté-Llanvirn du métamorphisme des schistes satinés au Nord de la Grande Kabylie (Algérie). *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 275, p. 641-644.
BOUILLIN, J. P.; DURAND DELGA, M.; GELARD, J. P.; LEIKINE, M.; RAOULT, J. F.; RAYMOND, D.; TEFIANI, M., et VILA, J. M. (1972).—Les olistostromes d'âge miocène inférieur liés aux flyschs allochtones kabyles de l'orogène alpin d'Algérie. *B. S. G. F.* (7), XV, p. 340-346.
BOULIN, J. (1968).—Etudes géologiques dans les zones internes des Cordilléres bétiques de Malaga à Motril (Espagne méridionale). *Thèse*, Paris, 480 p. ronéot., 78 fig., XVII pl., 1 carte.
BOUMA, A. (1962).—Sedimentology of some flysch deposits. 1 vol., 168 p., 31 fig., 9 pl., 3 pl. h.-t., 27 tabl., *Elsevier*, Amsterdam-New York.
BOURCART, J. (1938).—La marge continentale. Essai sur les régressions et les transgressions. *Bull. Soc. géol. Fr.*, VIII, p. 393-474.
— (1950).—La théorie de la flexure continentale. *C. R. XVIè Congr. Intern. Géogr. Lisbonne 1949*, p. 167-190.
— (1953).—L'histoire quaternaire de la Méditerranée à la suite des nouvelles recherches. *Scientia*, 6, vol. 88, n.° 499, p. 11-19, Bolonia.
— (1959).—Le plateau continental de la Méditerranée occidentale. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 249, p. 1380-1382.
— (1959).—Morphologie du Pré-continent des Pyrénées à la Sardaigne. *Coll. Int. C. N. R. S.* Paris.
— (1960).—Carte topographique du fond de la Méditerranée occidentale. Notice et

Carte de la Méditerranée occidentale au 1.000.000°. *Bull. Inst. Océanogr.*, Monaco, n.° 1163.
— (1962).—La Méditerranée et la révolution du Pliocène. *In* Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot, t. I, p. 104-116. *Mém. h.-sér. Soc. géol. Fr.*
— (1963).—Morphologie de la Méditerranée occidentale. *Geol. Rundsch.*, Bd. 53, p. 1-8.
BOURGOIS, J.; BOURROUILH, R.; CHAUVE, P.; DIDON, J.; DURAND DELGA, M.; FOURCADE, E.; FOUCAULT, A.; PAQUET, J.; PEYRE, Y., et RANGHEARD, Y. (1970).—Données nouvelles sur la géologie des Cordilléres bétiques. *Ann. Soc. géol. Nord*, XC, 4, p. 347-393, 26 fig.
BOURGOIS, J.; CHAUVE, P., et PEYRE, Y. (1973).—Trame de l'histoire post-aquitanienne des Cordillères bétiques occidentales. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 276, n.° 9, p. 1393-1396.
BOURROUILH, B. (1970).—Le calcul optique en lumière cohérente au service de la prospection pétrolière. *Nouv. Rev. d'Optique appliquée*, 1, 6, p. 369-383.
BOURROUILH, F. (1972).—Diagenèse récifale: calcitisation et dolomitisation. Leur répartition sur un atoll soulevé. Ile Lifou, archipel des Loyauté, Territoire de la Nouvelle-Calédonie. *Cah. ORSTOM, Géol.*, 4, 2, p. 121-148, 11 pl.
BOURROUILH-LE JAN, F. (1973).—Les dolomies et leur genèse. *Bull. Cent. Rech. Pau-SNPA*, 7, 1, p. 111-135, 7 fig., 4 pl.
BOURROUILH, R. (1962).—Le problème de Minorque. *Dipl. Et. Sup.*, 2ème quest., Paris.
— (1962).—Note préliminaire sur la tectonique de l'île de Minorque (Baléares, Espagne). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, n.° 10, p. 325-326, 1 fig.
— (1963).—Nota preliminar sobre la tectónica de la isla de Menorca (Baleares, España). *Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, n.° 71, p. 261-264, 1 fig.
— (1963).—A propos de dépôts du Pliocène supérieur et du Quaternaire sur la côte Nord d'île de Minorque (Baléares). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), V, p. 298-302, 3 fig., 1 tex-pl. (en coll. avec J. Magné).
— (1963).—Découverte de Silurien à Graptolites à Minorque (Baléares, Espagne). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, n.° 10, p. 344-345.
— (1964).—Données nouvelles sur l'évolution morphologique de l'île de Minorque depuis le Pliocène supérieur. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 258, p. 980-983.
— (1965).—Descubrimiento de silúrico con Graptolites en Menorca (Baleares, España). *Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, n.° 77, p. 63-66, 1 fig.
— (1966).—Remarques sur la tectonique anté-triasique à Minorque (Baléares, Espagne). *C. R. somm. Soc. géol Fr.*, p. 391-393, 1 fig.
— (1967).—Le Dévonien de Minorque (Baléares, Espagne). Ses limites et sa place en Méditerranée occidentale. *Intern. Symp. on the Devonian System* (Calgary, Canada), t. II, p. 47-60, 1 tabl., 10 fig.
— (1970).—Découverte d'Oligo-Miocène inférieur continental à Minorque. Conséquences paléogéographiques et tectoniques. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, n.° 7, p. 247-248.
— (1970).—Carte géologique de Minorque au 1/200.000 avec notice. *Inst. Geol. y Min. España*, Madrid.
— (1970).—Le problème de Minorque et des Sierras de Levante de Majorque. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XC, fasc. 4, p. 363-380, 13 fig.
— (1972).—La Paléozoïque de Minorque (Baléares). *XXIVè Congr. géol. intern. Montréal* (Canada). Vol. résumés sect. 6. Stratig. et. Sédiment., p. 181.
— (1972).—La structure des îles Baléares et de leur promontoire (Analyse optique par laser de documents géologiques structuraux). *Symp. sur la géodyn. Méditerr. XXIIIè Congr.-Assemblée de la C. I. E. S. M.*, Athènes.
— (1973).—Evolution structurale et sédimentologique du promontoire baléare. *Réun. ann. Sc. Terre*, Paris, mars 1973.
BOURROUILD, R., et BOURROUILH, B. (1972).—Analyse spectrale et filtrage en éventail des cartes structurales de l'île de Minorque et de l'Est de Majorque (Baléares). Conséquences tectoniques. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 275, p. 1335-1338.
BOURROUILH, R.; CHEVALIER, J. P., et MONGIN, D. (1972).—Données sédimentologiques et paléontologiques sur le Vindobonien du Nord de Minorque (Baléares). *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 275, p. 1955-1958, 3 fig.

BOURROUILH, R., et COLOM, G. (1968).—Sur l'âge du Miocène au Sud de Minorque. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, n.° 5, p. 150-152.
BOURROUILH, R., et GEYSSANT, J. (1968).—Présence de *Simosphinctes (Ceratosphinctes) rachistrophus* (GEMM.) *(Perisphinctidae, Idoceratinae)* dans le Jurassique supérieur de l'Est de Majorque (Baléares). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, n.° 3, p. 77-79.
BOURROUILH, R., et MAGNE, J. (1963).—A propos de dépôts du Pliocène supérieur du Quaternaire sur la côte nord de l'île de Minorque. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), V, p. 298-302.
BOURROUILH, R., et MOULLADE, M. (1963).—Etude stratigraphique et micropaléontologique d'une série jurassique de l'île de Minorque (Baléares, Espagne). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), V, p. 375-382, 2 fig., 1 pl.
BOUSQUET, J. C. (1972).—Aspects et problèmes de la néotectonique dans les Cordillères bétiques. Rapport interne, A. T. P. Méditerranée occid. Inédit.
BOUSSAC, J., et FALLOT, P. (1910).—Note préliminaire sur l'Oligocène de Majorque. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 20 février 1910.
BOUVY, P (1845).—Coupe de la côte de Binisalem dans l'île de Majorque formée de Crétacé. *Bull. Soc. géol. Fr.* (2), II.
— (1851).—El terremoto del 15 de mayo en la isla de Mallorca. *Rev. Miner., Madrid*, II, p. 351-356.
— (1852).—Notice sur le tremblement de terre du 15 mai 1851 de l'île de Majorque. *Bull. Soc. géol. Fr.* (2), X, p. 359-364.
— (1852).—Reseña geognóstica de la isla de Mallorca y descripción de la situación y explotación de la Halla del terreno secundario de esta isla. *Rev. Miner.*, III, p. 174-184, 204-210.
— (1857).—Note sur les lignites des îles Baléares. *Bull. Soc. géol. Fr.* (2), XIV, p. 770-774.
— (1863).—Descripción del terreno nummulítico de Mallorca. *Rev. Miner.*, t. XIV.
— (1867).—Ensayo de una descripción geológica de la isla de Mallorca comparada con las islas y el litoral de la Cuenca occidental del Mediterráneo, Palma.
BOVER, J. M. (1864).—Noticias histórico-topográficas de la isla de Mallorca, Palma, *impr. Guasp.* 1836; 2è édit.
BOYER, F.; KRYLATOV, S.; LEFEVRE, J., et STOPPEL, D. (1968).—Le Dévonien supérieur et la limite dévono-carbonifère en Montagne Noire (France). Lithostratigraphie-biostratigraphie (Conodontes). *Bull. Cent. Rech. Pau S. N. P. A.*, 2, 1, p. 5-33, 8 fig.
BREBION, P.; CHEVALIER, J. P.; COLOM, G.; LECOINTRE, G., et RANGHEARD, Y. (1968).—Sur le Tortonien de Formentera et d'Ibiza (Baléares, Espagne). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, n.° 5, p. 152-153.
BRINKMANN, R. (1931).—Betikum und Keltiberikum in Südostspanien. *Beitr. Geol. Westl. Medit. Gebiete*, n.° 6, p. 749-855, 7 tabl., 32 fig.
— (1960-62).—Aperçu sur les chaînes ibériques du Nord de l'Espagne. Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot. *Mém. h.-sér. Soc. géol. Fr.*, I, p. 291-299.
BRINKMANN, R., et GALLWITZ, H. (1933).—Der betische Aussenrand in Südost-Spanien. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen*, math.-phys. Kl. (3), Heft 8, p. 1-95. *Beitr. geol. West. Med.*, n.° 10, p. 1187-1287, 3 pl., 22 fig. Traduit en espagnol in: *Public. extr. sobre Geologia de España*, Inst. Lucas Mallada, Madrid, 1950, n.° 5, p. 171-290, 22 fig., 3 pl.
BROQUET, P. (1970).—La notion d'olistostrome et d'olistolithe. Historique et étude critique. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XC, n.° 2, p. 77-86.
BROQUET, P.; CAIRE, A.; DUEE, G., et TRUILLET, R. (1963).—Essai de reconstitution paléogéographique du Nord-Est sicilien. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 300.
BROUWER, H. A. (1926).—Zur Tektonik der betischen Kordilleren. *Geol. Rundsch.*, XVII, p. 331-336, 1 pl., 1 fig.
— (1965).—Existe la fase sarda in Sardegna? *Res. Ass. Min. Sarda.*, 70, 8.
— (1966).—Ricerche tettoniche sul Paleozoique dell'Iglesiente e del Sulcis (Sardegna sud-occidentale). *Acad. naz. Lincei*, VIII, vol. 40, fasc. 6, p. 1066-1072.
BRUNN, J. H. (1967).—Recherche des éléments majeurs du système alpin. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.* (2), IX, fasc. 1, p. 17-34.

BRUNNACKER, K. (1973).—Observations on the quaternary beach-terraces of Mediterranean coast. *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, Ig. 1973, h. 3, p. 129-135.
BUEN (DE), O. (1905).—Excursiones por Mallorca. Indicaciones generales, Barcelona.
BULARD, P. F.; CANEROT, J. M.; GAUTIER, F., et VIALLARD, P. (1970).—Le Jurassique de la partie orientale des chaînes ibériques: aperçu stratigraphique et paléogéographique. *Cuad. Geol. Iber.*, t. II.
BULARD, P. F., et DELANCE, J. (1968).—Brachiopodes et stratigraphie du Lias près d'Os de Balaguer (Lerida, Espagne). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), X, p. 39-42.
BULLARD, E. C. (1964).—Continental drift. *Quat. Journ. geol. Soc. London*, n.° 477, vol. 120, part 1, p. 1-33, 15 fig.
BUROLLET, P. F., et BYRAMJEE, R. S. (1973).—Upper Miocene evaporites of the mediterranean region. The land record. *Ist Meet. Eur. Geoph. Soc. Zürich*, p. 18.
BURTMANN, V. S. (1968).—Horizontal folds. *Geotectonics*, vol. 2, p. 77-83.
— (1971).—Contribution to study of evolution of the folding process within the tectonic cycle. *Intern. Geol. Review*, vol. 13, n.° 2, Fev. 1971, p. 111.
BUSNARDO, R. (1960-1962).—Regards sur la géologie de la région de Jaen (Andalousie). Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot, t. I, p. 189-198. *Mém. h.-sér. Soc. géol. Fr.*
— (1963).—Le stratotype du Barrémien. Lithologie et macrofaune. Mém. B. R. G. M.; Coll sur le Crétacé supérieur.
— (1964).—Hypothèses concernant la position des unités structurales et paléogéographiques de la transversale Jaen-Grenade (Andalousie). *Geol. Mijn.*, 43, p. 264-267
— (1969).—Découverte de Phyllopodes Conchostracés dans le Trias subbétique (Andalousie). *Geobios*, n.° 2, p. 89-130, 1 tabl., pl. 5-6.
— (1970).—Faunules du Trias subbétique (Andalousie). *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, n.° 37, p. 55-83, 1 pl., 18 fig.
BUSNARDO, R.; CHAMPETIER, Y.; FOURCADE, E., et MOULLADE, M. (1968).—Etude stratigraphique des faciès à Orbitolinidés et à Rudistes de la Sierra Mariola (Province d'Alicante, Espagne). *Geobios, Fac. Sci. Lyon*, n.° 1, p. 165-185, 2 fig., 3 tabl.
BUSNARDO, R., et DURAND DELGA, M. (1960).—«Données nouvelles sur le Jurassique et le Crétace inférieur dans l'Est des Cordillères bétiques (régions d'Alcoy et d'Alicante). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), II, p. 278-287.
BUSNARDO, R.; DURAND DELGA, M., et FALLOT, P. (1958).—Le contact frontal du Subbétique entre le massif de Revolcadores et la Sierra Sagra (provinces de Grenade et de Murcie, Espagne). *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 246, p. 2320-2325.
BUSNARDO, R.; DURAND DELGA, M.; FALLOT, P., et MAGNE, J. (1958).—Observations stratigraphiques sur le Nummulitique des Cordillères bétiques (Espagne méridionale). *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 247, p. 9-15.
BUSNARDO, R., et FONTBOTE, J. M. (1958).—Le chevauchement du Subbétique au Sud de Jaen (Andalousie). *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 247, p. 1366-1368.
BUSNARDO, R.; LINARES, A., et MOUTERDE, R. (1969).—Trias fossilifère à faciès pélagique près de Alhama de Granada (Andalousie). *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 268, p. 1364-1367.
BUTZER, K. W., et CUERDA, J. (1960).—Nota preliminar sobre la estratigrafía y paleontología del Cuaternario marino del Sur y SE de la isla de Mallorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, 6, p. 9-29.
— (1962a).—Coastal stratigraphy of Southern Mallorca and its implications for the Pleistocene chronology of the Mediterranean Sea. *Journ. of Geol.*, vol. 70, n.° 4, p. 398-416.
— (1962b).—Nuevos yacimientos marinos cuaternarios de las Baleares. *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, 67, p. 25-70.
CAIRE, A. (1957).—Etude géologique de la région des Biban (Algérie). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, N. S., n.° 16, 2 t., 818 p., 149 fig., 6 dépl., 15 pl. photo.
— (1959).—Remarques sur la tectonique de couverture et des grands accidents transversaux du Jura occidental. *Bull. Hist. Nat. Besançon*, p. 19-22.
— (1960-1963).—Problèmes de tectonique et de morphologie jurassiennes. *In* Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot, t. II, p. 105-158, 17 fig. *Mém. h.-sér. Soc. géol. Fr.*

— (1963).—Phénomènes tectoniques de biseautage et de rabotage dans le Tell algérien. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* (2), V, p. 299-325.
— (1970).—Sicily in its Mediterranean setting. *Geology and history of Sicily, Petrol. Expl. Soc. Libya, Tripoli*, p. 145-170.
— (1970).—Tectonique de la Méditerranée centrale. *Ann Soc. Géol. Nord*, XC, 4, p. 307-346.
CALEMBERT, L. (1968).—Recherches sur la sédimentation rythmique dans le Dévonien de l'Est de la Belgique; essai d'une synthèse. *Proc. 23 rd. intern. geol. congr. Prague 1968*, sect. 8, p. 191-202, 1 fig., 2 tabl.
— (1968).—Glissements et avalanches catastrophiques. *Bull. séances Ac. roy. Sc. Outre-Mer de Belgique*, fosc. 3, p. 692-703, 1 pl., 5 fig.
CANEROT, J. (1969).—La question de l'«Utrillas» dans le domaine ibérique (Espagne). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 1, p. 11-12.
— (1971).—Le Jurassique dans la partie méridionale du Maestrazgo (Province de Castellon): Stratigraphie et Paléogéographie. *Cuad. Geol. Iber.*, t. II, p. 323-332.
CANEROT, J.; GAUTIER, F., et VIALLARD, P. (1971).—Un seuil éocrétacé aux confins des provinces de Valencia et de Castellon (Espagne), nouvel élément de la paléogéographie du domaine ibérique oriental. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 272, p. 3260-3263.
CANIGUERAL, P. J. (1950).—Los terrenos geológicos de Mallorca. *Ibérica*, p. 194.
CAPUTO, M.; PANZA, G. F., et POSTPISCHL, D. (1970).—Deep Structures of the Mediterranean Basin. *Journ. geoph. Res.*, vol. 75, n.° 26, p. 4919-4924.
CARANDELL, J. (1927).—Movimientos lentos en el litoral E de Mallorca. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXVII, 10, p. 468-473.
CAREY, S. W. (1955).—The orocline concept in geotectonics. *Royal. Soc.* Proc. Paper 89, p. 255-288.
— (1958).—A tectonic approach to continental drift. *In* Continental Drift, a Sympos., p. 177-355. Univ. of Tasmania, Hobart, Australia.
CAROZZI, A. (1952).—Tectonique, courants de turbidité et sédimentation. *Rev. Gle des Sc.*, t. LIX, n.° 7-8, p. 229-245
— (1953).—Méthodes d'analyse de la sédimentation rythmique. *C. R. Congr. Geol. Intern. XIXè Sess. Alger 1952*, sect. XIII, p. 71-80.
— (1960).—Pétrographie des roches sédimentaires. 250 p., 27 fig. *Masson éd.*, Paris.
CAROZZI, A., et TEXTORIS, D. (1967).—Paleozoic carbonate microfacies of the Eastern stable interior (USA). *Intern. Sed. Petrogr. Ser.*, vol. IX, Brill éd. Leiden.
CASTANY, G., et OTTMANN, F. (1957).—Le Quaternaire marin de la Méditerranée occidentale. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.* (2), I, 2, p. 46-55.
CATI, F. (1959).—Nuovo Lituolide nei calcari grigi liassici del Vicentino. *Giorn. Geol. Bologna*, 2è sér., vol. 27, p. 109.
CAVET, P. (1957).—Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LX, p. 254, 216 p., 36 fig., 9 pl., 1 carte 1/200.000.
— (1964).—Sur la stratigraphie du Paléozoïque du massif de l'Agly, aux environs d'Estagel (Pyrénées orientales). *Coll. Dév. inf. et ses limites. Rennes. Mém. B. R. G. M.*, n.° 53, p. 99-104, 2 fig.
CAYEUX, L. (1950).—Les phosphates de chaux sédimentaires de France. 3 tomes. *Impr. Nat.*, Paris.
CAZEAU, C. J. (1960).—Cross-bedding directions in Upper Triasic sandstones of West Texas. *Journ. Sediment. Petrol.*, vol. 30, 3, p. 459-465, fig. 1-5.
CHAMLEY, H. (1968).—La sédimentation argileuse actuelle en Méditerranée nord-occidentale. Données préliminaires sur la diagenèse superficielle. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), X, 1, p. 75-88, 2 fig.
CHAMPETIER, Y. (1972).—Le Prébétique 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*, Mém. n.° 24, 170 p., 55 fig., 1 tabl., 3 pl. h.-texte.

CHAROLLAIS, J., et BRONNIMANN, P. (1965).—*Sabaudia* Charollais et Bronnimann n. gen. Première note sur les Foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. *Arch. Sc.*, Genève, vol. 18, n.° 3, p. 615-624.

CHAROLLAIS, J.; BRONNIMANN, P., et ZANINETTI, L. (1966).—Troisième note sur les Foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. *Arch. Sc.*, Genève, p. 23-48.

CHAUVE, P. (1967).—Etude géologique du Nord de la province de Cadix (Espagne méridionale). *Mem. Inst. Geol. y Min. España*, t. LXIX, 377 p., 1 carte couleur.

— (1969a).—Les rapports du Subbétique et du Pénibétique dans la Sierra de Grazalema. *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, 83, p. 218-230.

— (1969b).—Observations à la note de Y. Peyre. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 47-48.

CHAUVE, P.; DIDON, J.; MAGNE, J., et PEYRE, Y. (1964).—Mise au point sur l'âge des phénomènes tectoniques majeurs, dans les Cordillères bétiques occidentales. *Geol. Mijn.*, 43, p. 273-276, 1 fig.

CHAUVE, P.; DIDON, J., et PEYRE, Y. (1968).—Le Crétacé inférieur du Pénibétique (zone de Ronda-Torcal), Cordillères bétiques, Espagne. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), X, p. 56-64.

CHEVALIER, M. (1914).—Note préliminaire sur la géologie de la Catalogne orientale. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), XIV, p. 157.

CHILINGAR, G. V.; BISSEL, H. J., et FAIRBRIDGE, R. W. (1967).—Carbonate rocks. Origin, occurence and classification. *Dev. in Sedimentology*, 9A. Elsevier, Amsterdam.

CHOUBERT, G. (1948).—Au sujet des croûtes calcaires quaternaires. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 226, p. 1630.

CICHA, I. (1967-1970).—Stratigraphical problems of the Miocene in Europe. *Vydal Ustrédní ustav. geolog. Geofond.*, Prague, 1970.

CLAUSS, K. A. (1956).—Ueber Oberdevon-Korallen von Menorca. *N. Jb. f. Geol. Pal., Abhandlungen.*, Bd. 1.°, 3, H. 1-2, p. 5-27, 2 Taf., 5 Ab., Stuttgart.

CLIN, M. (1959 et 1964).—Etude géologique de la haute chaîne des Pyrénées centrales entre le cirque de Troumouse et le cirque du Lys. *Thèse*, Nancy, 324, p., 27 pl., 1 carte 1/50.000. B. R. G. M. 1964, n.° 27.

— (1968).—Dimension et mouvement en tectonique. Rappel de quelques principes. Exemples, références. *Mises à jour scientifiques*, t. 3, p. 175-212. Gauthier-Villard éd. Paris.

CLIN, M.; HEDDEBAUT, Cl.; MULLET, J., et ROGER, Ph. (1968).—Déformations transverses et plis couchés antéstéphaniens, plis de revêtements pyrénéens dans la haute vallée du Rio Gallego (Pyrénées occidentales espagnoles). *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 267, p. 1131-1132.

CLIN, M., et MIROUSE, R. (1963).—Remarques sur l'évolution de la partie centrale et de la partie occidentale du domaine axial pyrénéen, à la veille de l'orogenèse hercynienne. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 256, p. 216-218.

— (1966).—Aperçu sur l'histoire de la zone primaire axiale des Pyrénées centrales et occidentales. Exemplaire polycopié.

COCCO, E., et PESCATORE, T. (1968).—Scivolamenti gravitativi (olitostromi) nel flysch del Cilento (Campania). *Bol. Soc Nat. in Napoli*, vol. 77, p. 51-91, 25 fig.

COCOZZA, T., et SCHAFER, K. (1973).—Microplate tectonics in Sardinia. *Abst. 1st Mett. Eur. Geoph. Soc. Zürich*, p. 22.

COGNE, J. (1965).—Observations sur l'âge et la signification de la phase bretonne. *Sess. extraord. Soc. Belge géol. et paléont.*, p. 239-243.

— (1966).—Les effets et les failles de décrochements en France. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* (2), VIII, p. 123.

COLCHEN, M. (1965).—Nouvelles données sur le Carbonifère de la Sierra de la Demanda, Burgos, Espagne. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 259, p. 4758-4761.

— (1970).—Géologie de la Sierra de la Demanda (Burgos, Logroño), Espagne. *Thèse*, Paris, 559 p., 2 tabl., 24 pl.

COLLET, L. W. (1908).—Quelques observations sur la géologie de la Sierra de Majorque. *Arch. Sc. Phys. et Nat. Genève*, 4è pér., t. XXVII, p. 598-615, 1 pl.

COLLOQUE.—Le peuplement des îles méditerranéennes et le problème de l'insularité. *Coll. Intern. C. N. R. S.*, t. XCIV, Banyuls s/mer, 21-27 sept. 1959. Edit. du CNRS, 15, quai Anatole France, Paris VIIème, 1961.

— L'arc de Gibraltar (1973). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XV, 2, p. 77-190.

COMPTE-RENDU de l'excursion C-5 à l'île de Majorque. *C. R. XIV sess. Congr. Géol. Intern. Madrid*, Gráficas Reunidas, 1927.

COLOM, G. (1926).—Nota sobre las Amphisteginas, Miogypsinas y Lepidocyclinas del Burdigaliense de Mallorca. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXVI, p. 287-291.

— (1928).—Las calizas con «embriones de Lagena» del Cretácico inferior de Mallorca. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXVIII, p. 393-404.

— (1928).—Nota sobre el hallazgo de los embriones de Lagenas de J. de Lapparent en los sedimentos actuales del Mediterráneo y enumeración de los foraminíferos de varias muestras de fondos. *Inst. Esp. Oceanogr. Notas y resúmenes*, ser. II, n.° 29, Madrid.

— (1929).—Nota sobre las calizas con Miliolas del estampiense de Mallorca. *Mem. SEHN, XV (homenaje a D. Ignacio Bolívar)*, 20 diciembre 1929.

— (1931).—Estudios litológicos sobre el Cretácico inferior de Mallorca. *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXXI, p. 529-545.

— (1934a).—Contribución al conocimiento de las facies litopaleontológicas del Cretácico de las Baleares y del SE de España. *Assoc. Géol. Médit. Occid.*, Barcelona, vol. 3, pt. V, n.° 2.

— (1934b).—Estudios sobre las Calpionelas. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXXIV, p. 379-388.

— (1934c).—Els studis de Miss Bate sobre els vertebrats fóssils del quaternari de Mallorca. *La Nostra Terra*, VII, p. 140-144, Palma.

— (1935).—Estudios litológicos sobre el Jurásico de Mallorca. *Assoc. Géol. Méditer. Occid.*, Barcelona, vol. 2, n.° 4.

— (1939).—Tintinnidos fósiles (Infusorios Oligotrius). *Las Ciencias*, IV.

— (1940).—Arqueomonadineas, Silicoflagelados y Discoastéridos fósiles de España. *Las Ciencias*, V.

— (1942).—Sobre nuevos hallazgos de yacimientos fosilíferos del Lías medio y superior en la Sierra Norte de Mallorca. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, LX, p. 221-262, 3 pl.

— (1934).—Foraminíferos de las margas burdigalienses de la Sierra de Cazorla. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, XLI, p. 409-424.

— (1943).—Nuevas especies y subespecies de foraminíferos fósiles de Mallorca. *Bol. SEHN*, XLI.

— (1944).—Un nuevo yacimiento fosilífero del Lías medio en la Sierra Norte de Mallorca. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, LXI, p. 421-424.

— (1945a).—Los sedimentos cretáceos de las Baleares. *Rev. de Menorca*, Mahón, p. 193-212.

— (1945b).—Los foraminíferos de concha arenácea de las margas burdigalienses de Mallorca. *Est. geol.*, II, p. 3-33 .

— (1946a).—Los sedimentos burdigalienses de las Baleares (Ibiza-Mallorca). *Est. geol.*, III, p. 21-112.

— (1946b).—Los foraminíferos de las margas vindobonienses de Mallorca. *Est. geol.*, III, p. 113-180.

— (1946c).—La geología del Cabo Pinar, Alcudia (Mallorca). *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. extr., p. 361-389.

— (1947a).—Estudios sobre la sedimentación profunda de las Baleares desde el Lías superior al Cenomanense-Turonense. *Inst. «Lucas Mallada»*, C. S. I. C., 147 p., 28 pl.

— (1947b).—Los foraminíferos fósiles de las facies pelágicas del Mioceno de España. *Est. geol.*, V, p. 131-170.

— (1951).—Notas estratigráficas y tectónicas sobre la Sierra Norte de Mallorca. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, XLIX, p. 45-71.

— (1951).—Estudios sobre las microfaunas de algunas cuencas marinas internas miopliocénicas de la Cordillera subbética. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, XLIX, p. 157-191.

— (1952a).—Los caracteres micropaleontológicos de algunas formaciones del Secundario de España. *Bol. Inst. Geol. y Min. España,* XLIV, p. 258-344, 14 pl., 3 fig.
— (1952b).—On the distribution and lithological importance of *Nannoconus*-limestones in the bathyal facies of the Lower Cretaceous of the Western Mediterranean. *Intern. Geol. Congr.,* Rep. 18. Sess. Great Britain, 1948, Pt. X, p. 83-91, Lonson.
— (1952c).—Aquitanian-Burdigalian diatom deposits of the North Betic strait. *Journ. Paleont. Ithaca,* USA, vol. 26, n.° 6, p. 867-885.
— (1954a).—La sedimentación pelágica de la isla de Maio (Arch. del Cabo Verde) y sus equivalentes mediterráneos (Malm-Neocomiense). *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.,* tomo extr. Homenaje E. Hernández Pacheco, p. 179-192.
— (1954b).—Estudio de las biozonas con Foraminíferos del Terciario de Alicante. *Bol. Inst. Geol. y Min. España,* LXVI, 279 p.
— (1955).—Jurassic-Cretaceous sediments of the Western Mediterranean zone and the Atlantic area. *Micropaleontology,* vol. 1, n.° 2, p. 109-123, New York.
— (1956a).—Sobre el origen de las areniscas cuarzosas del Lías medio de Mallorca. *Est. Geol.,* XXXI-XXXII, p. 273-286.
— (1956b).—Los foraminíferos del Burdigaliense de Mallorca. *Mem. Real Acad. Cien. y Art. Barcelona,* XXIII, n.° 5, p. 1-140.
— (1957a).—Biogeographia de las Baleares. La formación de las islas y el origen de su flora y de su fauna. *Est. Gen. Luliano Mallorca,* Ser. Cient., n.° 1, Palma de Mallorca, 568 p., 119 fig.
— (1957b).—El medio y la vida en las Baleares. *Publ. Inst. Biol. Aplicada,* Barcelona, vol. 27, p. 115-128.
— (1957c).—Sur les caractères de la sédimentation des géosynclinaux mésozoïques. *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), VII, p. 1167-1188.
— (1958).—The age of beds with *Miogypsina mediterranea* BRONN., on the Island of Majorca. *Micropaleont.,* New York, vol. 4, p. 347-362.
— (1959).—Sobre una nueva concepción de la sedimentación geosinclinal. *Las Ciencias,* Madrid, XXIV, n.° 1, p. 85-91.
— (1961).—La paléoécologie des lacs du Ludien-Stampien inférieur de l'île de Majorque. *Rev. Micropal.,* IV, n.° 1, p. 17-29.
— (1962).—Sur l'appauvrissement de la faune baléare. Le cas de *Rossmässleria* de l'île de Formentera. *Soc. Biogéographie,* p. 49-52.
— (1964a).—El Medio y la Vida en las Baleares. 292 p., 121 fig., Palma de Mallorca.
— (1964b).—La connaissance du Pléistocène baléare et l'origine de certains endémismes insulaires. *C. R. Soc. Biogéogr.,* p. 62-67.
— (1964c).—Estudios sobre la sedimentación costera balear (Mallorca y Menorca). *Mem. Real Acad. Cien. y Art. Barcelona,* XXXIV, n.° 15, p. 495-550, 24 fig., 1 pl.
— (1965).—Essai sur la biologie, la distribution géographique et stratigraphique des Tintinnoïdiens fossiles. *Ecl. geol. Helv.,* vol. 58, n.° 1, p. 319-334.
— (1967a).—Los depósitos lacustres del Burdigaliense superior de Mallorca. *Mem. Real Acad. Cienc. y Art. Barcelona,* XXXVIII, n.° 5, p. 327.
— (1967b).—Les lacs du Burdigalien supérieur de l'île de Majorque (Baléares) et le rôle des Mélosires (Diatomées) dans la formation de leurs varves. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), IX, p. 835-843.
— (1967c).—Sur l'interprétation des sédiments profonds de la zone synclinale baléare et subbétique (Espagne). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoécol.,* Amsterdam, 3, p. 299-310, 1 fig., 3 pl.
— (1968).—El Burdigaliense inferior, paralico, de la ladera Norte del Puig Mayor (Mallorca). *Mem. Real Acad. Cien.,* Madrid, sér. Cienc. Nat., t. XXIV, n.° 1, 44 p., 20 fig., 13 pl.
— (1969).—Sobre la presencia del Senoniense en los hechos finales de la serie geosinclinal, calizo-margosa de Mallorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares,* t. 15, p. 135-159, 10 fig.
— (1970a).—Estudio litológico y micropaleontológico del Lías de la Sierra Norte y porción central de la isla de Mallorca. *Mem. Real Acad. Cien. Exact., Fis. y Mat.,* Madrid, t. XXIV, 2, 88 p., 39 fig., 12 pl.
— (1970b).—Historia geológica de Mallorca. *Palma de Mallorca,* 96 p., 51 fig., 17 pl., 14 phot.
COLOM, G., et DUFAURE, P. (1962).—Présence de la zone à *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia dans le Lias moyne du Pla de Cuber (Majorque). *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.,* XLVII, p. 91-92.
COLOM, G., et ESCANDELL, B. (1960-1962).—L'évolution du géosynclinal baléare. Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot, t. I, p. 125-136, 15 fig., *Mém. h.-sér. Soc. géol. Fr.*
COLOM, G., et GAMUNDI, J. (1951).—Sobre la extensión e importancia de las «Moronitas» a lo largo de las formaciones aquitano-burdigalienses del estrecho nort-bético. *Est. Geol.,* VII, n.° 14, p. 331-386.
COLOM, G.; MAGNE, J., et RANGHEARD, Y. (1970).—Age des formations miocènes d'Ibiza (Baléares) impliquées dans la tectonique tangentielle. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 270, p. 1438-1440.
COLOM, G.; OLIVEROS, J. M., et ESCANDELL, B. (1960).—Temas geológicos de Mallorca. *Mem. Inst. Geol. y Min. España,* t. LXI, 407 p., nombr. fig.
COLOM, G., et RANGHEARD, Y. (1966a).—Les couches à Protoglobigérines de l'Oxfordien supérieur de l'île d'Ibiza et leurs équivalents à Majorque et dans le domaine subbétique. *Rev. Micropal.,* IX, n.° 1, p. 29-36.
— (1966b).—Microfaunes des calcaires du Muschelkalk d'Ibiza (Baléares). *Ann. Scient. Univ. Besançon,* 3è sér., Géol., fasc. 2, p. 33-35.
COLOM, G., et SACARES, J. (1968).—Hallazgo del Aquitaniense marino de Mallorca. *Acta Geol. Hisp.,* t. III, n.° 5, p. 135-137, 2 fig.
CONIL, R., et LYS, M. (1968).—Utilisation stratigraphique des Foraminifères du Dinantien. *Ann. Soc. Géol. Belg.,* t. 91, fasc. 4, p. 491-558.
COULON, C.; BOBIER, C., et DEMANT, A. (1972).—Contribution du paléomagnétisme à l'étude des séries volcaniques cénozoïques et quaternaires du Logudoro et du Bosano (Sardaigne nord-occidentale). Le problème de la dérive de la Sardaigne. Résumé. *Symp. sur la géodyn. Méditerr., XXIIIè Congr.-Assemblée de la C. I. E. S. M.,* Athènes.
COUVERING, Van, et MILLER, J. A. (1971).—Late Miocene Marine and Non-marine Time Scale in Europe. *Nature,* vol. 230, p. 559-563.
CRAMPON, N. (1971).—Etude géologique de la bordure des Mogods, du Pays de Bizerte et du Nord des Hédil (Tunisie septentrionale). *Thèse.* Nancy, 3 vol., ronéot.
CUERDA, J. (1955).—Notas paleontológicas sobre el Cuaternario de Baleares. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares,* t. 1-4, p. 59-70.
— (1957).—Fauna marina del Tirreniense de la Bahía de Palma. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares,* t. 3, p. 376, 5 tabl.
— (1965).—Données paléontologiques pour l'étude de la malacofaune terrestre des Baléares orientales. Rap. et proc. verb. *Symp. sur la géodyn. Méditerr., XXIIIè Congr.-Assemblée de la C. I. E. S. M.,* Athènes, vol. XVIII (2), p. 507-510.
CUERDA, J., et MUNTANER, A. (1952)—Nota sobre las playas cuaternarias con Strombus del Levante de la bahía de Palma. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares,* t. 2, p. 1-8.
— (1953).—Contribución al estudio de las terrazas marinas cuaternarias de Mallorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares,* t. 1, p. 13-15.
CUERDA, J., et MUNTANER-DARDER, A. (1960).—Nota sobre diversos niveles tirenienses localizados en las cercanías del Cap Orenol (Mallorca). *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares,* t. VI, fasc. 1-4, p. 33-46, 3 pl.
CUERDA, J., et SACARES, J. (1970).—Formaciones marinas correspondientes al límite plio-cuaternario y al pleistoceno inferior de la casta de Lluchmayor (Mallorca). *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares,* t. XV, p. 105-112.
CUERDA, J.; SACARES, J., et COLOM, G. (1969).—Hallazgo de terrazas pliocénicas, marinas, en la región de Lluchmayor (Mallorca). *Acta Geol. Hisp.,* t. IV, n.° 2, p. 35-37.
CUERDA, J., SACARES, J., et MERCADAL, B. (1966).—Nuevos yacimientos marinos del

Pleistoceno superior de Cala Santa Galdana (Menorca). *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, t. XII, fasc. 1-4, p. 102-105.
CUERDA, J.; SACARES, J., et DE MIRO, M. (1959).—Nota sobre un nuevo yacimiento cuaternario marino. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, t. V, p. 31-33.
CUMMINS, W. A. (1962).—The greywacke problem. Liverpool Manchester Geol. Journ. 3, p. 51-72.
CUVILLIER, J. (1951).—Corrélations stratigraphiques par microfaciès en Aquitaine occidentale. Leiden: E. J. Brill, p. 1-23, pl. 1-90.
— (1961).—Etude et utilisation rationnelle des microfacies. *Rev. Micropal.*, vol. 4, n.° 1, p. 3-6.
CUVILLIER, J., et BARREYRE, M. (1964).—Présence de Tintinnoïdiens dans le Viséen des Asturies. *Rev. Micropal.*, vol. 7, n.° 1, p. 80-81, 1 pl.
CUVILLIER, J.; BASSOULET, J. P., et FOURCADE, E. (1969).—Coprolithes du Jurassique et du Crétacé d'Espagne et de quelques autres régions. *Rev. Micropal.*, vol. 11, n.° 4, p. 183-190, 1 pl.
CUVILLIER, J., et DELOFFRE, R. (1964).—Organismes peu connus ou «incertae sedis» dans le Crétacé inférieur du Sud-Ouest de l'Aquitaine. *Rev. Micropal.*, vol. 7, n.° 1, p. 3-13, 2 fig., 4 pl.
CUVILLIER, J., et SACAL, V. (1963).—Présence de Tintinnoïdiens dans le Dévonien supérieur du Sahara septentrional. *Rev. Micropal.*, vol. 6, n.° 2, p. 73-75, 1 pl.
DANGEARD, L.; LARSONNEUR, C., et MIGNIOT, C. (1965).—Les courants de turbidité, les coulées boueuses et les glissements; résultats d'expériences. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 261, p. 2123-2126.
DANGEARD, L., et RIOULT, M. (1968).—Sur quelques apports récents de l'océanographie à la géologie. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* (2), X, 4, p. 311-328.
DAPPLES, E. C. (1967).—Diagenesis of sandstones, p. 91-125, 18 fig. *Developm. in sediment.* 8 Larsen, G.; Chilingar, G. V. Eds. Elsevier Publ., Amsterdam.
DAPPLES, E. C.; KRUMBEIN, W. C., et SLOSS, L. L. (1950).—The organisation of sedimentary rocks. *Journ. Sediment. Petrol.*, 20, n.° 1, p. 3-20.
DARDER, B. (1913).—Los fenómenos de corrimiento en Felanitx (Mallorca). *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, n.° 6, p. 3-9, 4 fig.
— (1913).—Nota preliminar sobre el Triásico de Mallorca. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, XII.
— (1914).—El Triásico de Mallorca. *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, n.° 7, 88 p.
— (1914).—Los Yesos metamórficos de Mallorca. *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, Madrid, p. 180.
— (1915).—Estratigrafía de la Sierra de Levante de Mallorca (región de Felanitx). *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, n.° 10.
— (1918).—Nota sobre la formación de Cordilleras por corrimientos. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, XVIII, p. 341-347.
— (1921).—Nota preliminar sobre la tectónica de la región de Artá (Mallorca). *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXI, p. 204-223.
— (1921).—Movimientos epirogénicos en Mallorca. *El Día.*
— (1924).—Sur l'âge des phénomènes de charriage de l'île de Majorque. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 178, p. 503.
— (1924).—Importancia práctica dels coneixements geológics. *Conferéncia donada a Sóller el 28 de Desembre de 1923 i publicada per l'Associació per la Cultura de Mallorca. Palma.*
— (1925).—Las aguas subterráneas aprovechables para el abastecimiento de la Ciudad de Palma. *Conferencia pronunciada en el Ayuntamiento de Palma de Mallorca el 10 de febrero de 1925. Palma, impr. Tous.*
— (1925).—La milonitización de las rocas de Mallorca. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*
— (1925).—Los deslizamientos de las tierras en Fornalutx (Mallorca). *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*
— (1925).—La tectonique de la région orientale de l'île de Majorque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 25, p. 245-278.

— (1925).—Estudio geológico de Sineu y Puig de Sant Onofre (región central de Mallorca). *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, n.° 34.
— (1926).—Les aigües subterránies de la regió d'Artà (Mallorca). *Ciencia*, I, n.° 10, Barcelona.
— (1926).—Nota preliminar sobre la tectónica de la región de Artá (Mallorca). *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXI., p. 204-223.
— (1927).—Contribución al estudio del descubrimiento de aguas subterráneas por medio de la varita de zahories. *Segon art. en Ibérica*, vol. XXVIII, 13.
— (1928).—Els petrolis a Mallorca. Algunes consideracions sobre la seva possible existéncia. *La Nostra Terra, Ciutat de Mallorca.*
— (1928).—Els factors geológics de la bellesa de Mallorca. *La Nostra Terra*, I, p. 137-142 (Palma de Mallorca).
— (1929).—Le relief et la tectonique de l'île de Majorque. *Géol. Méd. Occ.*, vol. I, part II, n.° 2, p. 79-100, pl. X-XXIII, 24 fig., 2 cartes.
— (1930).—Algunos fenómenos cársicos en la isla de Mallorca. *Ibérica*, XXXIII, n.° 818, p. 154. Barcelona.
— (1932).—Mapa geológic de les Serres de Llevant de l'illa de Mallorca, escala 1/50.000, édit. en dos fulls per l'Excma. *Diputació de Balears. Palma.*
— (1932).—Investigación de aguas subterráneas para usos agrícolas. *Salvat Edit.* Barcelona.
— (1933).—L'existéncia del Burdigalià a la Serra de Ferrutx (Artà). *Butl. Inst. Catalana Hist. Nat.*, XXXIII, n.° 1-3. Barcelona.
— (1933).—L'estructura de les Serres de Calicant i de Sa Font a la regió d'Artà. *Butl. Inst. Catalana Hist. Nat.*, XXXIII, n.° 1-3. Barcelona.
— (1945).—Estudio geológico del Sur de la provincia de Valencia y Norte de la de Alicante. *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, vol. LVII, 2 fasc., 837 p., 221 fig., 100 ph., 11 pl., 1 carte en coul. au 50.000.
DARDER, B., et FALLOT, P. (1925).—Observaciones geológicas en la región central de la isla de Mallorca. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, Madrid, vol. 25, p. 488-498.
— (1926).—La isla de Mallorca. Guía de la excursión C-V del XIV Congreso Geológico Internacional. Madrid. *Amb. edició francesa.*
DEBELMAS, J., et LEMOINE, M. (1964).—La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. *Inform. Scient.*, n.° 1, Paris, 33 p., 10 fig.
DEKKER L. VAN ROOIJEN, P., et SOEDIONO, H. (1966).—On the occurence of oolitic limestones, intercalated in pelagic Aptian-Albian marls in the Subbetic WNW of Lorca (prov. Murcia, Spain). *Geol. Mijn.*, 45, p. 301-309.
DELGADO, J. F. N. (1920).—Etude sur les fossiles des schistes à *Nereites* de San Domingos et des schistes à *Nereites* et graptolites de Barrances (ouvrage posthume). *Serv. Geol. Port.*, 56, 68 p., 51 pl. Lisbonne.
DEMANT, A. (1972).—Contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de la Sardaigne nord-occidentale. Le cycle «Andésitique Terminal». Région Mara-Romana. *Thèse 3è cycle.* Marseille. Inédit.
DENIZOT, G. (1930).—Sur un rivage quaternaire de l'île de Majorque et sur les derniers changements de la Méditerranée occidentale. *Assoc. Franç. Avanc. Sciences*, Alger, p. 177-180.
— (1935).—Observations sur le Quaternaire moyen de la Méditerranée occidentale et sur la signification du terme Monastirien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 35, p. 559-571.
DEPAPE, G., et FALLOT, P. (1928).—Les gisements de Burdigalien à plantes de Majorque. *Ann. Soc. géol. Nord*, LIII, Lille.
DEPERET, C., et FALLOT, P. (1921).—Sur l'âge des formations à lignite de l'île de Majorque. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 172, p. 790.
DERCOURT, J. (1970).—L'expansión océanique actuelle et fossile; ses implications géotectoniques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, p. 261-317.
DESIO, A. (1940).—Vestigia problematiche paleozoiche della Libya. *Ann. Mus. Libic. Stor. Natur.*, vol. 2, p. 47.

DESLONGCHAMPS, E. (1874).—Brachiopodes recueillis par M. de Verneuil dans le Lias de l'Espagne. *Bull. Soc. Linn. Normandie,* t. VII, p. 263 et suiv.
DEWEY, J. F. (1965).—Nature and origin of kink-bands. *Tectonophysics,* vol. 1, n.° 6, p. 459-494.
DEWEY, J. F., et BIRD, J. M. (1970).—Mountain Belts and the New Global Tectonics. *Journ. Geophys. Res.,* vol. 75, 14, p. 2625-2647.
DEWEY, J. F.; PITMAN, W. C.; RYAN, W. B., et BONNIN, J. (1973).—Plate tectonics and the Evolution of the Alpine System. *Geol. Soc. Amer.,* v. 84, p. 3137-3180, 19 fig.
DIDON, J. (1969).—Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale). *Thèse.* Paris, 3 tomes ronéot.
DIDON, J., et PEYRE, Y. (1964).—Sur deux dispositifs tectoniques remarquables dans les Cordillères bétiques à l'Ouest du méridien de Malaga (Andalousie). *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 259, p. 1988-1991, 5 fig.
DIENI, I.; MASSARI, F., et MOULLADE, M. (1963).—Sur quelques *Orbitolinidae* des calcaires à faciès «Urgonien» du Crétacé inférieur des environs d'Orossi (Sardaigne). *Bull. Soc. Paleont. italiana,* vol. 2, n.° 2, p. 3-8.
DIETRICH, R. V.; HOBBS, C. R. B., Jr., et LOWRY, W. D. (1963).—Dolomitization interrupted by silicification. *Journ. Sediment. Petrol.,* vol. 33, n.° 3, p. 646-663, fig. 1-19.
DIETZ, R. S, et HOLDEN, J. C. (1970).—Reconstruction of Pangaea: Breakup and Dispersion fo Continents, Permian to Present. *Journ. Geophys. Res.,* vol. 75, n.° 26, p. 4939-4956.
DOTT, R. H. (1963).—Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *Bull. A. A. P. G.,* 47, 1, p. 104-128, 19 fig., 3 tabl.
DOTT, R. H. (1964).—Wacke, graywacke and matrix, what approach to immature sandstone classification. *Journ. Sediment. Petrol.,* vol. 34, p. 625-632.
DOTT, R. H., et HOWARD, J. K. (1962).—Convolute lamination in non graded sequences. *Journ. Geol.,* 70, n.° 1, p. 114-121. A discussion by Holland, C. H., p. 658.
DREYFUSS, M. (1954).—Le Jura dans les mers du Jurassique supérieur; essai sur la sédimentation et la paléogéographie dans leurs rapports avec les déformations. *Mém. Soc. géol. Fr.,* nlle sér., XXXIII, fasc. 1, n.° 69, p. 1-62.
— (1955).—Influence de la subsidence sur la sédimentation. *Geol. Rundsch.,* Bd. 43, heft 2, p. 428-431.
DROOGER, C. W. (1956).—Transatlantic correlation of the Oligo-Miocene by means of Foraminiferes. *Micropaleontology,* vol. 2, n.° 2, p. 183-192.
— (1956).—Miogypsina at Puente Viejo, Spain. *Proc. Kon Ned. Akad. Wet. Amsterdam,* ser. B, LIX, n.° 1, p. 68-72, 1 fig.
DUBOURDIEU, G. (1962).—Le déplacement de l'Europe occidentale. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 254, p. 510-512.
DULEMBA, J. L. (1970).—Quelques remarques sur l'origine des canyons sous-marins situés au large des côtes Ouest de la Corse. *Geol. Rundsch.,* Bd. 59, p. 601.
DUMAS, B. (1966).—Les mécanismes d'élaboration des glacis d'après l'exemple du centre du Levant espagnol. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 262, p. 20-23.
DUPLAIX, S., et RANGHEARD, Y. (1970).—Etude des minéraux lourds de marnes triasiques, jurassiques, crétacées et miocènes d'Ibiza (Baléares). *Ann. Sc. Univ. Besançon,* 3è sér., Geol., fasc. 9, p. 3-5.
DUPUY DE LOME et SANCHEZ LOZANO, E. (1965).—El concepto del olistotromo y su aplicación a la geología del Subbético. *Bol. Inst. geol. y min. España,* LXXVI, p. 23-74.
DURAND DELGA, M. (1955).—Etude géologique de l'Ouest de la chaîne numidique. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie,* 2è sér., n.° 24, 533 p.
— (1956).—Regards sur la structure de l'Algérie septentrionale. *Geol. Symp. Hans Stille,* Stuttgart, p. 304-335.
— (1957).—Nouvelles données sur le Jurassique supérieur et le Crétacé Inférieur du Chénoua (Nord-Algérois). *Bull. Soc. géol. Fr.,* t. VII, p. 1129-1134.
— (1960).—Le sillon géosynclinal du flysch Tithonique-Néocomien en Méditerranée occidentale. *Rend. Acc. Lincei,* ser. VIII, XXIX, fasc. 6, p. 579-585.

— (1960).—Introduction à la séance sur les Cordillères bétiques. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), II, p. 263-266.
— (1961).—Paul Fallot (1889-1960), sa vie, son oeuvre. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), III, p. 216-243.
— (1964).—Essai sur la structure des domaines émergés autour de la Mediterranée occidentale. *Geol. Rundsch.,* Bd. 53, p. 534-535.
— (1966).—Titres et travaux scientifiques. Paris. *Impr. Priester,* 43 p., 6 fig.
— (1967).—Structure and geology of the Northeast Atlas Mountains. *In:* «Guide-Book to the geology and history of Tunisia». *Petr Explor. So. Libya,* 9 th Annual Field Conf., p. 59-83, Tripoli, Libye.
— (1968).—Coup d'oeil sur les unités malaguides des Cordillères bétiques (Espagne). *C. R. Acad. Sc.,* Paris, t. 266, p. 90-193.
— (1969).—Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. *Bull. Serv. Géol. Algérie,* n.° 9, Publ. Serv. géol. Algérie, nlle sér., n.° 39, p. 89-131.
— (1970).—Introduction à la séance sur les Cordillères bétiques. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), II, p. 263-266.
— (1971).—Les unités à Mesozoïque métamorphique d'El Milia à Texenna (Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIII, n.° 3-4, p. 328-337.
— (1972).—La courbure de Gibraltar, extrémité occidentale des chaînes alpines, unit l'Europe et l'Afrique. *24è I. G. C.,* Abst. p. 74-75 et *Ecl. geol. Helv.,* vol. 65, p. 267-278.
— (1973).—Impressions sur l'édifice alpin de Corse. *Livre jubilaire du Pr. Andrusov* (à paraître).
DURAND DELGA, M., et BUSNARDO, R. (1960).—Données nouvelles sur le Jurassique et le Crétacé inférieur dans l'Est des Cordillères bétiques (région d'Alcoy et Alicante). *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), XI, p. 278-287.
DURAND DELGA, M., et FONTBOTE, J. M. (1961).—Le problème de l'âge des nappes alpujarrides d'Andalousie. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.,* (2), III, p. 181-187.
DURAND DELGA, M., et FOUCAULT, A. (1967).—La Dorsale bétique, nouvel élément paléogéographique et structural des Cordillères bétiques, au bord sud de la Sierra Arana (province de Grenade, Espagne). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.,* p. 242.
— (1968).—Un élément de la Dorsale bétique: le Jabalcón (Province de Grenade, Espagne). *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), X, p. 65-74, 6 fig., 2 pl.
DURAND DELGA, M.; HOTTINGER, L.; MARÇAIS, J.; MATTAUER, M.; MILLARD, Y., et SUTER, G. (1960-62).—Données actuelles sur la structure du Rif. Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot, t. I, p. 399-422. *Mém. h.-sér. Soc. géol. Fr.*
DURAND DELGA, M., et MAGNE, J. (1957).—Observations sur le Crétacé supérieur du Chénoua (Nord-Algérois). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.,* n.° 13, p. 259.
— (1960).—Une coupe du Tertiaire prébétique de Benitachell (province d'Alicante, Espagne). *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), II, p. 302-307.
— (1961).—Présence d'Oligocène supérieur sous le front des nappes alpujarrides au Nord-Est de Grenade (Andalousie). *C. R. Acad. Sc. Paris,* t. 252, p. 559-561.
DURAND DELGA, M., et MATTAUER, M. (1959).—Les unités structurales externes de la «zone marno-schisteuse» du Rif septentrional. *C. R. Acad. Sci.* Paris, t. 248, p. 2364-2366.
— (1959).—Existence dans le Rif (Maroc) d'une nappe supérieure à matériel «numidien» (nappe du J. Sougna). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.,* p. 225-226.
— (1960).—Sur l'origine ultra-rifaine de certaines nappes du Rif septentrional (Maroc). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.,* p. 22.
DURR, S. (1967).—Geologie der Serrania de Ronda und ihrer südwestlichen Ausläufer (Andalusien). *Geol. rom.,* VI, p. 1-73.
DURR, S.; HOEPPENER, R.; HOPPE, P., et KOCKEL, F. (1960-1962).—Géologie des montagnes entre le Rio Guadalhorce et le Campo de Gibraltar (Espagne méridionale). Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot, t. I, p. 209-227, 2 fig., 2 pl., 1 carte. *Mém. h.-sér. Soc. géol. Fr.*
DZULYNSKI, S., et WALTON, E. K. (1965).—Sedimentary feathures of flysch and graywackes. *Developm. Sediment.,* 7, Elsevier Publ. Cy.

ECHAVARRI, A. (1966).—Etude pétrographique des tufs anthracifère et des roches associées, au sud de la région de Roanne (Loire). *Labo Pétro. Fac. Sc.* Paris, 1966, 164 p. Thèse 3e cycle.

EGELER, C. G. (1963).—On the tectonics of the eastern Betic Cordilleres (SE Spain). *Geol. Rundsch.*, 53, p. 260-269, 3 fig.

EGELER, C. G., et DE BOOY, T. (1960-1962).—Signification tectonique de la présence d'éléments du Bétique de Malaga dans le Sud-Est des Cordillères bétiques avec quelques remarques sur les rapports entre Bétique de Malaga et Subbétique. *Livr. Mém. Prof. Paul Fallot, Mém. hors-sér. S. G. F.*, I, p. 155-162, 2 fig., 1 pl.

EGELER, C. G., et SIMON, O. J. (1969).—Sur la tectonique de la Zone bétique (Cordillères bétiques, Espagne). *Verhandl. Kon. ned. Akad. Wet., Afd. Nat.*, (1), 15, n.° 3, 90 p., 16 fig., 3 pl.

EHRMANN, F. (1924).—Résumé stratigraphique et tectonique sur la Kabylie des Babors et les régions voisines. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie,* Trav. récents Collab., fasc. 1, p. 121-191, 25 fig.

ELLENBERGER, F. (1963).—Rabotage basal ou troncature basale? Réflexions sur les charriages cisaillants. *C. R Acad. S. C.*, t. 257, p. 468-471.

— (1970).—Quelques remarques historiques sur le concept de géosynclinal. *C. R. Acad. Sc.*, t. 271, p. 469-472.

ELIAS, J. (1922).—Relaciones tectónicas entre Cataluña y las Baleares. *Publicaciones de la Sección excursionista y de turismo del Centro Social Terrassa.*

ELLIOTT, G. F. (1968).—Permian to Palaeocene calcareous Algae (Dasycladaceae) of the Middle East. *Bull. British Museum* (Nat. hist.), Geology suppl., 4, 111 p., 24 pl., h. t., 15 fig.

— (1969).—Algues calcaires Codiacées fossiles d'Iraq nouvelles et peu connues. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), t. VI, p. 789-795.

EMBERGER, J. (1955).—Les Clypéines (Algues siphonées verticillées) des monts des Ouled-Nail, Atlas Saharien, Algérie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), t. V, p. 543-552.

— (1957).—Aperçu sur la répartition stratigraphique du genre *Clypeina* (Michelin). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 45-48.

EMRICH, G.; WOBBER, F. J. (1963).—A rapid visual method for estimating sedimentary parameters. *Journ. Sediment. Petrol.*, vol. 33, n.° 4, p. 831-843, fig. 1-4.

ENAY, R.; TINTANT, H., et RIOULT, M. (1971).—Kimméridgien. In «Les zones du Jurassique en France». *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 6.

ERHART, H. (1956).—La génèse des sols en tant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique. Biostasie et rhexistasie. Masson, Paris, *Coll. Evolution des Sciences,* n.° 8, 83 p.

ESCANDELL, B., et COLOM, G. (1960).—Sur l'existence de diverses phases de plissements alpins dans l'île de Majorque (Baléares). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 11, p. 267-272.

— (1960).—Sobre la existencia de una fase de contracciones tangenciales en Mallorca durante el Burdigaliense. Temas geológicos de Mallorca. *Mem. Inst. Geol. y Min.* España, LXI, p. 395.

— (1964).—Notas estratigráficas y paleontológicas sobre los depósitos flandrienses del Puerto de San Antonio Abad (Ibiza). *Notas y Com. Inst. Geol. y Min. España,* n.° 75, p. 95-118.

ESTADA, E. (1912).—Contribución al estudio del abastecimiento de aguas potables de la ciudad de Palma. *Palma, Tous.*

EWING, M.; LE PICHON, X., et EWING, J. (1966).—Crustal structure of the mind-ocean ridges: 4-Sediment distribution in the South-Atlantic and the Cenozoïchistory of the Mid-Atlantic Ridge. *Journ. Geoph. Res.*, vol. 71, 6, p. 1611-1636.

EWING, M., y PRESS, F. (1955).—Seismic measurements in Ocean Basins. *Journ. Mar. Res.*, vol. 14, p. 417-422.

FAHLQUIST, D. A. (1963).—Seismic refraction measurments in the western Mediterranean sea. *Inst. Techn. Massachusetts.* Thèse.

FAIRBRIDGE, R. W. (1957).—The dolomite question. Regional aspects of carbonate deposition, a symposium with discussions. *Soc. Econ. Pal. Mineral.*, Spec. Publ., número 5, Tulsa.

FALLOT, P. (1910).—Sur quelques fossiles pyriteux du Gault des Baléares. *Trav. Géol. Univ. de Grenoble,* p. 33, pl. 3.

— (1914).—Sur la stratigraphie de la Sierra de Majorque. *C. R. Acad. Sc.*, CLVIII, 817.

— (1914).—Sur la tectonique de la Sierra de Majorque (Baléares). *C. R. Acad. Sc.*, t. 158, p. 645.

— (1916).—Sur la présence de l'Albien dans la Sierra de Majorque. *C. R. Acad. Sc.*, t. 157, p. 838.

— (1917).—Sur la Géologie -e l'île d'Ibiza (Baléares). *C. R. Acad. Sc.*, t. 164, p. 103-104.

— (1917).—Sur la tectonique d'Ibiza (Baléares). *C. R. Acad. Sc.*, t. 164, p. 186-187.

— (1918).—Au sujet de l'âge des phénomènes de charriage de la chaîne bétique. *C. R. somm. S. G. F.*, 16, p. 168.

— (1920).—Observations sur les phénomènes de charriage du centre de la Sierra de Majorque (Iles Baléares). *C. R. Acad. Sc.*, t. 170, p. 739.

— (1920).—Sur l'extension des phénomènes de charriage dans la Sierra de Majorque. *C. R. Acad. Sc.*, t. 170, p. 848.

— (1920).—Observations nouvelles sur la tectonique de la Sierra de Majorque. *Trav. Lab. Géol. Univ. de Grenoble,* t. XXXII, n.° 2, p. 389-396.

— (1920).—La faune des marnes aptiennes et albiennes de la région d'Andraitx. *Trab. Mus. Nacion. Cienc. Nat.*, Ser, Géol., n.° 26, p. 68, fig. 25, pl. 3.

— (1922).—Etude géologique de la Sierra de Majorque. *Thèse Paris, Imp. Béranger,* p. 480, fig. 214, pl. 18.

— (1922).—Carte géologique de la Sierra de Majorque au 1/50.000. 3 feuilles. *Soc. Franc. de Stéréotopogr.*, Paris.

— (1923).—Le problème de Minorque. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (4), XXIII, p. 3-44, 4 pl.

— (1923).—Esquisse morphologique des îles Baléares. *Revue de Géographie alpine,* XI, fasc. 2, p. 421-448, 4 fig., Grenoble.

— (1923).—A travers la Sierra de Majorque. *La Géographie Paris.*

— (1925).—Au sujet de la téctonique des Baléares. *Comptes Rendus Somm. Géol. Fr.*

FALLOT, P., et DARDER PERICAS, B. (1925).—Observaciones geológicas en la región central de la isla de Mallorca. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*

— (1926).—Au sujet de la tectonique des Baléares et de la chaîne Ibérique. *C. R. somm. S. G. F.*, 10, p. 105-107.

— (1926).—Remarques au sujet des récents travaux de M. Darder sur la géologie de Majorque. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXVI, n.° 2, p. 115-132.

— (1926).—Sur la tectonique de la bordure méridionale des bassins de l'Ebre et des montagnes du littoral méditerranéen, entre Tortosa et Castellon. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 182, p. 226-228.

— (1928).—Sur l'âge des plissements dans la partie Est de la chaîne bétique. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 163-164.

— (1930).—Etat de nos connaissances sur la structure des chaînes bétique et subbétique. *Libr. Jubilaire S. G. F.*, p. 279-305. Rectification dans: *C. R. somm. S. G. F.*, p. 66, 1931.

— (1932).—Essai de définition des traits permanents de la paléogéographie secondaire dans la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), II, p. 533-552.

— (1930-1934).—Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles. *Géol. Méd. Occid.*, IV, 2e part., n.° 1. Introduction (mai 1931), p. 1-8, 1 fig., 1 pl., I. Le Trias (déc. 1931), p. 9-28, 1 dépl. II. Le Lias (déc. 1932), p. 29-64, 2 fig., 2 pl. III; Le Dogger (août 1933), p. 65-72; IV. Le Jurassique supérieur (juin 1934), p. 73-118, 12 fig., 3 dépl.

FALLOT, P. (1932).—La question de Minorque. Rapports stratigraphiques entre les îles Baléares et la zone subbétique. *Etud. Géol. Médit. Occid.*, vol. II, Barcelona.

— (1932).—Sur les connexions de la série à facies alpin identifiée entre la Sierra Sagra et Alicante. *C. R. Acad. Sc.*, t. 194, p. 1364-1366.
— (1933).—L'enllaç de Menorca amb les cadenes alpines. *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, vol. XXXIII, n.° 6-7, p. 316-321.
— (1934).—Sur les connexions de la chaîne ibérique. *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, vol. 33, n.° 8-9.
— (1942).—Remarques au sujet du Trias des Kabylies. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n.° 15, p. 185.
— (1942).—Observations sur le Trias d'Algerie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), t. XII, p. 57-71.
— (1943).—El sistema cretácico en las Cordilleras béticas. *Mem. Inst. Lucas Mallada*, C. S. I. C., 110 p.
— (1944).—Observations sur la tectonique de la zone subbétique dans la province de Murcie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), XIV, p. 11-28.
— (1944).—Sur le rôle des ablations basales dans la nappe subbétique. *C. R. Acad. Sc.*, t. 218, p. 240-241.
— (1944).—Les phases orogéniques dans l'ensemble des Cordillères bétiques. *C. R. Acad. Sc.*, t. 219, p. 337-338.
— (1944).—Tectonique hercynienne et tectonique alpine. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), XIV, p. 99-102.
— (1944).—Sur la répartition des Pachyodontes Urgoniens dans le Sud de l'Espagne. *C. R. Somm. des séances de la Société de Biogéographie.*
— (1945).—Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el Río Guadiana Menor. *Mem. Inst. Lucas Mallada*, C. S. I. C., p. 719.
— (1945).—Le problème de Minorque. *C. R. Acad. Sc.*, t. 220, p. 563-565.
— (1948).—Les Cordillères bétiques. *Est. Géol.*, IV, p. 83-172.
— (1949).—Les chevauchements intercutanés de Roya (A.-M.). *Ann. Hébert et Haug*, VII, p. 162-168.
— (1959).—Dernier coup d'oeil sur la Méditerranée occidentale. *Leçons 1959-60*, 493 p. ronéotypées, 103 fig.
— (1959).—La géologie profonde du bassin du Pô et le mystère de celui du Guadalquivir. *Est. Géol.*, XV, p. 155-162, 1 dépl.
— (1960).—Résumé des leçons données en 1959-60 (dernier coup d'oeil sur la Méditerrannée occidentale). *Ann. Collège de France*, LX, p. 93-110.
— (1960).—Le problème de l'espace en tectonique. Festschrift zum 70. Geburtstag von Ernst Kraus. *Abh. Deutsch Ak. Wiss. Berlin*, p. 48-58.
FALLOT, P., et BATALLER, R. (1931).—Observations au sujet de divers travaux récents sur le bas Aragon et la chaîne Ibérique. *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, vol. XXXI, n.° 1, p. 1-11.
FALLOT, P., et DARDER, B. (1925).—Observaciones geológicas en la región central de la isla de Mallorca. *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXV, p. 488-498.
FALLOT, P.; FAURE-MURET, A.; FONTBOTE, J.-M., et SOLE SABARIS, L. (1960).—Estudios sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada «Mischungszone». *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, LXXI, p. 347-557, 4 dépl., 2 cartes, 65 fig.
FALLOT, P., et JEREMINE, E. (1932).—Remarque sur une variété nouvelle de Jumillite et sur l'extension des laves de ce groupe. *C. R. Congr. Soc. Sav., Paris Cetc. Sc.*, p. 109-121.
FALLOT, P., et SOLE SABARIS, L. (1956).—Sur la géologie du Jabalcón (Prov. de Grenade, Espagne). *C. R. Acad. Sc.*, t. 242, p. 1930-33.
— (1957).—Observaciones geológicas sobre el Jabalcón (Prov. de Granada). *Mem. y Com. Inst. Geol.* Prov., Barcelone, t. 16, p. 7-18.
FALLOT, P.; SOLE SABARIS, L.; COLOM, G., et BIROT, P. (1950).—Sur le Néogène des bassins du Guadiana Menor et de Baza. *C. R. Acad. Sc.*, t. 230, p. 1717-1720.
— (1950).—Sur l'âge des couches de Baza et de la formation de Guadix (Province de Grenade). *C. R. Acad. Sc.*, t. 231, p. 504-507.
FALLOT, P.; SOLE SABARIS, L., et LEMOINE, M. (1954).—Observations sur le Trias bétique et ses algues calcaires. Introduction géologique par MM. P. FALLOT et L. SOLE SABARIS. Algues calcaires par M. M. LEMOINE. *Mem. Com. Inst. Géol. Prov.*, Barcelona, XI, p. 23-60, 11 fig., 5 pl.
FALLOT, P., et TERMIER, H. (1921).—Sur l'extension verticale du faciès marneux à Céphalopodes pyriteux dans l'île d'Ibiza. *C. R. Acad. Sc.*, t. 173, p. 91-94.
— (1923).—Ammonites nouvelles des îles Baléares. *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, n.° 32, p. 85, 32 fig., 6 pl.
FAHLQUIST, D. A., et HERSEY, J. B. (1969).—Seismic refraction measurements in the western Mediterranean Sea. *Bull. Inst. Oceanogr. Monaco*, vol. 67, n.° 1386, 52 p., 20 fig.
FARINACCI, A. (1964).—Sulla posizione sistematica e stratigrafica di *Protopeneroplis striata* Weynschenk 1950 (Foraminifera). *Geol. Rom.*, III, p. 41-48, 5 fig.
FAURA et SANS, M. (1919).—L'avenc de Son Pou. *«Espeleologia i Agricultura»*. Barcelona, p. 226.
— (1926).—XIV Congreso geológico internacional Guía C-6; Cuevas de Mallorca, p. 78, 14 lám., 4 planos y secciones *Madrid.*
FAVRE, C. A. (1960).—Observations géologiques sur la région centrale de Majorque. *Archives des Sciences*, Genève, vol. 13, fasc. 4, p. 571-573.
FEIST, R., et SCHONLANB, H. P. (1973).—Le passage siluro-dévonien dans la Montagne Noire oriental. *C. R. Acad. Sc.*, t. 276, n.° 8, p. 1267.
FELGUEROSO COPPEL, C., et RAMIREZ DEL POZO, J. (1970).—Estratigraphia del Jurasico en la zona de Teruel-Morella (Maestrazgo). *Cuad. Geol. Iber.*, t. II.
FERNEX, F. (1962).—Les unités de la sierra de Enmedio près de Puerto Lumbreras, Espagne méridionale. *Arch. Sci.*, XV, p. 363-373.
— (1964).—Sur le jeu de la tectonique postérieure aux nappes dans l'Est des Cordilleres bétiques. *Arch. Sc.*, Genève, 17, 1, p. 39-45.
— (1968).—Tectonique et paléogéographie du bétique et du Pénibétique orientaux. Transversale de la Paca-Lorca-Aguilas (Cordillères bétiques, Espagne méridionale). *Thèse Paris*, 983 p. ronéot.
FERNEX, F.; IAWORSKY, G.; POUTIERS, J., et RENAULT, J. P. (1972).—Comparaison entre l'évolution géodynamique de la région du Nord de la Mer d'Alboran et des bordures de la mer ligurienne depuis l'Eocène. *Résumé. C. I. E. S. M., Athènes.*
FERNEX, F.; LORENZ, M., et MAGNE, J. (1965).—A propos de l'âge de mise en place des nappes bétiques (Espagne méridionale). *C. R. Acad. Sc.*, t. 260, p. 933-936.
FERNEX, F.; LUCAS, J., et SEZE, R. (1963).—Sur les minéraux argileux de quelques échantillons du Trias de l'Est des Cordillères bétiques (Espagne méridionale). *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, t. 16, Fasc. 4, p. 204-211.
FERNEX, F.; MAGNE, J., et MONGIN, D. (1967).—The palaeogeography of the eastern betic ranges of southern Spain during the Caenozoic. *Systematics Association Publication*, número 7, *Aspect of Tethyan Biogeography*, p. 239-246.
FERNEX, F., et MAGNE, J. (1969).—Essai sur la paléogéographie des Cordillères bétiques orientales (Espagne méridionale). *Bol. Geol. y Min.*, LXXX, p. 203-211, 2 fig.
FERNEX, F., et SZEP, B. (1972).—Le bassin ponto-pliocène à l'Est de la Province de Murcia (Espagne) et le problème du prolongement du système orogénique bétique vers l'Est en mer. *Bull. Soc. géol. Fr.*
FERRER, J. (1907).—Notas geológicas: relación entre las islas Baleares y las tierras que la rodean. *Rev. de Menorca*, p. 193, Mahón.
FLANDRIN, J., et LAMBERT, A. (1942).—Sur le Trias du Massif du Chenova. *C. R. Acad., Sc.*, t. CCXIV, p. 626.
FOLK, R. L. (1959).—Pratical petrographic classification of limestones. *Bull. Amer. Ass. Petr. Geol.*, 43, p. 1-38.
FORSYTH MAJOR (1904).—Exhibition of, and remarks upon some remains of *Anthracotherium* from Majorca. *Proc. of the Zool. Soc. of London*, vol. I, pp. 456-458.
FONTBOTE, J. M., et GARCIA-DUEÑAS, V. (1968).—Essai de systématisation des unités subbétiques allochtones dans le tiers central des chaînes bétiques. *C. R. Acad. Sc.*, t. 266, p. 186-189.

FONTSERE, E. (1918).—Notas sueltas de Sismología balear. «*Publicaciones de la Sección de Ciencias Naturales de la Universidad de Barcelona*».

FOUCAULT, A. (1960-1962).—Problèmes paléographiques et tectoniques dans le Prébétique et le Subbétique sur la transversale de la Sierra Sagra (province de Grenade, Espagne). *Livr. Mém. Prof. Paul FALLOT*, Mém. Hors-sér. S. G. F., I, p. 175-182, 4 fig.

— (1971).—Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (prov. de Jaen et de Grenade, Espagne méridionale). *Thèse Paris*, 633 p. ronéot., 193 fig.

FOUCAULT, A., et PAQUET, J. (1970).—La structure de l'Ouest de la Sierra Arana (prov. de Grenade, Espagne). *C. R. Acad. Sc.*, t. 271, p. 16.

— (1971).—Sur l'importance d'une tectonogénèse hercynienne dans la région centrale des Cordillères bétiques. *C. R. Acad. Sc.*, t. 272, p. 2756.

FOURCADE, E. (1970).—Le Jurassique dans la partie orientale des Cordillères bétiques: les confins du Prébétique et des chaînes ibériques entre le Rio Mundo et le Rio Jucar (stratigraphie zones de Foraminifères et paléogéographie). *Cuad. Geol. Iber.*, t. II.

— (1971).—Le Prébétique de la région de Hellín-Villena. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XC, fasc. 4, p. 351-357, 6 fig.

FOURCADE, E.; JAFFREZO, M.; JEREZ, L., y RODRIGUEZ, D. (1972).—El Jurásico terminal y el Cretácico inferior de la Sierra de la Muela (Prov. de Murcia). Consideraciones sobre las biozonas con Foraminíferos del Albense-Aptense del Sureste de España. *Rev. Esp. de Micropal.*, núm. extr., p. 215-248.

FOURCADE, E., et NEUMANN, M. (1966).—A propos des genres *Labyrinthina* Weynschenk 1961 et *Lituosepta Cati, 1959. Rev. Micropal.*, vol. 8, n.° 4, p. 233-239.

FOURMARIER, P. (1926).—Quelques observations sur l'ornamentation naturelle de deux grottes de l'île de Majorque. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, Bulletin XLIX, 320-322, Liège, Reproduit intégrament en la llengua original a la G. M. O., II 5a part., n.° 41.

— (1928).—Algunes observacions sobre la tectonica de l'illa de Mallorca. «Cienca», agost 1927, Barcelona. Traduïda del catala al castella, publicada a «*Notas y comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*», vol. I, n.° 1 (Madrid, 1928). Traduccio francesa de l'autor, publicada a la G. M. O., II, Part, 5a, n.° 42.

— (1962).—Les déformations mineures des roches dans les chaînes plissées de la zone méditerranéenne. *Livre à la mémoire du prof. P. FALLOT*, I, p. 57-83, *Mém. h.-s. Soc. Géol. Fr.*

FREEMAN, T. (1972).—Sedimentology and dolomitization of Muschelkalk carbonates (Triassic) Iberian Range. Spain. *A. A. P. G. Bull.*, p. 434-453.

FRIEDMAN, G. M., y SANDERS, J. E. (1970).—Coincidence of High Sea Level with cold climate and low sea level with warm climate. Evidence from Carbonate Rocks. *Bull. Géol. Soc. Am.*, 81, 8, p. 2457, 2458.

FREUND, R.; SAK, I., y GARFUNKEL, Z. (1968).—Age and rate of the sinistral movement along the Dead Sea rift? *Nature*, vol. 220, n.° 5164, p. 253-255, 3 fig.

FUNNEL, B. M., y SMITH, A. G. (1968).—Opening of the atlantic ocean. *Nature*, 219, (51-61), p. 1328-1333.

GAERTNER, H. R. von (1937).—Montagne Noire und Massiv von Mouthoumet als Teile des südwesteuropäischen Variszikums. Beitr. Zur Geol. der west. Mediterranäengebiete, n.° 18. *Abh. der Gesell. der Wissen. Göttingen*, Math. Phys. Bd. 3, n.° 17, p. 360.

GAGNY, C. (1962).—Caractères sédimentologiques et pétrographiques des schistes et grauwackes du culm dans les Vosges méridionales. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 15, fasc. 4, p. 139-160, Strasbourg (1961).

GAIBAR PUERTAS, C. (1970).—La cobertura sedimentaria de la isla de Alborán (Almería). *Bol. Geol. y Min. España*, LXXXI, IV, p. 39.

GALLEGOS, J. A. (1972).—Los Alpujárrides al NW de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). *Cuadernos de Geología*, vol. II, fasc. I, p. 3-14.

GARRISSON, R. R., et FISCHER, A. G. (1969).—Deep water limestones and radiolarites of the Alpine jurassic. In Depositional environment of Carbonate Rocks. *Soc. Econ. Pal. Min. Spec. paper*, 14, p. 20-54.

GAUTIER, F. (1968).—Sur la stratigraphie et les faciès du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur au Nord de Teruel (Espagne). *C. R. Somm. S. G. F.*, p. 43-45.

GAUTIER, F., et VIALLARD, P. (1966).—Sur la Jurassique terminal et le Crétacé du Nord de la province de Valence (Espagne). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 262, p. 432.

GAUTHIER, J. C. (1971).—Présence de *Chapmanina gassinensis* (Silvestri, 1905) dans l'Oligocène de l'Ile de Palma de Mallorca (Espagne). *Bull. Centre Rech. Pau SNPA*, 5, 2, p. 203 à 212.

GEEL, T. (1967).—The relation between the Betic of Malaga and some post-eocene formations in the area la Fuensanta. La Parroquia (Province de Murcia, Spain). *Geol. en Mijn.*, vol. 46, p. 400-405.

GIGNOUX, M. (1954).—Pliocène et Quaternaire marins de la Méditerranée occidentale. *C. R. XIX Congr. Géol. Intern., 1952, Alger*, fasc. XV, p. 249-258.

GIGNOUX, M., et FALLOT, P. (1927).—Contribution à la connaissance des terrains néogènes et quaternaires marins sur les côtes méditerranéennes d'Espagne. *C. R. XIVè Congr. Géol. Intern.*, 1926, p. 416-515, 39 fig.

GIRDLER, R. W. (1968).—Drifting and rifting of Africa. *Nature*, 1968, 217, p. 1102-1106.

GLAÇON, G., et REHAULT, J. P. (1973).—Le Messinien marin de la pente continentale ligure (—1 750 m.) (Italie). *C. R. Acad. Sc.*, t. 277, p. 625-628.

GLANGEAUD, L. (1951).—Interprétation tectono-physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), I, p. 735-762.

— (1953).—Tectonique comparée des nappes de glissement dans le Jura bressan et diverses régions méditerranéennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), III, p. 697-702.

— (1956).—Corrélation chronologique des phénomènes géodynamiques dans les Alpes, l'Apennin et l'Atlas Nord-africain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), VI, p. 867-891.

— (1957-59).—Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.*, 2ème série, vol. I, p. 200-220, vol. II, p. 197-204.

— (1959).—Caractères tectono-physiques de la Méditerranée occidentale. *In* La topographie et la géologie des profondeurs océaniques. *Colloque du C. N. R. S.*, Villefranche-sur-Mer, p. 209-211.

— (1961).—Paléogéographie dynamique de la Méditerranée et de ses bordures. Le rôle des phases pontoplioquaternaires. *In* Océanographie géologique et géophysique de la Méditerranée occidentale. Colloque du *C. N. R. S.* Villefranche-sur-Mer, p. 125-165.

— (1962).—Les transferts d'échelle en géologie et en géophysique. Application à la Méditerranée occidentale et aux chaînes péripacifiques. *B. Soc. Géol. Fr.*, (7), IV, p. 912-961.

— (1966).—Les grands ensembles structuraux de la Méditérranée occidentale d'après les données de Géomède I. *C. R. Acad. Sc.*, t. 262, serie D, p. 2405-2408.

GLANGEAUD, L.; ALINAT, J; AGARATE, C.; LEENHARDT, O., et PAUTOT, G. (1967).—Les phénomènes ponto-quaternaires dans la Méditerranée occidentale d'après les données de Géomède I. *C. R. Acad. Sc.*, t. 264, p. 208-211.

GLANGEAUD, L., et OLIVE, PH. (1970).—Estructures mégamétriques de la Méditerranée. Evolution de la Mésogée de Gibraltar à l'Italie. *C. R. Acad. Sc.*, t. 271, serie D, p. 1161-1166.

GOMEZ LLUECA, F. (1919).—El Mioceno marino de Muro (Mallorca) (Trab. del Mus. Nacional de Cienc. Nat. Ser. Geol. n.° 25).

— (1920).—Sur la géologie de Cabrera, Conejera et autres îles voisines. *C. R. Acad. Sc.*, t. CLXXI, p. 1158.

— (1929).—Contribución al conocimiento de la geología de las islas de Cabrera, Conejera y otras próximas. *Mem. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. homenaje a I. Bolívar, fasc. I, p. 85-103.

GONZALEZ-DONOSO, J M. et VERA, J. (1968).—Sur la présence de terrains post-tectonique antéburdigaliens au bord sud-ouest du bassin de Guadix (Cordillères bétiques, Espagne) *C. R. Acad. Sc.*, t. 266, p. 49.

GORSLINE, D. J., et EMERY, K O. (1959).—Turbidity current deposits in San Pedro and Santa Monica Bassins of Southern California. *Bull. Geol. Soc. AM.,* 70, p. 279-290.
GRANT-MACKIE, J. A., et LOWRY, D. C. (1964).—Submarine slumping of Norian strata. *Sedimentology, 3,* p. 296-317.
GRAND, N. K. (1972).—Comments on paper by X. Le Pichon and D. E. HAYES, «Marginal Offeets, Fracture Zones, and the Early Opening of the South Atlantic». *Journ. Geophys.* Re., vol. 77, 17, p. 3171-3173.
GRASSET DE SAINT-SAUVEUR (1807).—Voyage dans le îles Baléares et Pithiuses fait dans les années 1801, 1802, 1803, 1804 et 1805. *Paris L. COLLIN, La Haya. Immerzeel.*
GUBLER, Y. (1966).—Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires. 291 p. Editions Technip. (sous la direction de Y. Gubler).
GUBLER, Y.; MALDIDIER, C.; MOUTERDE, R.; PETITEVILLE, P.; RICHE, P,; RIVIER, F., et RIVOIRARD, S. (1960). Lias dauphinois et Lias provençal. *Coll. sur Le Lias français.*
GUBLER, Y.; SCHNEEGANS, D., et VATAN, C. (1943).—Rythmes de sédimentation dans les zones de Nalsen, du Pech de Foix et de l'Oreuilhe (Ariège) pendant les temps crétacés. *Bull. Soc. géol. Fr.,* V, 13, p. 299-331.
GUTNIC, M., et MOULLADE, M. (1967)—Données nouvelles sur le Jurassique et le Crétacé inférieur du Barla Dag au Sud de Senirkent (Taurus de Pisidie, Turquie). *Bull. of the Mineral Research and Exploration, Institut of Turkey,* n.° 69.
HAANSTRA, U. (1935).—Geologie von Ost-Ibiza (Balearen). *Thèse,* Utrecht, p. 1-62.
HAIME, J. (1855).—Notice sur la géologie de l'île de Majorque. *Bull. Soc. géol. Fr.,* t. XII, p. 734-752.
HAUG, E. (1927).—*Traite de Géologie* Paris A. Colin 4ème éd., p. 703, 872, 988, 1032, 1069, 1211, 1508, 1551, 1655, 1865.
HEEZEN, B. C. (1959).—Dynamic processes of abyssal sedimentation; érosion, transportation and redeposition on the deep sea floor. *Geophys. Journ.,* London, vol. 2, p.142-163.
HEEZEN, B. C., et DRAKE, C. L. (1964).—Grand Banks slumps. *Bull. A. A. P. G.,* 48, 2, p. 221-233.
HEEZEN, B. C.; GRAY; SEGRE, et ZARUDSKI (1971).—Tyrrhenian Sea: Evidence for subsidence of a continental terrain. *Nature,* n.° 5283, vol. 229, p. 327.
HEEZEN, B. C., et HOLLISTER, C. (1964).—Deep-Sea current evidence from abyssal sediments. *Marine Geol.* 1, p. 141-174.
HEEZEN, B. C., et JOHNSON, G. L. (1969).—Mediterranean under current and micro physiography west of Gibraltar. *Bull. Inst. Océanogr. Monaco,* vol. 67, n.° 1382, 95 p., 33 fig.
HEDBERG, H. D. (1970).—Stratigraphic Boundaries. A Reply. *Ecl. Geol. Helv.,* vol. 63, n.° 2, p. 673, 2 fig.
HEINZ, R. (1936).—Las Inocerámidos de Alicante, Valencia y Baleares. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.,* XXXVI, p. 91.
HERMES, J. J., et KURHRY, B. (1969).—Remarks on the age of emplacement of the Betic of Malaga in the Sierra Espuña, Spain. *Geol. en Mijn.,* vol. 48 (1), p. 72-74.
HERMITE, H. (1878).—Observations géologiques sur les îles Majorque et Minorque. *C. R. Acad. Sc.,* t. 88, p. 1097.
— (1879).—Etudes géologiques sur les îles Baléares (Majorque et Minorque). *Thèse,* Paris, 357 p., 60 fig. 4 pl.
— (1879).—Note sur la position qu'occupent à Majorque les *Terebratula dyphya et Janitor. Bull. Soc. géol. Fr.* (3), VII, 1879, p. 207-209.
— (1879).—Description de quelques fossiles nouveaux des îles Baléares. *Compte-Rendu Somm.; Soc. géol. Fr.,* p. 40
— (1879).—¿Es posible obtener aguas ascendentes en Mallorca? *«El Porvenir Balear»,* Palma n.° 15.
— (1879).—Los pozos artesianos en Mallorca. *Trad. de D. Antonio Jaume y Garaye.* Palma.
HERSEY, J. B. (1965).—Sedimentary basins of the Mediterranean Sea. *Proc. 70th. Symp. Colston Res. Soc.,* Bristol, p. 75-91.
HILL, M. L., et DIBBLER, T. W. Jr. (1953).—San Andreas, Garlock and Big Pine Faults (California). *Bull. Géol. Soc. Amer.,* vol 64.

HINZ, H (1972).—Result of seismic refraction investigations (project ANNA) in the western Mediterranean sea, south and north of the island of Mallorca. *Bull. Centre Rech. PAU-SNPA,* 6, 2, p. 405-426.
HOERNES, R. (1905).—Eine geologische Reise durch Spanien *(Mitt. Natur. Verein f. Steiermark,* Graz., p. 318. Untersuchungen der jungeren tertiär alblagerungen des westlichen Mittelmeeres *(Sitz. der Kgl. Ak. der Wissensch. in Wien.,* Bd., 114, p. 637-660, ibid., p. 737.
HOLLISTER, J. S. (1934).—Die stellung der Balearen in variscischen und alpinen Orogen. *Abh. Ges. Wiss. Gött. Math. Phys. Kl.,* III F, H. 10, p. 121-154, 17 fig., 5 pl.
HSU (1964).—Cross Laminations in graded bed sequences. *Journ. Sediment Petrol,* vol. 34, n.° 2, p. 379-388.
HSU, and RYAN, W. B. F. (1972).—Comments on the crustal structure of the balearic Basin in the light of the deep sea drilling in the Mediterranean. *Bull. Centre Rech. PAU-SNPA,* 6, 2, p. 427-430.
IBAÑEZ (1871).—Descripción geodésica de las islas Baleares. Madrid.
ILLING, L. V. (1954).—Bahaman calcareous sands. *Amer. Ass. Petr. Geol., Bull.,* vol. 38, n.° 1, p. 1-95.
JACQUIN, J. P. (1970).—Contribution à l'étude géologique et minière de la Sierra de Gador (province d'Alméria, Espagne). *Thèse,* Nantes, 27, 501 p., 234 fig., cart. géol. et pl.
JEANNET, A. (1934).—Sur quelques Echinides crétacés d'Ibiza (Baléares). *Ecl. Géol. Helv.,* XXVII, 2, p. 387-388.
— (1935).—Sur deux Echinides irréguliers du Crétécé inférieur d'Ibiza (Baléares). *Kon. Akad. Wetensch. Amsterdam,* XXXVIII, n.° 2, p. 180-185.
R. DE JOLY (1929).—Explorations Spéléologiques à Majorque. *Extrait de la Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique.* Paris.
R. DE JOLY, et DENIZOT, G.— Note sur les conditions d'établissement des grottes du Dragon, Région de Manacor (Majorque, Baléares). *C. R. somm. géol. Fr.,* 5, p. 65-66.
JOHNSTON, N. J. (1927).—Geological notes on Spain and Majorque. *Proceed. Liverpool Geol. Soc.,* vol. 14, p. 340-342.
JONES, TH (1939).—The Geology of the Colwyn Bly district: a study of submarine slumpig during the Salopian period. *The Quarterly journal,* 95, p. 335.
JONG, K. A.; MANZONI, M., et ZIJDERVELD, J. D. A. (1969).—Paleomagnetism of the Alghero Trachyandesites. *Nature,* 224, p. 67-69.
KIEKEN, M. (1972).—Tectonique d'écoulement et subsidence. Vitesee d'écoulement des nappes. *24 th IGC,* sect. 3, p. 570-578.
KLINGE, H., et MELLA, A. (1957).—Bosquejo del mapa de suelos de las Baleares. *Breve reseña Folleto.* Madrid.
— (1958).—Los suelos de las Baleares. *Ann. de Edafología y Fisiología vegetal,* vol. 17, 1.
KOCKEL, F., et STOPPEL, D. (1962).—Neue Conodontenfunde und Profile im Paläozoikum von Malaga (Südspanien). *Geol. Jb.,* 81, p. 413-480.
— (1962).—Nuevos hallazgos de Conodontos y algunos cortes en el Paleozoico de Málaga (Sur de España). *Not. Com. Inst. Geol. y Min. España,* n.° 68, p. 133-169.
KORNPROBST, J. (1971).—Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif. *Thèse.* Paris, 376 p. offset.
— (1972).—Le socle ancien polymétamorphique dans les zones internes de la partie occidentale des chaînes betico-rifianes. Silimitude pétrographiques et constance dans les directions tectoniques anté-alpines de part et d'autre du détroit de Gibraltar. *C. R. Acad. Sc.,* t. 272, n.° 9, p. 1204-1207. Paris.
KRAUS, E. (1960-62).—Le problème de l'espace en tectonique dans la région méditérranéenne. *Livre Mém. Prof. P. Fallot, Mém. hors-série. S. G. F.,* I, p. 117.
KRUMBEIN, W. C. (1941).—Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journ. Sediment. Petrol.,* vol. 11, p. 64-72.
KRYLATOV, S., et MAMET, B. (1966).—Données nouvelles sur les terrains paléozoïques de l'Argentella-Tour Margine Corse. Attribution à la limite dévonocarbonifère du calcaire de Capitello. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), VIII, p. 73-79.

KUENEN, Ph. (1959).—Tubidity currents: a major factor in flysch deposition. *Ecl. Geol. Helv.*, 51, p. 1009-1021.
— (1959).—L'âge d'un bassin méditerranéen. Coll. int. *C. N. R. S.* Paris.
KUENEN, Ph.; FAURE MURET, A.; LANTEAUME, M., et FALLOT, P. (1957).—Observations sur le flysch des Alpes maritimes françaises et italiennes. Sédimentologie, variations de faciés. *Bull. Soc. géol. Fr.*, VII, 1-3, p. 11-26.
KUENEN, Ph., et SANDERS, J. E. (1956).—Sedimentation phenomena in Kulm and Flozleeres Graywackes, Sauerland and Oberharz, Germany. *Amer. Journ. Sci. 254*, p. 649-671.
LAMBERT, L., et COLLET, L. W. (1909).—*Clypeaster Ludovici-Salvatoris* sp. nov. du Miocène de Majorque *(Mém. Soc. pal. Suisse*, vol. XXXVI, 5 pages, 1 planche).
LA MARMORA DE, A. (1835).—Observations géologiques sur les deux Iles Baléares *(Memorie della reale Academia delle Scienze di Torino*, XXXVIII, 51).
LANTEAUME, M. (1962).—Contribution à l'étude géologique des Alpes maritimes franco-italiennes. *Thèse Fac. Sc., Paris.*
LARDEUX, H. (1969).—Les tentaculites d'Europe occidentale et d'Afrique du Nord. 260 p., 52 pl., 150 fig. *Ed. C. N. R. S.*
LAUBSCHER, H. (1971).—The large scale Kinematics of the Western Alps and the Northern Apenines and its palinspatic implications. *Amer. Journ. Sciences*, vol. 271, n.° 3, p. 103.
LE BORGNE, E.; BAYER, R., et LEMOUEL, J. L. (1972).—La cartographie magnétique de la partie sud du bassin algéro-provençal. *C. R. Acad. Sc.*, t. 274, p. 1291-1294.
LECLERC, J. (1971).—Etude géologique du massif du Maigmo et de ses abords (Province d'Alicante-Espagne). Thèse 3è cycle. *Géologie structurale.* Paris, 128 p., 42 fig., 1 carte géol.
LEENHARDT, O.; REBUFFATI, A.; SABATIER, R., et BRUNETON, A. (1969).—Profil sismique dans le bassin nord-Baléare. *C. R. somm. Soc. géol. Fr. 7*, p. 249-256, 1 fig.
LE PICHON, X. (1968).—Sea Floor Spreading and Continental Drift. *Journ. Géoph. Res. 73*, 12, p. 3661-3697.
— (1972).—Discussion of Paper by P. R. Vogt, R. H Higgs and G. L. Johnson, «Hypothèses on the origin of the Mediterranean Basin: Magnetic Data. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 77, 2, p. 391-393. Reply, Vogt, P. R.; Higgs, R. H., and Johnson, G. L. 1972. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 77, 2, p. 394-397.
LE PICHON, X.; BONNIN, J., et SIBUET, J. CL. (1970).—La faille nord-pyréneenne: faille transformante liée à l'ouverture du Golfe de Gascogne. *C. R. Acad. Sc.*, t. 271, p. 1941-1944.
LE PICHON, X., et FOUCHER, J. P. (1972).—Creation of the western Mediterranean basin and lithospheric plate evolution. *Nature.*
LE PICHON, X.; PAUTOT, G.; AUZENDE, J. M., et OLIVET, J. L. (1971).—Le Méditerranée Occidentales depuis l'Oligocène. Schéma d'évolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 13, p. 145-152.
LE PICHON, X.; PAUTOT, G., et WEILL, J. P. (1972).—Model of opening of the Alboran sea. *Nature*, 236, n.° 67, p. 83-85.
LE PICHON, X., and SIBUET, J. C. (1971).—Western extension of boundary between European and Iberian plates during the Pyrenean orogeny. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 12, n.° 1, p. 83-88.
LESSERTISSEUR (1955).—Traces fossiles d'activité animale et leurs significations paléobiologiques. *Bull. Soc. Géol Fr.*, n.° 74.
LINARI, A. F. (1923).—Excursión a las cuevas de Artá. «*Ibérica*», XIX, n.° 463-464, p. 82,
Livre «A la Mémoire du Professeur Paul Fallot» (1960-1962).—Diverses notes sur les Cordillères bétiques. *Mém. h. sér. Soc. Géol. France*, t. I, p. 125-272.
LLOPIS LLADO, N. (1935).—La microfauna de Brachiópodos del Triásico de Monte Toro (Menorca). *Bull Soc. Hist. Nat. Esp.*, XXXIV, p. 217-226.
— (1954).—Types de chaînes alpidiques du littoral méditerranéen franco-espagnol et leurs rapports avec les Alpes françaises. C. R. XIXème *Congr. Géol. intern.*, Alger, 1953, fasc. 14, p. 261-279.

— (1966).—Sur la structure hercynienne de l'Espagne et ses rapports avec la chaîne hercynienne en Europe occidentale. *C. R. Acad. Sc.*, 262, n.° 25, p. 2581-2584.
LLOPIS LLADO, N.; VIA, L., et VILLALTA, J. F. (1969).—Sobre el límite Silúrico-Devónico en Santra Creu d'Olorde (Barcelone). *Géol. Ibérica*, I.
LOMBARD, A. (1972).—Les séries sédimentaires. *Masson*, Paris.
LORENZ, C. (1969).—Contribution à l'étude stratigraphique de l'Oligocène et du Miocène inférieur des confins Liguro piémontais (Italie). *Att. Ist. Géol. Univ. Genova*, vol. VI, fasc. 2, 888 p., 21 pl., nombreuses fig. et tab. dans le texte.
LOTZE, F. (1963).—Die varischen Gebirgszusammenhänge im westlichen-Europe. *Gior. Geol.* (Ann. Museo Bologna), s. 2, vol. XXXI, p. 393-412.
LOZANO, R. (1883).—Mapa geológico de la isla de Mallorca, dedicado a la Excma. Diputación de Baleares. Palma.
— (1884).—Anotaciones físicas y geológicas de la isla de Mallorca, Palma. Criaderos sedimentarios de cobre en Menorca y Granada. Bol. Com. Map. Geol. de Esp., 1899, seconde série, t. VI, p. 233-234.
LOUIS-SALVADOR D'AUTRICHE (1869-90).—Die Balearen geschildert im Wort und Bild *(7 teile in 9 Bänden Leipzig).*
LUCAS, G. (1942).—Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi el Abeb (frontière algéro-marocaine). *Bull. Serv. Carte géol. Algérie* (2), n.° 16, 539 p., 131 fig.
LYS, M., et RAOULT, J. F. (1970).—Découverte de Carbonifère à Fusulinidés dans le Nord du Constantinois (Algérie septentrionale). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 270, p. 2752-2755.
McKEE, E. O., et WEIR, G. W. (1953).—Terminology for stratification and cross stratification in sedimentary rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 64, n.° 4, p. 381-389.
— (1966).—Structure of dunes at white Sands National Monument. New-Mexico and a comparison with structures of dunes from other selected area. *Sedimentology*, vol. 7, p. 1-69, 8 pl., 7 fig.
McKENSIE, D. P. (1970).—Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, 226, p. 239-243.
MAGNE, J., et PAQUET, J. (1957).—Données nouvelles sur l'Eocène supérieur, l'Oligocène et le Miocène inférieur de la zone séparant le Subbétique du Bétique de Malaga au Nord de la Sierra de Espuña (Cordillères bétiques, Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), IX, p. 225-234.
MAGNE, J., et RANGHEARD, Y. (1969).—Sur les microfaunes de l'Aptien et de l'Albien de l'île d'Ibiza (Baléares). *Ann. Scient. Univ. Besançon*, fasc. 6, en cours d'impression.
MANGIN, J. Ph. (1964).—Petit historique du dogme des turbidites. *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.* p. 51-54.
MALUSKI, H.; MATTAUER, M., et MATTE, Ph. (1973).—Sur la présence de décrochements alpins en Corse. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 276, n.° 5, p. 709-712.
MARCET RIBA, J. (1945).—La evolución paleográfica del nordeste de España y de las Baleares. *Mem. Real Acad. Cien. y Art. Barcelona*, XXVII, n.° 9, p. 227-345.
MARCHETTI. M. P. (1957).—Occurence of slide and flowage materials (olitostromes) in the Tertiary series of Sicily. *20th Inter. Geol. Congr. Mexico*, t. 1, p. 209-225.
MASSA, D.; RUHLAND, M., et. THOUVENIN, J. (1972).—Structure et fracturation du champ d'Hassi-Messaoud (Algérie). *Rev. Inst. Fr. Pétr.*, juillet, août 1972 at sept-oct. 1972, p. 489-534 et p. 665-713.
MASCLE, G., et MASCLE, J. (1971).—Comparaison de la série à gypse sicilienne et des structures évaporitiques de Méditerranée occidentale. *C. R. Acad. Sc.*, t. 273, p. 2426-2440.
MATTAUER, M., et SEGURET, M. (1966).—Sur le style des déformations tertiaires de la zone axiale hercynienne des Pyrénées. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 1, p. 10-12.
— (1967).—Introduction à la microtectonique. *Sciences Progrès La Nature*, n.° 3383, p. 81-89, 13 fig., Dunod.
— (1968).—Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.* (2), X, p. 3-12, 5 fig.
— (1973).—Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. *Hermann Paris.*

MATTAUER, M., et PROUST, F. (1963).—Sur le déversement vers le Sud et le style tectonique en têtes plongeantes des structures hercyniennes du versant Sud de la Montagne Noire. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 257, p. 3967-3970.

MATTE, P. (1968).—La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Trav. Lab. Geol. Fac. Sc. Grenoble*, t. 44, p. 127.

— (1969).—Les kink-bands. Exemple de déformation tardive dans l'hercynien du Nord-Ouest de l'Espagne. *Tectonophysic*, 7 (4), p. 309-322.

MATTE, P., et CAPDEVILA, R. (1973).—La structure de la chaîne hercynienne dans l'Est de la péninsule ibérique. *C. R. Acad. Sc.*, t. 276, p. 2867-2870.

MAUFFRET, A. (1968).—Etude des profils sismiques obtenus au cours de la campagne Géomède I au large des Baléares et en Mer Ligure. *Thèse 3ème Cycle, Géologie sous-marine*, p. 1-92.

— (1969).—Les dômes et les structures «anticlinales» de la Méditerranée Occidentale au nord-est des Baléares. *Rev. Inst. Fr. Prétrole*, vol. XXIV, 7-8, p. 953-960.

— (1970).—Structure des fonds marins autour des Baléares. *Cahiers Océanogr.*, XXII, 1, p. 33-42.

MAUFFRET, A.; AUZENDE, J.; OLIVET, J. L., et PAUTOT, G. (1972).—Le bloc continental Baléare (Espagne). Extension et évolution. *Marine Géol.*, 12, p. 289-300.

MAUFFRET, A., et SANCHO, J. (1970).—Etude de la marge continentale au Nord de Majorque (Baléares, Espagne). *Rev. I. F. P.*, vol. XXV, n.° 6, p. 714-730.

MAUREL, M. (1965).—Etudes géologiques sur le Dévonien et le Carbonifère inférieur du versant méridional de la Montagne Noire. *Thèse d'Univers. Montpellier*, 25 fig., 9 pl., 1 carte 1:50.000è.

MELGUEN, M. (1972).—Exemple de traitement statistique de données sédimentologiques. Différenciation de faciès dans un sédiment d'apparence homogène. *Bull. Océanographique France*, n.° 8, p. 3-23.

MENGEL, O. (1934).—Mouvements quaternaires dans l'île de Majorque. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 5è série, t. 4, p. 84-86.

MENZIERS, R J.; IMBRIE, Y., et HEEZEN, B. C. (1961).—Further consideration regardind the antiquity of the Abyssal Fauna with evidence for a changing Abyssal environment. *Deep. Sea Research.*, vol. 8, p. 79-84.

MERCADAL, B. (1959).—Noticia sobre la existencia de restos de terrazas del Tirreniense en la costa Sur de Menorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, 5, p. 39-44.

— (1960).—El Tirreniense en la costa Norte de Menorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, 6, p. 73-74.

— (1966).—Nuevas aportaciones al conocimiento del cuaternario de Menorca. *Revista de Menorca*, III-IV, p. 149-161.

MERCADAL, B.; VILLALTA, J. F.; OBRADOR, A., et ROSSELL, J. (1970).—Nueva aportación al conocimiento del Cuaternario menorquín. *Acta Geológica Hispánica*, vol. 4, p. 89-93.

MICHARD, A. (1969).—Les dolomies, une revue. *Bull. Serv. Carte Géol. d'Alsace-Lorraine*, t. 22, fasc. 1, p. 1-92.

MIDDLETON, G. V. (1967).—The orientation of concavo-convex particles deposited from experimental turbidity currents. *Journ. Sediment. Petrol.*, vol. 37, 1, p. 229-232.

MILLARD, Y. (1959).—Sur la présence d'assises carbonifères dans le massif paléozoïque interne du Rif. *C. R. Acad. Sc.*, 249, p. 1688-1690.

MILLOT, G. (1964).—Géologie des argiles. *Masson édit.*, Paris, 499 p., 75 fig. 12 pl., 15 tabl.

MILLOT, G.; PERRIAUX, J., et LUCAS, J. (1961).—Signification climatique de la couleur rouge des grès pérmo-triasiques des Vosges et des grandes séries détritiques rouges. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 14, p. 91-101.

MIROUZE, R. (1962).—Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. *Thèse Fac. Sc. Toulouse*, 672 p., 16 pl.

MOJSISOVICS, E. von (1882-87).—Die Cephalopoden der-Mediterranen Triasprovinz. *Abh. der K. K. Geol. Reichsanstall.*, t. X, 322 p., 94 pl.

— (1882-87).—Ueber Ammonitenführende Kalke unternorischen Alters auf den Balearischen Inseln. *Verh. der K. K. Geol. Reichsanstall.*, p. 327-329.

MONTADERT, L.; FAIL, J. P.; SANCHO, J.; DEBYSER, J., et WINNOCK, E. (1970).—De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures diapiriques en Méditerranée Occidentale (Nord-Est des Baléares). *C. R. Acad. Sc.*, t. 271, p. 812-815.

MONTENAT, C., et MARTINEZ, C. (1970).—Stratigraphie et micropaléontologie du Miocène au Sud de Murcia (Chaînes Bétiques). *C. R. Acad. Sc.*, t. 270, p. 592-595.

MOODY, J. D., et HILL, M. J. (1956).—Wrench fault tectonic. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 67, p. 1207-1246.

MOORE, D. (1961).—Submarine slumps. *Journ. Sediment. Petrol.*, vol. 31, n.° 3, p. 343-357, 10 fig.

MOORS, H. T. (1969).—The position of graptolites in turbidites. *Sediment. Geol.*, 3 (4), p. 241-261.

— (1970).—Current orientation of graptolites. *Sediment. Geol.*, vol. 4, n.° 1-2, p. 117.

MRAZEC, L. (1927).—Les plis diapirs et le diapirisme en général. *C. R. séances Inst. Géol. Roum.*, 6 (1914-1915), p. 226-270, 1 carte.

MUNIER-CHALMAS (1879).—Fossiles recueillis aux Baléares par Hermite. *Bull. Soc. Géol Fr.* (7), III, p. 497.

MUNTANER, A. (1955).—Playas tirrenienses y dunas fósiles del litoral de Paguera a Camp de Mar (Isla de Mallorca). *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, fasc. 1-4, p. 49-58.

— (1957).—Las formaciones cuaternarias de la Bahía de Palma de Mallorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, 3, p. 77-118.

— (1959).—Nota preliminar sobre las formaciones tirrenienses de la isla de Menorca (Baleares). *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, 5, p. 34-36.

NAIRN, E. M.; ROCHE, A.; WESTPHAL, M., et ZIJDERVEL, J. D. A. (1967).—Sur l'aimantation de deux coulées volcaniques tertiaires en Provence. *C. R. Somm. Soc. Géol. Nord*, 8, p. 360-361.

NAIRN, E. M., et WESTPHAL, M. (1966).—A second virtual pole from Corsica, the Ota Gabbrodiorite. *Paleogeograph., Palaeoeclimat., Palaeoecol.*, 3, p. 277-286.

— (1967).—Sur l'aimantation de rhyolites permiennes en Corse. *C. R. Acad. Sc.*, t. 265, p. 319-321.

— (1968).—Possible implications of the paleomagnetic study of late palaeozoic igneous rocks of Northwestern Corsica. *Palaeogeo., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 5, p. 179-204.

NASCA, S. (1968).—Ritrovamento di un livello fossilifero nel Paleozoico dell Iglesiente. *Bull. Soc. Géol. Italie*, 87, 1, p. 83-90.

NESTEROFF, W. (1962).—Essai d'interprétation du mécanisme de dépôt de turbidites. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 10, p. 297.

— (1965).—Le problème des turbidites. Les données océanographiques modernes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), p. 587-592.

NESTEROFF, W.; HEEZEN, B., et CONOLLY, J. (1966).—Découvertes de turbidites hétérogènes dans le bassin australien. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 263, p. 1052-1054.

NEUMANN, M. (1967).—Manuel de micropaléontologie des Foraminifères (systématique, stratigraphie). *Gauthier-Villars édit.*, t. 1, 297 p.

NOLAN, H. (1887).—Note sur le Trias de Minorque. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XV, p. 593-599.

— (1893).—Sur les terrains triasiques et jurassiques des îles Baléares. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. CXVII.

— (1894).—Sur les *Crioceras* du groupe de *Crioceras duvali*. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, XXIII, p. 183.

— (1895).—Structure géologique d'ensemble de l'archipel baléare. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, XXIII, p. 76-91.

— (1895).—Sur le Jurassique et le Crétacé des îles Baléares. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 117, p. 821-823.

— (1897).—Note préliminaire sur l'île de Cabrera. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, XXV, p. 303-305.

— (1914).—Notes sur certains points de la géologie des Baléares. *Manuscrit à l'Aténéo de Mahon.*

— (1927).—Le Muschelkalk de Minorque. *Manuscrit à l'Aténéo de Mahon.*

OLDFELDT, T. (1901).—On the mammals of the Balearic Islands. *Proc. of the Zool. Soc. of London.*

OLBO, et QUADRADO, D. (1874).—Historia de la isla de Menorca, Ciudadella de Menorca.
OLIVEROS, J. M.; ESCANDELL, B., et COLOM, G. (1959).—Nota preliminar sobre el hallazgo de lechos lacustres del Burdigaliense superior en Mallorca. *Not. Com. Inst. Geol. y Min. España,* n.° 55, p. 33-58.
— (1960).—Estudio sobre la formación de los depósitos lacustres con lignitos del Ludiense-Estampiense inferior de Mallorca. Temas geológicos de Mallorca. *Mem. Inst. Geol. y Min. España,* LXI, p. 9-152.
— (1960),—Sobre la existencia de un Oligoceno superior (Aquitaniense continental lacustre) en Mallorca. Temas geológicos de Mallorca. *Mem. Inst. Geol. y Min. España,* LXI, p. 153-264.
— (1960).—El Burdigaliense superior salobre-lacustre en Mallorca. Temas geológicos de Mallorca. *Mem. Inst. Geol. y Min. España,* LXI, p. 265-348.
— (1960).—Estudio de los terrenos postburdigalienses en el llano central de la isla de Mallorca. Temas geológicos de Mallorca. *Mem. Inst. Geol. y Min. España,* LXI, p. 349-394.
OLIVET, J. L.; AUZENDE, J. M., et BONNIN, J. (1972).—Structure et évolution tectonique du bassin d'Alboran. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*
OLIVET, J. L.; LE PICHON, X., et LAUBIER, L. (1970).—La fracture Gibbs et la circulation profonde en Atlantique Nord *C. R. Acad. Sc.,* t. 271, p. 1848-1851.
OOSTERBAAN, A. (1936).—Etude géologique et paléontologique de la Nurra (Sardaigne). *Thèse,* Utrecht.
OPPENHEIM, V. (1967).—Critique of hypothesis of continental drift. *A. A. P. G. Bull.,* vol. 51, n.° 7, p. 1354-1360.
ORSZAG-SPERBER, F. (1971).—Mise en évidence de repères stratigraphiques et structuraux dans le Miocène de la plaine orientale corse. *C. R. Acad. Sc.,* t. 272, p. 8-11.
OTTMAN, F. (1958).—Les formations pliocènes et quaternaires sur le littoral corse. *Mém. Soc. Géol. Fr.,* nouv. série, n.° 84, 176 p.
OVTRACHT, A., et TAMAIN, G. (1970).—Essai tectonique en Sierra Morena (Espagne). *95è congr. Nat. Soc. Savt.*
— (1972).—Répartition des minéralisations varisques dans le Sud de la Meseta ibérique. *C. R. Acad. Sc. Paris,* t. 274, p. 501-504.
PAGENSTECHER, H. A. (1867).—La isla de Mallorca. *Traducción del alemán* por Pablo Bouwy de Schorrenberg, *Palma imprenta Guasp.*
PAQUET, J. (1966).—Age de mise en place des unités supérieures du Bétique de Malaga et de la partie méridionale du Subbétique (transversale de la Sierra de Espuña, province de Murcie, Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. VIII, p. 946-955.
— (1966).—Age auversien de la phase tectonique majeure dans le Bétique de Malaga et le Subbétique de la province de Murcie (Sierras de Espuña et de Ponce, Espagne). *C. R. Acad. Sc.,* t. 263, p. 1681-1684.
— (1967).—Etude géologique de l'Ouest de la province de Murcia (Espagne). *Thèse,* Lille, 593 p.
— (1969).—Précisions sur le style tectonique du Subbétique. *Ann. Soc. Géol. Nord,* LXXXIX, 2, p. 167-173.
— (1969).—Etude géologique de l'ouest de la Province de Murcie (Espagne). *Mém. Soc. Géol. France,* N. S., t. XLVII, 1, 270 p., 1 dépliant, 8 pl., 1 carte.
— (1970).—Trangressivité de l'Eocène supérieur dans les Malaguides de la Sierra de Espuña (Cordillères bétiques Sud-Est de l'Espagne). *Géol. en Mijn.,* vol. 49 (1), 61-64.
— (1973).—Tectonique éocène dans les Cordillères bétiques, vers une nouvelle conception de la paléogéographie en Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (sous presse).
PARIS, A., et VIALON, P. (1968).—Une solution possible au problème des plis transversaux à la direction de la chaîne alpine franco-italienne; les plis coniques. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 267, p. 2061-2064.
PAVILLON, M. J. (1969).—Analyses stratigraphique et tectonique dans les sierras de Carthagène et de Portman, Espagne. Contribution à l'histoire paléogéographique des zones internes des Cordillères bétiques. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.,* vol. XI, fasc. 1, p. 77-100.

PAVLOVSKY, E. V. (1965).—Du nouveau sur la tectonique des Pyrénées. *Géotectonique (Moscou),* n.° 5, p. 36-70.
PECORINI, G. (1956).—Les faciès bauxitica nel Cretace della Nurra (Sardaigne). *Rend. Acc. Naz. Dei Lincei.*
PERCONIG, E. (1960-62).—Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale). *Livre Mém. Prof. P. Fallot,* Mém. hors-sér. S. G. F., I, p. 231-256.
— (1966).—Sull'esistenza del Miocene superiore in facies marina nelle Spagna meridionale. *Comm. Med. Neogene Strat., Proc. 3th Sess. Berne,* 8-13 June 1964, p. 288-302.
— (1969).—Bioestratigrafía del Neógeno mediterráneo basada en los Foraminíferos planctónicos. *Rev. Esp. Micropal.,* I, p. 103-111.
PERES, J. M. (1966).—La vie dans l'océan. Ed. du seuil; Paris, *Coll. Le rayon de la science,* vol. 26.
PEREZ-CABRERO, A. (1909).—Ibiza *(Barcelona).*
PERRODON, A. (1969).—Esquisse d'une géologie dynamique des bassins sédimentaires. *Sc. de la Terre,* t. XIV, n.° 4, p. 301.
PETERSEN, C. G. J. (1913).—Valuation of the sea. The animal communities of the seabottom and their importance for marine zoogeography. *Rep. Dan. Biol. Stn.,* 21, 1.
PETTIJOHN, F. J., et POTTER, P. E.—Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures. Translation into Spanish, French, and German by J. C. Riggi, M. H. Sachet, and H. M. Schmincke. With 117 plates, 386 pages. *Springer Verlag,* Berlín.
PFENDER, J. (1938).—Les Foraminifères du Valanginien provençal. *Bull. Soc. Géol. Fr. Paris* (5), 8, p. 231-239, 4 pl.
PLICKA, M. (1970).—Zoophycos and similar fossils. In Proc. of Interna. *Conf. on Trace fossils. Geol. Journ.* Spec. Issue, n.° 3, p. 361-370.
PLINE.—Historiae mundi (Baleares). Livre II, chap. V, p. 56, Ed *Johan Feyerabendt,* Francoforti, MDXCIX.
PORTA, J. de (1956).—Bibliografía sobre el Cuaternario marino de las costas mediterráneas de España. *Est. Geol.,* XXXI, p. 301-325.
PRAESENT, H. (1910).—Die Balearischen Inseln. Beobachtungen auf einer Studienreise. *Mitt. Verh. Erdk. Leipzig,* p. 27.
— (1911).—Bau und Boden der Balearischen Inseln. *Jahresber; Geogr. Gesell. Greifswald,* XIII, p. 19-106, 7 pl., 1 carte.
— (1912).—Neue klimatische Werke für Menorca und Ibiza. *Meteorologische Zeitschrift,* p. 28.
PROUST, F. (1962).—Tectonique de socle par failles inverses, en liaison avec d'anciennes failles normales, dans le haut Atlas (MAROC). *C. R. Som. S. G. F.,* 1, p. 9-11.
PRUDHOMME, R., et VIGNEAUX, M. (1971).—Hyphotèses sur l'organisation structurales du Golfe de Gascogne en fonction de l'analyse morphologique. *C. R. Acad. Sc.,* t. 272, n.° 4, p. 527-530.
PRUVOST, P. (1912).—L'âge des schistes pourprés de Papiol, près de Barcelone. *Ann. Soc. Géol. du Nord,* vol. XLI, p. 263.
— (1963).—Comment varient dans l'espace les structures góologiques. *Géol. en Mijnbouw. Nederl.,* t. 42.4, p. 102-111.
PUIG et LARRAZ (1894).—Cavernas y Simas de España, Baleares. *Bol. Com. Map. Géol.,* seconde série, t. II, p. 38-50.
QUINT ZAFORTEZA, D. J. (1912).—Plano de las Cuevas de Artá. Palma.
VON RAD, A. (1968).—Comparison of sedimentation in the Bavarian flysch (Cretaceous) and recent San Diego trough (California). *Journ. Sediment. Petrol.,* vol. 38, 4, p. 1120-1154, 23 fig.
RAGAN, D. M. (1968).—Structural geology. An introduction to geometrical techniques. *J. Wiley and Son Ed.,* 166 p., nombreuses fig. New York.
RAMSAY, J. G. (1967).—Folding and fracturing of rocks. *Mc Graw Hill Ed.,* 568 p.
RANGHEARD, Y. (1969).—Etude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares). *Thèse* Besançon, 478 p. ronéot., 111 fig., 3 pl.

— (1969).—Cartes géologiques au 1/50.000e de Formentera (n.° 825-850, 824-849) et d'Ibiza (n.° 773), avec notice explicative. *Inst. Géol. y Min. España,* Madrid.
— (1970).—Cartes géologiques au 1/50.000e d'Ibiza (n.° 772, 790, 798) avec notice explicative. *Inst. Geol. y Min. España,* Madrid.
— (1970).—Principales données stratigraphiques et tectoniques d'Ibiza et de Formentera (Baléares); situation paléogéographique et structurale de ces îles dans les Cordillères Bétiques. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 270, D, p. 1227-1230, 1 fig.
— (1970).—Tectonique d'Ibiza et de la Sierra de Majorque. *In* Données nouvelles sur la Géologie des Cordillères bétiques. *Annales Ste. Geol. Nord,* XC, 4, p. 357-363, 5 fig., 1 tabl.
— (1971).—Etude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares). *Mem Inst. Geol. y Min. España,* t. 82, Madrid, 340 p., 10 tabl., 111 fig., 3 pl. hors-texte.
RANGHEARD, Y., et COLOM, G. (1965).—Sobre la edad de las calizas «urgonianas» de Ibiza (Baleares), comprendidas entre el Titónico y el Valanginiense. *Not. Com. Inst. Geol. y Min. España,* n.° 77, p. 165-174.
— (1967).—Microfaunas de las calizas del Muschelkalk de Ibiza (Baleares). *Not. Com. Inst. Geol. y Min. España,* n.° 94, p. 7-24, 5 fig., 5 pl.
— (1967).—Microfaunas del Cretácico de Ibiza (Baleares). *Bol. Inst. Geol. y Min. España,* LXXVI, p. 279-306, pl. I-VI.
RANGHEARD, Y., et SIGAL, J. (1965).—Données nouvelles sur la stratigraphie du Crétacé supérieur d'Ibiza (Baléares, Espagne). *C. R. Acad. Sc.,* t. 260, p. 6154-6157.
RANGHEARD, Y.; SIGAL, J., et DURAND DELGA, M. (1962).—Existence du Sénonien dans l'île d'Ibiza (Baléares). *C. R. Acad. Sc.,* t. 255, p. 2137-2139.
RAT, P. (1969).—Esprit et démarche de la paléogéographie. Exemples dans le Bassin parisien. *Bull. Soc. Géol. Fr.,* XI, 1, p. 5-12.
— (1959).—Milieux urgoniens celtibériques. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), 1, p. 373-384.
— (1959).—Le milieu et le développement des Orbitolines (Foraminifères). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. 1, n.° 7, p. 651-657.
— (1963).—Problèmes du Crétacé inférieur dans les Pyrénées et le Nord de l'Espagne. *Géol. Rundsch.,* LIII, Hft 1, p. 205-220.
RADWANSKI, A. (1970).—Dependance of rocks-borers and burrowers on the environnental conditions within the Tottonian littoral zone of Southern Poland. In *Trace Fossils.* Geol. Journ. Special, 3, p. 371-390.
REMANE, J. (1963).—Les Calpionelles dans les couches de passage Jurassique-Crétacé de la fosse vocontienne. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc., Grenoble,* 39, p. 25-82, 18 fig., 6 pl.
— (1964).—Untersuchungen zur Systematik und Stratigraphie der Calpionellen in den Jura-Kreide-Grenzschichten des Vocontischen Troger. *Palaeontographica,* A, 123, p. 1-57, 18 fig.
— (1971).—Les Calpionelles, Protozoaires planctoniques. *Annales Guébhard* 47e année, p. 369.
REMES, Dr. M. (1908).—Tithon na Mallorca. *Zvlastni Otiskz Vestnicu Klubu Prirodovedeckebo v Prostejove za rok, Rocnik XI.*
REPELIN, J., et PARENT, H. (1920).—Monographie du genre Lychnus. *M. Soc. Géol. Fr.* t. XXIII, Mém. 53.
REY PASTOR, A. (1936).—Sismicidad de las regiones litorales españolas del Mediterráneo. II. Región bética y subbética. *Géol. Méd. Occid.,* IV, n.° 1, part. III, p. 2-46, 22 fig., 3 dépl.
RIBA, O. (1959).—Estudio geológico de la Sierra de Albarracín. *Mém. Inst. Lucas Mallada, C. S. I. C.,* n.° 16, 283 p., 37 fig., 1 carte.
RIBA, O., et RIOS, J. M. (1961).—Observations sur la structure du secteur sud-ouest de la chaîne ibérique (Espagne). *Mém. hors sér. S. G. F., Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot,* t. 1, p. 275-290, 8 fig.
RICCARDI, R. (1931).—Viaggio a Maiorca. *Presso la R. Societa Geografica Italiana,* Piazza della Navicella, 4.
RICOUR, J. (1959).—Stratigraphie du Trias du bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), 1, p. 3-12.

— (1961).—Problèmes stratigraphiques et caractères du Trias français. In *colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes,* n.° 15, 163, p. 19-28.
— (1963).—Esquisse paléogéographique de la France aux temps trias iques. *Mém. Bur. Rech. Géol. et Miné,* n.° 15, p. 715-739.
RIEDEL, W. R. (1967).—Radiolarian evidence consistent with spreading of the Pacific floor. *Science,* 157, p. 540-542.
RIVIERE, A. (1941).—Sur la sédimentation phosphatée en milieu marin. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.,* p. 75-77.
RODGERS, J. (1963).—L'emploi pratique de la schistosité dans la tectonique locale. *In* Liv. à la Mém. Pr. P. Fallot, p. 83-96. *Mém. h.-sér. Soc. Géol. Fr.*
ROOIJEN, P. von (1966).—Further data on oolitie limestones, intercalated in the pelagic sequence of the Subbetic, W. N. W. of Lorca (Prov. de Murcia-Spain). *Geol. Mijn.,* 45, p. 398-400.
RODES, L. (1925).—Los cambios de nivel en las cuevas del Drach (Manacor, Mallorca) y su oscilación rítmica de 40 mm. *«Memorias de la Academia de Ciencias y Artes de Barcelona»,* vol. XXIX, n.° 7 (Barcelona).
ROEVER, W. P. de, et NIJHUIS, H. J. (1963).—Plurifacial alpine metamorphism in the eastern Betic Cordilleras (SE Spain) with special reference to the genesis of the glaucophane. *Geol. Rundsch.* Bd. 53, p. 324-336.
ROMAN, F. (1927).—Sur quelques fossiles des lignites de Binisalem (Majorque) recueillis par M. Darder Pericás. *Boletín de la Real Soc. Esp. Hist. Nat.*
RONDEL, H. E. (1965).—Geological investigations in the Western Sierra Cabrera and adjoining areas, south-eastern Spain. Profeschrift Doct. Wisk. Naturwetenschr. *Univ. Amsterdam,* in 8.°, X, 161 p., 39 fig., 1 cart-poch.
ROUTHIER, P. (1968).—Sur les relations entre Corse «hercynienne» et Corse «alpine». Age des shistes lustrés. Inventaire des acquisitions et des problèmes, des progrès et des régressions. *Bull. Soc. Géol. Fr.,* 7, X, 1, p. 13-35, 7 fig.
— (1969).—Essai critique sur les méthodes de la Géologie. *Masson,* Paris.
ROYO-GOMEZ, J. (1920).—Los yacimientos weáldicos del Maestrazgo. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.,* t. XX, p. 261-267. La Sierra de Altamira y sus relaciones con la submeseta del Tajo. *Trab. del Mus. Nac. de Cienc. Nat.,* sér. Géol., n.° 27, Madrid, 1920.
RULLAN, J. B. (1967).—Contribuciones al conocimiento de la ictología actual y fósil de Menorca *Rev. de Menorca,* p. 197-210, 3 pl.
RUNCORN, S. K. (1962).—Continental Drift. *Intern. Geophysic series,* vol. 3, Academic Press Inc., London, 338 p.
— (1969).—The aplication of modern physics to the Earth and planetary interiors. *Intersciences,* a div. of John Wiley and sons, 1 vol. in-8.°, XIV, 692 p., nbrses fig., tab.
RUTTE, E. (1960).—Kalkkrusten im östlichen Mittelmeergebïet. *Zeitsch. deutsch. geol. Gesell.,* Bd. 112, 1, p. 81-90.
RYAN, W B. F.; STANLEY, D. J.; HERVEY, J. B.; FAHLQUIST, D. A., et ALLAN, T. D. (1970).—The tectonics and geology of the Mediterranean. *In* the Sea, vol. 4, J. Wiley and Sons, p. 387-492. Part. II.
RYAN, W. B. F., et HEEZEN, B. (1965).—Ionian Sea Submarine canyons and the 1908 Messina turbidity current. *Geol. Sc. Am. Bull.,* vol. 76, n.° 8, p. 915-932.
RYAN, W. B. F.; WORKUN, F., et HERSEY, J. B. (1965).—Sediments on the Tyrrhenian Abyssal Plain. *Geol. Soc. Am. Bull.,* vol. 76, n.° 11, 12 fig., 6 pl., p. 1261-1282.
SAEFTEL, H (1960).—Palaeogeographie des Albs in den Keltiberischen Ketten Spanien. *Zeitschr. dtsch. Geol. Ges.,* Bd. 111, n.° 3, p. 684-711.
SACHER, L. (1965).—Das Jungpaläozoïkum der Keltiberischen Ketten (Spanien). *Unverhoffent.* Dissertation. 160 p. Heidelberg.
— (1966).—Ueber karbonische sedimente bei Montalban in den ostlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Neues Jb. Géol. Paläont. Monatsheft,* 7, p. 436-443.
SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1919).—Nota petrográfica sobre algunas rocas eruptivas de Mallorca. *Mem. Real Ac. Ciencias y Artes de Barcelona.*
— (1924).—Algunas rocas nuevas para España. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.,* XXIV, n.° 6, p. 65-75, 3 pl. h.-t.

SANCHO, F. (1899).—La isla de Mallorca. «La Ciudad de Dios». *El Escorial*, t. XLII, XLIII y XLIV.
SARO, D. D. (1962).—Cyclic sedimentation of primary dolomite and limestone. *Journ. Sediment. Petrol.*, vol. 32, n.° 3, p. 451-471, fig. 1-16.
SARTONI, S. (1965).—Stratigraphia dei terreni sedimentari de foglio 208. *Dorgali. Giorn. Geol.*, XXXIII, p. 159-173.
SCHERMERHORN, L. J. G., et STANTON, W. I. (1963).—Tilloïds in the West Congo geosyncline. *Quat. Journ. Geol. Soc. Lond.*, n.° 474, vol. 119, part. 2, p. 201-241, pl. 19-23, 11 fig.
SCHELL (1970).— On the absolute fall of sea-level during the Quaternary: a discussion. *Palaeogeogr., Paleoclimat., Palaeoecolog.*, 8, n.° 1, p. 67-68.
SCHINDEWOLF, O. H. (1951).—Glaziale Erscheinungen im Oberdevon von Menorca. *Akad. Wissensch. u. Literatur. Abh. mathem.-naturw. Klasse*, n.° 13, 21 S, I Abb, 2 taf. Mainz.
-- (1958).—Uber eine Namur-Fauna von Menorca. *N. Jb. F. Geol. Pal Mh.*, t I, p. 1-8, 3 fig.
SCLATER, J. G., et COX, A (1970).—Rotation of Sardinia: Palaeomagnetic Evidence from Permian Rocks. *Nature*, vol. 226, p. 933-935.
SCHMALTZ, P. F. (1969).—Deep-Water evaporitic deposition: a genetic model. *Bull. A. A. P. G.*, 53 (4), 798.
SCHMIDT, M. (1928).—Die Lebewelt unserer Trias. *Hoherlohe'sche Buchhandlung*, Ohringen, 461 p.
— (1929).—Neue Funde in der Iberischen-Balearischen Trias. *Sitz. Preuss. Akad. Wiss. Phys. Math. Kl.*, XXV, Berlin.
— (1930-1931).—Weitere Studien in den iberichbalearischen Trias. *Sitz. Preuss. Akad. Wiss. Phys. Math. Kl.*, XXIV, Berlin.
- (1936).—Fossilien der spanischen Trias (mit einem Beitrag von Julius von Pia). *Abh. Heidelberg. Akad. Wiss. Math. Natur. Kl.*, XXII, 140 p., 6 pl., 66 fig., Berlin.
— (1937).—Probleme in der westmediterranen Kontinentaltrias und Versuche zur ihrer Lösung. *Géol. Mél. occ.*, IV, n.° 3, part. II, 65 p., 5 tabl.
— (1943).—El Paleozoïco en el Pireneo espanol. Das Paläozoikum der spanischen Pyrénäen. *Abh Gess. Wiss. Gött.*, III, H 5, 85 p., 21 fig. 2 pl., publicaciones alemanas sobre Geología de España, t. 2, p. 101-201.
SCHNEIDER, H. (1951).—Das Palaeozoïkum in Nesteil der Sierra Morena (Spanien). *Z. Deutsche Geol. Gess.*, 105, p. 134-135.
SCHROEDER, R. (1964).—Orbitoliniden-Bioestratigraphie des Urgons nordöstlich von Teruel (Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont.*, t. 8, p. 462-474.
SCHROEDER, R.; CHAROLLAIS, J., et CONRAD, M. A. (1968).—Essai de biozonation au moyen des *Orbitolinidae* dans les calcaires urgoniens de la Haute-Savoie et de l'Ain, France. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 267, p. 390-393.
SCHOEFFLER, J. (1970).—L'arc rifain et les chaînes bétiques vus à travers le filtre géométrique. *Bull. Centre Rech. Pau. S. N. P. A.*, 4/1/1-251, p. 5-8.
SCHWARZBACH, M. (1958).—Die tillite von Menorca und das Problem devonischer Vereisungen. *Sonder veröf. Geol. Inst. Univ. Köln*, 3, 19 p., 4 fig., 1 tabl.
SCRUTON, P. C. (1956).—Oceanography of Mississipi delta sedimentary environments. *B. A. A. P. G.*, 40, p. 2864-2952.
SEGURET, M., et PROUST, F. (1968).—Tectonique hercynienne des Pyrénées centrales: signification des schistosités redressées, chronologie des déformations. *C. R. Acad. Sc. Paris*, série D, 266, p. 984-987.
SEIDLITZ, W. von (1926).—Der geologische Aufbau Spaniens und westlichen Mittelmeergebietes. *Jenaische Zeitschrift für Naturwissen-schaften Jena*, 3 décembre, p. 1-9.
— (1927).—Der Geologische Bau und die tektonische Bedeutung der Balearischen Inseln. *Geol. Rundsch.*, XVIII, n.° 4, p. 308-320.
— (1930).—Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. 651 p., Berlin.
— (1933).—Beitrag zur Geologie des Westlichen Mittelmeergebietes. *Géol. Méd. Occ.*, vol. II, n.° 45-47b, part. V, p. 1-16.
SEILACHER, A. (1964).—Biogenic sedimentary structures. *In* «Approaches to Paleoecology». Imbrie & Newell. Ed. Wiley, New York, 296.

— (1967).—Bathymetry of trace fossils. *Mar. Geol.*, 5, 413.
SEILACHER, A., et MEISCHNER, D. (1964).—Faciès analyse in Palaeozoïkum des Oslo-Gebietes. *Geol. Rundsch.*, p. 54-596.
SELLI, R., et FABBRI, A. (1971).—Tyrrhenian: a Pliocene deep sea. *Acc. Naz. Lincei*, fasc. 5, Ser. VIII, vol. L, p. 104-116.
SEMENOFF-TIAN-CHANSKY, P.; LAFUSTE, J., et DURAND DELGA, M. (1961).—Madréporaires du Dévonien du Chénoua (Algérie). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. III, p. 290-319.
SIMON, O. J. (1963).—Geological investigations in the Sierra de Almagro, South-Eastern Spain. *Thèse*. Amsterdam, 164 p., 11 fig., 13 pl., 3 dépl., 2 cartes.
DE SITTER, L. U. (1962).—The hercynian Orogenes in norther Spain. *In* «Some aspects of the Variscan fold belt». *Manchester, Univ. Press.*, 1-18.
— (1965).—Hercynian and Alpine Orogenes in northern Spain. *Geol. in Mijnbouw.* Nederl., T. 44, n.° 11, p. 373-383.
SHEPARD, F. (1951).—Mass movements in submarine canyon heads. *Ann. Geophys. Trans.*, vol. 32, p. 405-418.
SMITH, A. G. (1971).—Alpine deformation and the Oceanic Areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, vol. 82, p. 2039-2070.
SOLE SABARIS, L. (1955)—Sobre el Cuaternario marino de Ibiza. *Asoc. Española Estud. Cuaternarios*, dic. 1955 (1961).
— (1959).—Succession des faunes marines du Pliocène au Quaternaire sur les côtes méditérranéennes d'Espagne et aux Baléares. *LXXXIIIème Colloq. Intern. Centre Nat. Recherche Scient. Paris*, p. 283-293, 1 fig.
— (1960).—Oscilaciones del mediterráneo español durante el Cuaternario. *C. S. I. C.*, Madrid, 58 p.
— (1960).—La Quaternaire marin des Baléares et ses rapports avec les côtes méditerranéennes de la péninsule ibérique. *Prétirage* au Simposium n.° 3: «Early Men and Pleistocene Stratigraphy in the Circum-Mediterranean Region».
— (1962).—Le quaternaire marin des Baléares et ses rapports avec les côtes méditerranéennes de la Péninsule ibérique. *Quaternaria*, n.° 6, p. 309-342.
SOLE SABARIS, L.; PORTA J. de; SOLE DE PORTA; CUERDA, N. J.; MUNTANER, A., et COLOM, G. (1958).—Livret guide de l'excursion Levant et Majorque. 53, p., 10 fig., et pl., Madrid, Barcelone.
SORNAY, J. (1968).—Sur les Ammonites du Barrémien et de l'Aptien d'Ibiza (Baléares). *Ann. Scient. Univ. Besançon*, 3ème sér., Géol., fasc. 5, p. 3-8 (Introduction stratigraphique par Y. Rangheard).
SPIKER, E. Th. N., et HAANSTRA, V. (1935).—Geologie von Ibiza (Balearen). *Assoc. étude géol. Méditerr. occid.*, vol. III, n.° 3, Barcelona.
— (1935).—Cartes géologiques d'Ibiza à 1/50.000ème.
SPIKER, E. Th. N. (1935).—Geologie von West-Ibiza (Balearen). *Thèse*, Utrecht, p. 1-66, 5 fig., 2 pl.
STANLEY, D., et MUTTI, E. (1968).—Sedimentological evidence for an emerged land mass in the Ligurian Sea during the Palaeogene. *Nature*, 218, 32.
STAUB, R (1926).—Gedanken zur Tektonic Spaniens. *Vierteljahr. Naturforsch. Ges. Zürich*, LXXI, p. 196-261, 1 pl.
— (1927).—Ideas sobre la tectónica de España. *R. Ac. Cienc. Bell.-Let. Nobl. Art. Córdoba*, p. 3-80.
— (1927).—Uber Gliederung und Deutung der Gebirge Marokkos. *Ecl. geol. Helv.*, 20, p. 275-288, 2 pl. coul., 1926-1927.
— (1928).—Gedanken zum Strukturbild Spaniens. *C. R. Cong. Géol. Int. Madrid*, fasc. 3, p. 948-996.
— (1928).—Der Deckenbau Korsikas und sein Zusammenhang mit Alpen und Apennin. *Vierteljahr. Naturforsch. Ges. Zürich*, LXXIII, p. 298-348.
— (1933).—Gedanken zur Tektonik Spaniens: zur Kenntnis der alpinen Leitlinien und westlichen Mittelmeer. *Géol. Méditerr. occid.*, II, part. V, n.° 46, 10 p., 1 pl.
— (1934).—Der Deckenbau Südspaniens in den Betischen Cordilleren. *Vierteljahr. Naturforsch. Ges. Zürich*, LXXIX, p. 471-474, 1 pl.

STILLE, H. (1927).—Uber westmediterrane Gebirgszusammenhänge. *Abhandlungen der Gesells. Wissens. Göttingen. Beitr. Geol. westlichen Mediterr.*, n.° 1, Berlin.
— (1934).—Bemerkungen zur perimesetischen Faltung in ihrem Sudpyrenäisch-balearischen Anteile. *Abh. Gesellsch. Wiss. Göttingen. Math. Phys. Kl.*, 3, 10, p. 193-208, 1 pl.
— (1937).—Geologische Untersuchungen im Westlichen Mediterranen Gebiet. *Geol. Rundsch.*, XXVIII, H. 1-2, p. 101-105.
— (1942).—Nota sobre los plegamientos perimeséticos y su parte surpirenáica y baleárica. *Publ. alemanas sobre Geol. España. C. S. I. C.*, Madrid, p. 15-24.
— (1942).—Sobre los enlaces de las cadenas de montañas del mediterráneo occidental. 1927. *Publ. alemanas sobre Geol. España. C. S. I. C.*, Madrid, p. 25-70.
— (1951).—Das mitteleuropäische varizische grundgebirge im Bilde des gesamt europäischen. *Beih. Geol. Jb.*, 2, 138 p., Hannover.
STAUFFER, P. H. (1967).—Grain flow deposits and their implications. Santa Ynez Mountains (California). *Journ. Sediment. Petrol.*, 37, 2, p. 487-508.
STORETVEDT, K. M. (1973).—The rotation of Iberia Coenozoïc palaeomagnetism from Portugal. *Tectonophysics*, vol. 17, n.° 112, p. 23-40.
SUESS, E. (1902-1911).—La face de la terre, t. III, 1è et 2è parties. Edit. franç., Paris, *Armand Colin édit.*
TAKEUCHI, H.; UYEDA, J., et KANAMURI, H. (1967).—Debate about the earth. Approach to geophysics through analysis of continental drift. *San Francisco, Freeman, Cooper and Co.*, 1 vol., in-8.°, rel., 213 p., nbses fig., pl.
TAMAIN, G. (1972).—Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne). *Thèse*, Orsay, 3 tomes.
TARAMELLI, T., et MERCALLI, G. (1886).—I terremoto andalusi cominciati il 25 dicembre 1884. *Atti. R. Acc. Lincei*, ser. 4, III, p. 116-222, 4 pl.
TARLING, D. H. (1927).—Drifting through the Year. *Nature*, vol. 239, p. 38-40.
TERMIER, H., et TERMIER, G. (1952).—La Biosphère. Paris, *Masson édit.*
— (1956).—L'évolution de la Lithosphère. I. Pétrogenèse. II. Orogenèse. III. Glyptogenèse. Paris, *Masson édit.*
— (1960).—Erosion et sédimentation. Paris, *Masson édit.*
— (1960).—L'épeirogenèse mésocarbonifère et ses conséquences. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), II, p. 677-686.
— (1960).—Une hypothèse sur le rôle des courants marins dans le dépôt de certains calcaires jurassiques et crétacés. *In* Liv. à la Mém. Pr. P. Fallot, p. 97-101. *Mém. h.-sér. Soc. Géol. Fr.*
— (1964).—Les failles dans le Massif du Tichka. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, VI, 4, 279-290.
— (1966).—Le problème paléontologique des couches de passage. *Scientia*, 7, LX, 5 p.
— (1969).—Global paleogeography and Earth expansion. *App. Mod. Phys. Earth. Plan. Int.*, p. 87-101.
— (1970).—Une hypothèse sur la paléogéographie de l'Afrique au Paléozoïque inférieur. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 92, 3, p. 447-453.
TERMIER, P. (1909).—Sur les relations tectoniques de l'île d'Elbe avec la Corse et sur la situation de celle-ci dans la chaîne alpine. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 149, p. 11-14.
— (1911).—Les problèmes de la géologie tectonique dans la Méditerranée occidentale. *Rev. gén. Sc. pures et appl.*, 30 mars, 30 p.
THIEULOY, J. P. (1959).—Etude micrographique des «calcaires à débris» barrémo-aptiens sur le pourtour méridional du Vercors. Ext. trav. *Lab. Géol. Fac. Sc. Univ. Grenoble*, t. 35, p. 39-99.
THOMAS, J. M., et MONTORIOL, J. (1953).—Resultados de una campaña geoespeleológica en la isla de Ibiza (Baleares). *Speleon.* Oviedo, IV, n.° 3-4, p. 219-256, 9 fig.
THOS et CODINA (1876).—Notas acerca de la constitución geológica de las islas de Ibiza y Formentera. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, Madrid, III, p. 363-367.
TINTANT, H., et VIALLARD, P. (1970).—Le Jurassique moyen et supérieur de la chaîne ibérique sud-occidentale aux confins des provinces de Teruel, Valencia et Cuenca. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 6, p. 207-209.

TJIA, H. D. (1967).—Sense of fault displacements. *Geol. Mijn.*, vol. 46, p. 392-396.
TORNQUIST, A. (1902).—Ergebnisse einer Bereisung der Insel Sardinien. *Sitzb. d. K. Preuss. Akad. ss.*, 35, Berlin.
— (1903).—Die Daonellen des deutschen Muschelkalkes. *N. Jb. Min. Geol. Pal.*, II, p. 83-92, 1 pl.
— (1904).—Die Trias auf Sardinien und die Keupertransgression in Europa. *Zeitschr. der d. geol. Gesellsch.*, Protokoll, vol. LVI, p. 151.
— (1904).—Die Gliederung und Fossilfürhung der ausser alpinen Trias auf Sardinien. *Sitz. Preuss. Akad. Wiss.*, 38, Berlin.
— (1909).—Ueber die ausseralpine Trias auf den Balearen und in Catalonien. *Sitz. Preuss. Akad. Wiss.*, Berlin, XXXVI, p. 902-918.
— (1915).—Beitrage zur Geologie der westlichen Mittelmeerländer. III. Die carbonische Granitbarre zwischen den oceanischen Trias Meer und den europeischen Trias Binnenmeer. *Neues Jahrb. f. Min., Beil.* Bd., XX, p. 466.
UNRUG, R. (1963).—Istebna beds, a fluxoturbidity formation in the Carpathian flysch. *Ann. Soc. Geol. Pologne*, XXXIII, p. 49-96.
— (1965).—Le faciès de flysch à fluxoturbidités dans les Carpathes polonaises. *Carpatho-Balkan Geol. Assoc. VII Congr. Sofia*, Reports, part. II, vol. 1, p. 301-303.
VACQUIER, V.; RAFF, A. D., et WARREN, R. E. (1961).—Horizontal displacements in the floor of the north-eastern Pacific Ocean. *Bull. geol. Soc. Am.*, 72, p. 1251-1258.
VARDABASSO, S. (1951).—Tentativo di sintesi grafica della geologia della Sardegna. *Rend. Acad. Naz. Lincel*, 8, vol. II, p. 320-325.
— (1956).—Le fase sarda dell'orogenesi caledonica in Sardegna. *Geotektonisch. Symp. zur Ehr. von H. Stille.*
— (1960).—Questions concerning the caledonian era in Sardinia (Italy). *Rep. 21è intern. Geol. Congr.* Abst., p. 200.
— (1960).—Diskordanzen und Dislokationen des epikontinentalen Mesozoikums in Sardinien. Festschrift zum 70. Geburtstag von Ernst Kraus. *Abh. Deutsch. Akad. Wiss.*, Berlin.
VARGAS, M. (1787).—Descriptions de las Islas Pithyusas y Baleares, de Orden superior (Madrid).
VASSOEVITCH, N. B. (1951).—Les conditions de formation du flysch. *Trad. frse du S. I. G. du B. R. G. M.*, Paris.
VATAN, A. (1967).—Manuel de Sédimentologie. *Technip Ed.*, 398 p., 154 fig., 63 tabl., Paris.
VEEN, Van G. W. (1969).—Geological investigations in the region west of Caravaca, south-eastern Spain. *Thèse.* Amsterdam, 143 p., 13 fig., 10 pl. phot., 4 pl.
VERA, J. A. (1968).—El Mioceno del borde SW de la depresión de Guadix. *Acta geol. Hispánica*, III, n.° 5, p. 124-127.
— (1969).—Estudio geológico de la zona subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes. *Mem. Inst. Geol. y Min. España*, t. LXXII, 187 p.
— (1970).—Estudio estratigráfico de la depresión Guadix-Baza. *Bol. Geol. y Min.*, LXXXI, p. 429-462.
VIALLARD, P. (1966).—Sur le Crétacé de la chaîne ibérique castillane entre le Rio Turia et la haute-vallée du Rio Jucar (province de Valencia et Cuenca, Espagne). *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 262, p. 1997-2000.
— (1968).—Le néocrétacé de la chaîne ibérique sud-occidentale aux confins des provinces de Cuenca, Teruel et Valencia. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 6, p. 184-185.
— (1969).—Le néocrétacé de la chaîne ibérique castillane au SW de la Serrania de Cuenca. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 6, p. 211-212.
VIALLARD, P., et GRAMBAST, L. (1970).—Sur l'âge post-stampien moyen du plissement majeur dans la chaîne ibérique castillane. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 1, p. 9.
VIALLARD, P., et PHILLIPOT, A. (1967).—Découverte du Silurien dans la province de Cuenca (Espagne). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 364.
VIDAL, L. M. (1878).—Excursión geológica de la Isla de Mallorca. *Bol. Com. Map. Geol. Esp.*, t. VI, p. 1.
— (1905).—Note sur l'Oligocène de Majorque. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), V, p. 651-654.

— (1917).—Edad geológica de los lignitos de Selva y Binisalem (Mallorca) y descripción de algunas especies fósiles. *Mem. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, X, 7.
VIDAL, L. M., et MOLINA, E. (1888).—Reseña física y geológica de las islas de Ibiza y Formentera. *Bol. Com. Map. Geol. España*, Madrid, t. VII, 9 fig., p. 67-113.
VILA, J. M. (1969).—Relations paléogéographiques et structurales entre le flysch de Penthièvre et les unités externes de la dorsale kabyle dans la région de Jemmapes (N, du Constantinois, Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XI, p. 544.
— (1970).—Le Djebel Edough: un massif cristallin externe du Nord-Est de la Berbérie. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XII, p. 805-812.
VILA VALENTI, J. (1960).—Los llanos de San Mateo y Santa Inés. Ibiza. *Speleon*, Oviedo, p. 1-12, 1 fig.
— (1961).—El «polje» de Santa Inés o Corona (Ibiza). *Speleon*, Oviedo, XII, n.° 1-2, p. 55-66.
VINE, F. J., et MATTHEWS, D. H. (1963).—Magnetic anomalies over oceanic Ridges. *Nature*, n.° 4897, p. 947-949.
VIRGILI, C. (1952).—Hallazgo de nuevos Ceratites en el Triásico mallorquín. *Mem. Com. Inst. Geol. Prov.*, IX, p. 19-39, Barcelona.
— (1954).—Algunas consideraciones sobre el trazado de las costas españolas durante el Triásico. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. homenaje al Pr. E. Hernández Pacheco, p. 697-716.
— (1958).—El Triásico de los Catalanides. *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, t. LXIX, 856 p., 94 fig., 17 pl.
— (1960-1962).—Le Trias du Nord-Est de l'Espagne. Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot, t. I, p. 301-312. *Mém. h.-sér. Soc. géol. Fr.*
VOGES, A. (1959).—Conodonten aus den Unterkarbon I und II (Gattendorfia - und Pericyclus Stufe) des Sauerland. *Paleont.*, Z. 33, 4, p. 266-314.
— (1960).—Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie der Unterkarbon I und II Gattendorfia und Pericyclus Stufe) in Saverland. *Folscher Geol. Rhein. Westp.*, 3, 1, p. 197-228.
VOGT, P. R.; HIGGS, R. H., et JOHNSON, G. L. (1971).—Hypotheses on the Origin of the Mediterranean Basin: Magnetic Data. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 76, 14, p. 3207-3228.
VOLK, H. R. (1967).—Zur Geologie und Stratigraphie des Neogen beckens von Vera, Südost-Spanien. *Thèse*, Amsterdam, 160 p.
WALKER, R. G. (1967).—Turdibite sedimentary structures and relationship to proximal and distal depositional environment. *Journ. Sediment. Petrol.*, vol. 37, 1, p. 25-43, 11 fig.
— (1966).—Shale grit and grind slow shales: transition from turbidite to shallow water sediments in the upper Carboniferous of northern England. *Journ. Sediment. Petrol.*, vol. 36, 1, p. 90-114, 19 fig.
WATSON, J. A., et JOHNSON, G. L. (1968).—Mediterranean diapiric structures. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, p. 2247-2249, 2 fig.
WEGENER, A. (1915).—Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. *Sammlung Viewig*, n.° 23, 94 p., Braunschweig.
— (1937).—La genèse des Continents et des Océans. Traduit de l'allemand. 236 p. Paris. *Nizet et Bastard. Ed.*
WEGMANN, C. E. (1966).—Rapports entre les étages tectoniques et les déformations à la surface de la terre. *Ann. Ac. Sc. Fennicae*, sér. A, III, Geol., Geogr. 90, p. 423-513.
WESSON, P. S. (1972).—Objections to continental drift and plate tectonics. *Journ. Geol.*, vol. 80, p. 185-197.
WESTERVELD, J. (1929).—De bouw der Alpujarras en het tektonische Verband der oostelijke betische Ketens. *Thèse*, Delft, 120 p., 5 fig., 23 phot., 3 dépl. dont 1 carte au 1/100.000.
WEZEL, F. C., et RYAN, W. B. F. (1971).—Flysch, margini continentali e rolle litosferische. *Boll. Soc. Geol. It.*, 90, p. 249-270.
— (1973).—Flysch: two settings in the Mediterranean and a search for their ancient analogues in the alpine chains. Abst. *1st. Meet. Eur. Geoph. Soc. Zürich*, p. 110.

WIEDMAN, J. (1962).—Unterkreide-Ammoniten von Mallorca. *Lytoceratina, Aptychi. Abh. Math.-Natur. Kl.*, n.° 1, Wiesbaden, 148 p., 36 fig., 1 tabl., 10 pl.
— (1965).—Sur la possibilité d'une subdivision et des corrélations du Crétacé inférieur ibérique. Coll. Crétacé inférieur, Lyon, 1963. *Mém. B. R. G. M.*, n.° 34, p. 819-823.
WILKOMM, M. (1886).—Die pyrenäische Halbinsel. Das Wissen der Gegenwart (Band XLIII. Ost-und Sud Spanien Die Balearen und Pithyusen, Leipzig-Wien).
— (1876).—Spanien und Balearen. Berlin.
WILSON, J. T. (1965).—A new class of faults and their bearing on Continental Drift. *Nature*, vol. 207, n.° 4995, p. 343-347, 24 juillet.
WINKLER, A. (1926).—Morphologisch-geologische Beobachtungen auf Mallorca. *Zeits. Geomorphol.*, II, p. 171-183, 1 fig.
WUNDERLICH, H. G. (1964).—Alpidische Faltung auf Korsica. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 121, 1, p. 67-79.
WURM, A. (1911).—Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien. *Zeitsch. deutsch. geol. Ges.*, 63, p. 38-174, 24 fig., 3 pl.
— (1913).—Beiträge zur Kenntnis der iberisch-balearischen Triasprovinz. *Verh. Naturhist. Mediz. Vereines z. Heidelberg*, N. F. XII, 4, p. 477-594, 1 tabl., 1 carte, 16 fig. texte.
— (1919).—Beiträge zur Kenntniss der Trias von Katalonien. *Zeitsch. der d. geol. Ges.*, t. LXXI, p. 153.
— (1960).—Prospección geológico-geofísica de aguas subterráneas realizadas en la Isla de Menorca para el Instituto Nacional de Colonización. Rapp. *Geoprosco*, 33, p. ronéot., nbr. fig., tabl. (analyses d'eau) et cartes. Madrid.
— (1961-1962).—Essai de nomenclature des roches sédimentaires de caractérisation des principales structures sédimentaires. T. 1: Essai de nomenclature des roches sédimentaires, 1961. T. 2: Atlas photographique, 1962. *Technip. Ed.*
— (1967).—Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Sp. Publ.*, n.° 12.
ZENKOVICH, V. P. (1967).—Processus of coastal development. *Oliver et Boyd.*, 1 vol. gr. in-8.°, XV, 738 p., 328 fig. et phot., bibl. index. Edinburgh.
ZERMATTEN, H. L. J. (1929).—Geologische onderzoekingen in de Randzone van het Venster der Sierra Nevada (Spanje). *Thèse*, Delft, 104 p., 4 cartes, 2 pl.
ZIEGLER, W. (1959).—Conodonten aus Devon und Karbon Südwesteuropas und Bemerkungen zur bretonischen Faltung (Montagne Noire, Massif von Monthoumet, Spanien, Pyrenäen. *N. J. B. Geol. Pal. Mh.*, p. 289-309.
ZIJDERVELD, J. D.; DEJONG, H., et VAN DER VOO, R. (1970).—Rotation of Sardinia: Paleomagnetic Evidence from Permian Rocks. *Nature*, 226, p. 933.

INDICE GENERAL

Página

Introducción ... 7

Planteamiento del problema ... 10

1.° La terminación nor-oriental de las cordilleras béticas ... 10

2.° Origen del mar liguro-hespérico ... 16

3.° Temas de investigación y finalidad de este trabajo ... 16

Presentación y resumen de los principales resultados obtenidos por este trabajo ... 17

El marco geográfico, histórico y humano.—Breve resumen de las investigaciones geológicas anteriores ... 28

PRIMERA PARTE. MENORCA: ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA

El Paleozoico

Antecedentes ... 45

Distribución ... 46

Capítulo I.—El Devónico

1. Lochkoviense ... 48

1. Zona con *Monograptus praehercynicus* ... 49

1. Sedimentología ... 49

2. Interpretación ... 51

3. Paleontología ... 51

4. Petrografía ... 53

5. Conclusiones ... 53

2. Zona con *Monograptus hercynicus* ... 54

A) Este de Tirant ... 54

1. Sedimentología ... 54

2. Interpretación ... 58

Página

3. Diagénesis ... 61
4. Paleontología ... 61

B) Oeste de la Playa de Tirant: Punta Negra ... 62

1. Sedimentología ... 62
2. Interpretación ... 63
3. Paleontología ... 64

3. Conclusiones sobre el Lochkoviense ... 64

2. Praguiense Inferior ... 65

1. Sedimentología ... 66
2. Petrografía ... 66
3. Paleontología ... 67
4. Conclusiones ... 68

3. Praguiense Superior y Zlichoviense ... 68

1. El Cipré ... 68

1. Sedimentología ... 71
2. Interpretación ... 73
3. Petrografía ... 73
4. Paleontología ... 74

2. Otros cortes en el macizo de Fornells ... 75
3. Conclusiones ... 78

4. Eifeliense y Givetiense: Devónico Medio ... 78

1. Eifeliense ... 78
2. Givetiense ... 81

5. Frasniense, Fameniense: Problema del Devónico Superior ... 83

1. El flysch con turbiditas calizas del Devónico Superior ... 84

A) Santa Margálida ... 84
B) Binimalla ... 86

2. La colada fangosa ... 86

A) Escollo del Francés ... 86
B) Binifaillet ... 91
C) Rafal Rotge ... 95
D) Ferragut Vell ... 96
E) Conclusiones ... 99
F) Los políperos de la colada fangosa ... 99

3. El Devónico por encima de la colada fangosa ... 101

6. Rocas eruptivas ... 105

Página

7. Conclusiones generales sobre el Devónico ... 109

1. Límites ... 109
2. Historia y evolución de la cuenca sedimentaria devónica. 109
3. Diagénesis de los sedimentos ... 112
4. Evolución perceptible de las márgenes litorales ... 112

Capítulo 2.—El Carbonífero

1. Límite inferior del Carbonífero ... 114

2. El Carbonífero Basal poco o no detrítico ... 117

1. Las pelitas inferiores ... 117
2. Las radiolaritas verdes con intercalaciones de pelitas verdes ... 119
3. Pelitas carbonosas con nódulos fosfatados ... 120
4. Las radiolaritas negras con nódulos fosfatados ... 120
5. Las calizas y pelitas rojas ... 123

3. El tránsito del Carbonífero poco o no detrítico al Culm. Conclusiones y resumen ... 125 130

4. El Carbonífero Detrítico: El Culm ... 132

1. Edad del Culm ... 132
2. Sedimentología del Culm ... 134

1. Cabo Favaritx ... 134
2. Cala Mesquida ... 137
3. Punta Teula ... 140
4. Cala Murta ... 144
5. Cala Llonga e Isla Colom ... 148
6. Binifaillet ... 149

3. Huellas y pistas orgánicas ... 152

1. Análisis ... 152
2. Conclusiones ... 155

4. Cuarzo-queratófiros intrusivos ... 157

1. Análisis ... 157
2. Conclusiones ... 159

5. Conclusiones generales sobre el Carbonífero ... 160

1. Límites ... 160
2. Historia y evolución de la cuenca sedimentaria carbonífera ... 160
3. Evolución perceptible de las márgenes litorales ... 165

Página

El Secundario

Capítulo 1.—El Pérmico y el Triásico

Introducción ... 170
Antecedentes ... 171

1. Distribución ... 171

2. Estratigrafía ... 173
   1. El Pérmico Superior y el Buntsandstein ... 173
      1. El conglomerado-brecha ... 175
         A) Contacto con el Culm ... 175
         B) Contacto con el Devónico ... 177
         Conclusiones ... 178
      2. Las argilitas, pelitas y areniscas inferiores ... 178
         A) Centro de Menorca ... 178
         B) Oeste de Menorca ... 181
         Conclusiones ... 183
      3. Las areniscas superiores ... 183
      4. Tránsito de la serie detrítica roja al Muschelkalk ... 184
         A) Oeste de Menorca ... 184
         B) Centro de Menorca ... 186
         C) Este de Menorca ... 188
         Conclusiones ... 188
      5. Las rocas eruptivas ... 189
         A) Ferrerías ... 189
         B) Algayarens ... 189
   2. El Triásico Medio ... 190
      1. El Triásico Medio al este de Menorca ... 190
      Conclusiones ... 195
      2. El Triásico Medio del centro de Menorca ... 196
         A) Covas Veyas ... 196
         B) Islote de Sargantana ... 197
         C) Monte Toro ... 197
         Conclusiones ... 200
      3. Tránsito del Triásico Medio al Triásico Superior ... 200
         A) Monte Toro ... 200
         B) Cala Fontanelles ... 200

Página

      3. El Triásico Superior ... 201
         1. Monte Toro ... 201
         2. Bahía d'es Guix ... 201
         3. Dins es Guix ... 202
         Conclusiones ... 203

3. Propiedades Mecánicas ... 203

4. Conclusiones generales sobre el Pérmico y el Triásico ... 204
   1. Límites ... 204
   2. Serie estratigráfica ... 204
      1. Pérmico y Buntsandstein ... 204
      2. Triásico Medio ... 205
      3. Triásico Superior ... 205
   3. Area de depósito ... 206

Capítulo 2.—El Jurásico

Introducción ... 207
Antecedentes ... 207

1. Distribución ... 208

2. Estratigrafía ... 208
   1. Liásico y Jurásico Medio: Cap Fornells ... 210
      1. Corte núm. 1, de la Bahía d'es Guix ... 210
      2. Corte núm. 2, de la Torre de Fornells ... 211
         1) Capas inferiores del yacimiento ... 211
         2) El yacimiento fosilífero ... 212
         3) Capas superiores al yacimiento ... 214
      3. Corte núm. 3, del Fuerte de Fornells ... 215
      4. Discusión de la edad de las Meyendorffina de Menorca ... 216
      5. Conclusiones ... 218
   2. Jurásico Medio y Superior: Atalaya de Fornells ... 218
      1. Corte núm. 4, de la punta NO de La Atalaya (Na Ponsa) ... 218
      2. Corte núm. 5, del sur de la granja de S'Albufereta ... 222
      3. Cortes de calizas reposando sobre dolomías del N de La Atalaya ... 223

Página

1) Corte núm. 6, de la bahía de Fornells hacia S'Albufereta ... 223
2) Corte núm. 8, al SE de Punta Na Guillemassa ... 225
3) Corte núm. 9, al SO de Punta Pantinat ... 226
4. Corte núm. 10, al sur de la Atalaya ... 226
1) Palomar ... 226
2) S'Albufera ... 226
3) Este de S'Albufera ... 228
5. Conclusiones sobre el Jurásico Medio y Superior ... 229
3. Estudio regional del Jurásico ... 230
1. Península de Caballería ... 230
1) Desde Sa Nitja hacia el Este ... 230
2) Sobre la costa Este ... 231
3) En la barrera de Sa Nitja ... 232
2. Cap Fornells ... 232
3. Atalaya de Fornells ... 232
1) Corte núm. 11, de Es Morter ... 232
2) Corte núm. 12, del camino de la batería ... 233
3) Corte núm. 13, de la Cala Pudent ... 233
4) Corte núm. 14, al este de Cala Pudent ... 234
4. Bellavista ... 235
5. La meseta de Alayor ... 235
1) Alcoitx ... 235
2) Albaida ... 236
3) Sa Roca ... 236
4) Cota 235 ... 236
6. Las Islas de Addaya ... 238
7. Almudaina ... 238
8. Punta Nati Bajoli ... 238
4. Conclusiones generales sobre el Jurásico de Menorca ... 239
1. La dolomitización ... 239
2. Serie estratigráfica ... 239
1) El Liásico ... 240
2) El Jurásico Medio ... 240
3) El Jurásico Superior ... 240
3. Area de sedimentación ... 241

Página

Capítulo 3.—El Cretácico

Introducción ... 242
Antecedentes ... 242
1. Distribución ... 247
2. Estratigrafía ... 247
1. Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense? ... 247
1. Berriasiense y Valanginiense ... 247
2. Corte de detalle del Valanginiense Superior ... 251
3. El problema del Hauteriviense ... 253
4. Conclusiones ... 254
2. Barremiense, Aptiense, Albiense ... 254
Conclusiones ... 260
3. Estudio regional del Cretácico ... 261
1. Atalaya de Fornells ... 261
A) Corte núm. 8 ... 261
B) Sur de la Atalaya ... 262
2. Este de Son Saura ... 263
4. Conclusiones generales sobre el Cretácico ... 263
1. Límites ... 263
2. Serie estratigráfica ... 263
1) El Berriasiense y el Valanginiense ... 263
2) El Hauteriviense ... 263
3) El Barremiense ... 264
4) El Aptiense y el Albiense basal ... 264
3. Area de sedimentación ... 264

Capítulo 4.—Conclusiones generales sobre el Secundario

1. Pérmico y Triásico ... 265
2. El Jurásico ... 266
3. El Cretácico ... 266

El Terciario

Antecedentes ... 269
Distribución ... 271

Página

Capítulo 1.—El Oligo-Mioceno Inferior

Introducción ... 272

1. Distribución ... 272
   1. Atalaya de Fornells ... 272
   2. Es Macar de Sa Llosa ... 272
2. Sedimentología ... 274
   1. Secuencias ... 274
   2. Estructuras y accidentes sedimentarios ... 275
   3. Ritmos ... 275
3. Edad de la molasa ... 276
4. Ensayo de comprensión del medio y sus condiciones de depósito ... 277
5. El dominio de origen de los cantos ... 277
   1. Serie menorquina ... 278
   2. Serie no conocida *in situ* ... 278

   Conclusiones ... 279
6. Conclusiones ... 280

Capítulo 2.—Vindoboniense y Mioceno terminal («Mesiniense»)

Introducción ... 282
Antecedentes ... 282
1. Distribución ... 284
2. Estratigrafía y sedimentología ... 284
   1. Mioceno del sur de Menorca ... 284
      1. Los depósitos conglomeráticos de Cala Morell y del Codolar de Biniatramp ... 284
         A) Observaciones ... 284
            1) Cala Morell ... 284
            2) Codolar de Biniatramp ... 285
         B) Interpretación sedimentológica ... 285
            1) Influencias continentales ... 285
            2) Influencias marinas ... 286
         C) Tectónica sinsedimentaria ... 287

Página

         D) Consideraciones topográficas ... 288
         E) Evolución morfológica ... 288
      2. La transgresión Vindoboniense en el oeste de Menorca ... 289
         A) Cala Morell ... 289
         B) Punta Nati ... 291
         C) Evolución de estas facies hacia Cala Morell: Na Guiamassa ... 293
         D) Evolución hacia el Sur: Torrent d'es Pous ... 295
         E) De la Punta Nati al Cap Bajoli ... 296
         F) Conclusiones ... 296
      3. Los sedimentos miocenos de Ciudadela a Mahón ... 296
         A) Ciudadela ... 296
         B) Carretera de Cala Galdana ... 297
         C) Ferrerías ... 298
         D) De Ferrerías a San Cristóbal ... 299
         E) Entre San Cristóbal y Alayor ... 301
         F) De Alayor a Mahón ... 302
         G) La rada de Mahón ... 302
            1) La orilla sur del Puerto de Mahón ... 302
            2) Las islas de la rada, La Mola: El contacto del Vindoboniense y el Paleozoico ... 306
            3) Conclusiones ... 311
         H) Evolución de las facies de Mahón hacia el S y el SE ... 312
            1) Cala En Porter ... 312
            2) Calas Covas ... 312
            3) Cala Alcaufar ... 312
            4) Punta Prima ... 313
            5) La Isla del Aire ... 314
   2. El Vindoboniense del Norte de Menorca ... 316

      Corte del acantilado de Dins es Guix ... 317

      Conclusiones ... 317
3. Conclusiones generales sobre el Vindoboniense y el Mioceno terminal ... 320
   1. La edad de las deformaciones tangenciales principales ... 320
   2. El Vindoboniense del Norte ... 320

Página

3. El Mioceno del Sur ... 320
   1) El problema de las Miogypsinas de la Isla del Rey ... 321
   2) Los sedimentos miocenos del Migjorn ... 321
4. Ensayo de interpretación del área de depósito ... 325

Capítulo 3.—Conclusiones generales sobre el Terciario

1. Oligo-Mioceno Inferior ... 327
2. Vindoboniense y Mioceno terminal ... 328

Plioceno y Cuaternario

Introducción ... 331
Antecedentes ... 332
Ejemplo de un sistema de sedimentación eólica actual en Menorca ... 333
1. Evocación de los datos clásicos ... 333
2. Ejemplo de un sistema de sedimentación eólica actual en Menorca: Tirant ... 334
3. Conclusiones: Investigación de los caracteres eólicos de los depósitos fósiles en Menorca ... 336

Capítulo 1.—El Plio (?)-Cuaternario antiguo

Introducción ... 338
1. Distribución ... 338
2. Estratigrafía y sedimentología ... 338
   1. Atalaya de Fornells ... 338
   2. Cap de Caballería ... 343
   3. Sibina de Mongofre ... 346
3. Conclusiones ... 347

Capítulo 2.—El Cuaternario más reciente

Introducción ... 349
1. Características generales ... 349

Página

   1. Características petrográficas ... 349
   2. Observaciones sobre algunos yacimientos ... 350
   3. Depósitos y redes kársticas ... 351
2. Conclusiones ... 353

Capítulo 3.—Evolución morfológica de Menorca desde el Plio-Cuaternario antiguo

Introducción ... 354
1. Los niveles marinos ... 356
2. La insularidad de las Baleares y las especies insulares ... 357
3. Las superficies de abrasión ... 358

Capítulo 4.—Conclusiones generales sobre el Plio-Cuaternario

1. La revolución Pliocena ... 363
2. Datos paleogeográficos sobre el Plio-Cuaternario antiguo ... 363
3. El Cuaternario más reciente ... 364

SEGUNDA PARTE. NORESTE DE MALLORCA: ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA

Introducción ... 369

El Secundario

Antecedentes ... 371
Distribución ... 372

Capítulo 1.—El Triásico

Introducción ... 375
Antecedentes ... 375
1. Distribución ... 375
2. Estratigrafía ... 377

Página

1. Características generales ... 377
2. Los yesos ... 378
   1) Corte de Son Jaumell ... 378
   2) Sondeo de Capdepera ... 379
   3) Sondeo de la carretera de Capdepera a Cala Ratjada. 379
   4) Al So de Artá ... 379
3. Conclusiones ... 379

Capítulo 2.—El Jurásico

Introducción ... 381

Antecedentes ... 381

1. Distribución ... 382

2. Estratigrafía ... 382
   1. Noroeste ... 382
      1. El Jurásico de la Ermita de Artá ... 382
      Conclusiones ... 385
      2. Evolución del Jurásico hacia el SO ... 386
         A) Puig d'en Pare ... 386
         Conclusiones ... 386
         B) Sierra de Calicant ... 387
         Conclusiones ... 387
      3. Evolución del Jurásico hacia el NE ... 387
         A) Puig d'els Coloms ... 387
         Conclusiones ... 388
         B) Compartimiento NE del desgarre de la Ermita de Artá ... 388
            1) S'Atalaya Freda ... 389
            Conclusiones ... 389
            2) Ca'n Monseriu ... 389
            Conclusiones ... 391
            3) De S'Atalaya de Morey al Camp d'en Porrasa ... 391
            Conclusiones ... 392
            4) Pie oeste del Puig Son de Cor ... 392
            Conclusiones ... 393

Página

      4. Conclusiones sobre el Jurásico del Noroeste ... 393
   2. Centro ... 394
      1. 300 m. al sur de Cala Mitjana ... 394
      Conclusiones ... 396
      2. Sierra de Son Sastres ... 396
      Conclusiones ... 403
      3. Relaciones del Jurásico de Son Sastres con el de Cala Mitjana ... 403
         A) Puig Barbassa ... 403
         B) Corte de Puig de La Señora ... 404
      Conclusiones ... 405
      4. Evolución de las facies jurásicas en el centro de la zona estudiada ... 405
         A) Sa Duaya de Abaix ... 406
         B) Puig Campanet ... 406
         C) Pla de Son Hegos ... 407
         D) Puig Pelegri ... 407
      5. Conclusiones sobre el Jurásico del centro ... 408
   3. Sudeste ... 408
      1. Cala Ratjada ... 409
      2. Cap Vermey ... 409
         A) Grutas de Artá ... 409
         B) Flanco NE ... 409
      3. Na Peñal ... 411
      4. Conclusiones sobre el Jurásico del Sudeste ... 412
3. Conclusiones generales sobre el Jurásico ... 412
   1. Límites ... 412
   2. Dolomitización ... 412
   3. Serie estratigráfica ... 413
   4. Area de sedimentación ... 414

Capítulo 3.—El Cretácico

Introducción ... 417

Antecedentes ... 417

1. Distribución ... 419

2. Estratigrafía ... 419

Página

1. El Berriasiense ... 419
   1. Noroeste ... 419
      A) Ermita de Artá ... 419
      Conclusiones ... 420
      B) Pie O del Puig Son de Cor ... 420
   Conclusiones ... 423
   2. Centro ... 424
      Sa Duaya de Abaix ... 424
      1) Camino de Sa Duaya de Abaix ... 424
      Conclusiones ... 426
      2) Sa Ferlera-S'Esquerra ... 426
   Conclusiones ... 427
2. El Valanginiense y el Hauteriviense ... 427
   Conclusiones ... 429
3. El Barremiense ... 429
   Conclusiones ... 430

3. Estudio regional ... 430
   1. Nódulos e hiladas procedentes de la plataforma continental ... 430
      1. Puig d'en Borrás ... 430
      2. Cala Ratjada ... 431
      Conclusiones ... 431
   2. Corte de Cala Estreta a Jaumell ... 431

4. Conclusiones generales sobre el Cretácico ... 432
   1. Límites ... 433
   2. Serie estratigráfica ... 433
      1. El Berriasiense ... 433
      2. El Valanginiense ... 433
      3. El Hauteriviense ... 434
      4. El Barremiense ... 434
   3. Area de sedimentación ... 434

Capítulo 4.—Conclusiones generales sobre el Secundario

1. El Triásico ... 436
2. El Jurásico ... 436
3. El Cretácico ... 439

Página

El Terciario

Introducción ... 441
Antecedentes ... 441
Distribución ... 442

Capítulo 1.—El Eoceno

Introducción ... 444
Antecedentes ... 444

1. Distribución ... 446
2. Estratigrafía ... 446
3. Conclusiones ... 448

Capítulo 2.—Aquitaniense y Burdigaliense

Introducción ... 450
Antecedentes ... 450

1. Distribución ... 450
2. Estratigrafía ... 451
   1. Noroeste ... 451
      A) Ermita de Artá ... 451
      B) Puig d'en Xoroy ... 454
      C) Es Puiget ... 454
      D) Conclusiones ... 455
   2. Sudeste ... 456
      A) Ses Covas Rotjas ... 456
      B) De Ses Covas Rotjas al collado de Son Escriba ... 457
      C) Puig de Sa Font ... 457
      D) Ses Peñas Vermeyas ... 459
      E) Son Jordi ... 463
      F) Conclusiones ... 464
3. Conclusiones sobre el Aquitaniense y el Burdigaliense ... 465
4. Mioceno Inferior probable, pero no datado ... 466
   1. Los conglomerados del Faro de Capdepera ... 466
   2. El Mioceno de Ca'n Vidrié ... 467

Página

Capítulo 3.—El Vindoboniense y el Mioceno terminal («Mesiniense»)

Introducción ... 468
Antecedentes ... 468
1. Distribución ... 469
2. Estratigrafía ... 469
3. Conclusiones ... 472

Capítulo 4.—Conclusiones generales sobre el Terciario

1. El Eoceno ... 473
2. El Mioceno ... 473

TERCERA PARTE. MENORCA: TECTONICA

Introducción ... 477

Capítulo 1.—Microestructuras, pliegues y disarmonías

Introducción ... 479
1. Serie Jurásica y Cretácica ... 479
2. Triásico Medio ... 479
   1. Monte Toro ... 480
   2. Arenal d'en Castell ... 481
3. Culm ... 482
   1. Cap Favaritx ... 482
      — Sistema de dirección N 40° a N 80° y N 90° a N 105°. 483
      — Sistema de dirección N 140-185° ... 483
   2. Cala Llonga ... 484
   3. Cala Rata ... 485
   4. Cala Mesquida ... 485
4. Carbonífero basal ... 485
5. Devónico Superior ... 485

Página

6. Devónico Medio e Inferior ... 485
   1. Carretera Alayor-San Cristóbal ... 485
   2. Macizo de Fornells ... 486
   3. Oeste de Tirant ... 487
   4. Lochkoviense de Tirant ... 487
   5. Lochkoviense con Monograptus praehercynicus (oeste de Tirant) ... 487
   6. Devónico del este de Menorca ... 487
7. Conclusiones ... 488

Capítulo 2.—Tectónica varíscica

Introducción ... 491
1. Discordancia del conglomerado Permo-Triásico ... 491
   1. Al Este de Menorca ... 491
   2. En el Centro ... 491
   3. Al Oeste ... 492
   4. Conclusiones ... 493
2. Fracturación ... 493
   1. Red de fracturas N-S a N 30-50° ... 493
      A) Accidente O de Binidonaire ... 493
      B) Accidente E de Addaya ... 494
      C) Accidentes de Binimalla y de Ferragut ... 494
      D) Accidente de San Pedro ... 494
      E) Intrusión de cuarzo-queratófiros ... 494
   2. Red de fracturación N 120-140° ... 496
   3. Conclusiones ... 496
3. Estructuras en escamas ... 496
4. Conclusiones generales sobre la Tectónica varíscica ... 497

Capítulo 3.—Tectónica terciaria

1. Tectónica post-Albiense basal, ante-Oligoceno-Mioceno Inferior ... 500
   1. Discordancia del Oligo-Mioceno ... 500
   2. Estilo tectónico ... 500

Página

2. Tectónica intra-Oligo-Miocena ... 501

3. Tectónica post-Oligo-Miocena Inferior, ante-Vindoboniense. 501

1. Empujes N-S a N 30-50° ... 501

1. Oeste y Centro de Menorca ... 503

A) Pliegues N 90° a N 120-140° ... 503

1) Anticlinal de Cap Gros ... 503

2) Sinclinal de la Miloca a Binideufa ... 503

3) Sinclinal de Son Amettler ... 504

4) Sinclinal de Fonts Redona ... 506

B) Cabalgamientos hacia el Suroeste ... 507

C) Desgarres Norte-Sur ... 508

2. Este de Menorca ... 508

3. Conclusiones ... 508

2. Empujes N 120-140° ... 510

1. Análisis de los desgarres ... 510

A) Caracteres generales ... 510

B) Distribución y descripción ... 510

1) Fornells ... 512

2) Binigurdo ... 512

3) Santa Agueda ... 512

4) Inclusa ... 513

5) Binialzenis ... 513

C) Interpretación ... 513

2. Tectónica de paneles deslizantes ... 513

3. Despegues ... 514

A) Despegues que responden a empujes Norte-Sur. 514

B) Despegues que responden a empujes N 120-140°. 515

4. Conclusiones ... 515

3. Tectónica regional ... 516

1. Monte Toro ... 516

2. Binimalla y Ferragut ... 517

A) Binimalla ... 518

B) Ferragut ... 518

4. Conclusiones generales sobre la Tectónica terciaria ... 519

Página

Capítulo 4.—Neotectónica

Introducción ... 521

1. Durante el Mioceno Superior y el Mioceno terminal ... 521

1. Deformación de la cuenca de sedimentación del Mioceno post-orogénico ... 521

2. Reajuste del zócalo balear ... 522

2. Después del Mioceno terminal ... 522

1. Hundimientos alrededor de Menorca ... 522

2. Fracturación reciente ... 522

3. Movimientos diferenciales entre el Norte y el Sur ... 523

4. Movimientos diferenciales entre la región mediana y el Este y Oeste de Menorca ... 523

1. Deformaciones de la costa sur de Menorca ... 523

2. Alzamiento de la región mediana de Menorca ... 524

3. Conclusiones ... 524

Capítulo 5.—Conclusiones generales sobre la Tectónica

Resumen ... 525

CUARTA PARTE. NORESTE DE MALLORCA: TECTONICA

Introducción ... 531

Antecedentes ... 531

Capítulo 1.—Tectónica terciaria

1. Tectónica posterior al Barremiense y anterior al Priaboniense ... 533

1. Discordancia del «Luteciense terminal al Priaboniense». 533

2. Indicios sedimentarios de deformaciones importantes. 533

3. Naturaleza de la tectónica ... 533

2. Tectónica posterior al «Luteciense terminal al Priaboniense» y anterior al Aquitaniense ... 534

Página

1. Discordancia del Aquitaniense ... 534
2. Indicios sedimentarios ... 534
3. Naturaleza de la tectónica ... 534

3. Tectónica intra-Miocena Inferior ... 534
1. Movimiento transgresivo del mar hacia el noroeste ... 535
2. Tránsito de una sedimentación costera a una turbidítica. 535

4. Tectónica post-Burdigaliense y anterior a un Vindoboniense impreciso ... 535
1. Empujes N-S a N 30-50° ... 536
1. Reactivación de los accidentes de fractura N-S a N 30-50° ... 536
2. Cabalgamientos hacia el SO ... 537
2. Empujes N 120-140° ... 538
1. Pliegues N 30-50° ... 538
A) Características generales ... 538
B) Evolución de un pliegue recto ... 539
1) Evolución del flanco normal ... 539
2) Evolución del flanco invertido ... 540
C) Generalización del fenómeno ... 540
1) Extrusión de masas dolomíticas ... 540
2) Escamas ... 542
3) Exageración del deslizamiento: «mantos». 544
a) El «manto» de Xiclati ... 544
b) El «manto» del Puig Campanet ... 546
2. Análisis de los desgarres ... 546
A) Características generales ... 546
B) Distribución y descripción ... 546
1) Es Freu ... 547
2) Sa Duaya de Abaix ... 548
3) Sa Cova ... 549
4) Ermita de Artá ... 549
5) En Xoroy ... 550
6) Bec d'en Farrutx ... 550
7) Calicant ... 550
C) Interpretación ... 550
3. Tectónica de paneles deslizantes ... 550
4. Conclusiones ... 551

Página

Capítulo 2

Conclusiones ... 552

QUINTA PARTE
CONCLUSIONES

1. El Paleozoico de Menorca en el Mediterráneo occidental ... 557
1. Paleozoico encontrado por sondeo en el Mediterráneo occidental ... 557
2. Paleozoico de las zonas internas bético-rifeñas ... 560
3. Paleozoico de Gran Kabilia ... 561
4. Los Catalánides ... 562
5. Cerdeña ... 564
6. Córcega ... 565
7. Conclusiones ... 566

2. Evolución del surco externo bético en el Mediterráneo occidental durante el Mesozoico ... 567
1. El Triásico ... 567
2. El Jurásico ... 569
3. El Cretácico ... 571
4. Conclusiones ... 573

3. El período bético ... 574
1. Antes del «Luteciense terminal al Priaboniense Inferior». 574
2. Eoceno Superior ... 574
3. Oligoceno ... 575
4. El Mioceno Inferior ... 575
5. Génesis de las estructuras tangenciales baleares ... 577
1. Edad ... 577
2. Importancia y estilo de las deformaciones ... 578
3. Análisis espectral y filtrado en abanico mediante láser de los mapas estructurales de Menorca y NE de Mallorca ... 580
6. Conclusiones ... 581

4. La terminación nororiental de las Cordilleras Béticas ... 583
1. Terminación paleogeográfica ... 583
2. Terminación estructural ... 583

Página

3. Transición de una «Tectónica peninsular» a una «Tectónica insular» ... 583
4. Menorca en el Mediterráneo occidental ... 584
5. El Continente Hespérico ... 584

5. Hacia el Mediterráneo ... 585
1. ¿Crisis del Mioceno terminal? ... 585
2. La cuestión de las «evaporitas mesinienses» ... 586
3. El Mediterráneo ... 587

6. Hipótesis y perspectivas ... 587
1. La deriva del Promontorio Corso-Sardo hacia el sureste. 587
2. Condiciones de una eventual deriva del Promontorio Corso-Sardo ... 588
3. Hipótesis sobre la evolución paleogeográfica y estructural del Mediterráneo occidental ... 589
1. Paleozoico Superior ... 589
2. Triásico ... 589
3. Jurásico Superior ... 589
4. Cretácico Inferior (hasta el Barremiense) ... 589
5. Cretácico (Barremiense a Cenomaniense Inferior) ... 591
6. Terciario ... 591

El Promontorio balear y los macizos internos de Kabilia. 593

Anexo de petrografía sedimentaria ... 595

Anexo de sedimentología ... 599

Bibliografía ... 601

Indice de figuras ... 663

INDICE DE FIGURAS

Figura — Página

INTRODUCCION

1. Topografía del Mediterráneo occidental ... 11
2. Esquema estructural de las cordilleras béticas peninsulares ... 12
3. Las cordilleras béticas y el archipiélago balear ... 29
4. La Sierra Norte y las Sierras de Levante de Mallorca y Menorca ... 30
5. Topografía de la isla de Menorca ... 32
6. Divisiones morfológicas de Menorca ... 33

PRIMERA PARTE. MENORCA:
ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA

El Paleozoico

7. Distribución de los afloramientos del Devónico y del Carbonífero en Menorca ... 47

El Devónico

8. Divisiones estratigráficas utilizadas para el Devónico ... 48
9. Columna de la zona con *Monograptus praehercynicus.* 50
10. Columna sedimentológica de la zona con *Monograptus praehercynicus* ... 52
11. Situación de las columnas del Devónico Inferior y Medio del Este de la península de Caballería y del macizo de Fornells ... 55
12. Corte sedimentológico de la zona con *Monograptus hercynicus* (lámina).

Figura		Página
13.	Ritmos en el Lochkoviense Superior	60
14.	Corte sedimentológico de Punta Negra (lámina).	
15.	El Praguiense Inferior al oeste de Tirant	65
16.	Corte del Praguiense y del Zlichoviense de El Cipré.	69
17.	Corte del Praguiense y del Zlichoviense de El Cipré (detalle)	70
18.	Corte sedimentológico del Praguiense Superior-Zlichoviense de El Cipré	72
19.	Otros cortes del Devónico Inferior del macizo de Fornells	76
20.	Eifeliense del macizo de Fornells	79
21.	Situación del yacimiento Givetiense	82
22.	Zonas paleontológicas del Neodevónico de Europa	83
23.	Distribución y facies de los niveles con Conodontos del Neodevónico	84
24.	Corte de Santa Margálida	85
25.	Corte del acantilado del Escollo del Francés	87
26.	Mapa geológico del macizo de Binimalla y de las granjas de Ferragut	89
27.	Corte de Binifaillet	92
28.	Corte de Rafal Rotge	96
29.	El Devónico Superior en Ferragut Vell	98
30.	El Devónico por encima de la colada fangosa en Ferragut Vell	102
31.	Las rocas eruptivas de Ferragut Nou	107
32.	Principales características del Devónico	108

El Carbonífero

33.	Distribución de los afloramientos del Carbonífero de Menorca	115
34.	Divisiones estratigráficas y zonas paleontológicas utilizadas para el Carbonífero	116
35.	Situación de los cortes del Carbonífero basal y de la base del Culm en la costa Norte del macizo de Binimalla y en Ferragut Vell	118
36.	Cortes estratigráficos del Carbonífero basal	121
37.	Corte litológico del tránsito del Carbonífero nada o poco detrítico al Culm	127
38.	Recurrencias de pelitas y calizas en el Culm	129

Figura		Página
39.	Corte sintético del Carbonífero basal y del tránsito al Culm	131
40.	Situación y corte del Culm de Cap Favaritx	136
41.	Canales y figuras de carga del Culm de Favaritx	137
42.	Situación y corte sedimentológico del Culm de Cala Mesquida	138
43.	Corte sedimentológico del Culm de Punta Teula	143
44.	Corte sedimentológico del Culm de Cala Murta	146
45.	La colada fangosa de Binifaillet	150
46.	Huella de *Nereites delpeyi* n. ichnosp.	153
47.	*Dictyodora*	154
48.	Batimetría de las huellas fósiles según A. Seilacher (1970)	156
49.	Intrusión de cuarzo-queratófiros en el Culm de Menorca (región de Montenegro)	158
50.	Detalle de los contactos de una intrusión de cuarzo-queratófiro con el Culm (oeste de Santa Margálida).	158
51.	Interferencia de las fases terrígena rápida y calcárea lenta en la cuenca sedimentaria del Culm	164

El Secundario

52.	Distribución de los afloramientos de Secundario en Menorca	169

El Pérmico y el Triásico

53.	Distribución de los afloramientos del Pérmico y del Triásico	172
54.	Divisiones estratigráficas utilizadas para el Triásico.	174
55.	El conglomerado-brecha de la serie detrítica roja en Binisiqui	176
56.	Distribución de esporas y polen	179
57.	Corte de la carretera Mercadal-Alayor en el km. 16,9.	180
58.	Corte geológico y columna litológica del Pérmico y del Triásico Inferior de Punta Teula al Peñal de Antecristo.	182
59.	Corte geológico de la orilla Este de la bahía de Algayarens	185
60.	Tránsito del Buntsandstein al Muschelkalk carbonatado en Carbonell	187

Figura		Página
61.	Basalto dolerítico de Algayarens	189
62.	Triásico Medio carbonatado en Turdunell de Dalt	195
63.	Triásico Medio de Monte Toro	198
64.	Triásico Superior en la bahía d'es Guix	202
	El Jurásico	
65.	Distribución de los afloramientos de Jurásico en Menorca	209
66.	Localización de los cortes del Jurásico	211
67.	El Toarciense de Cap Fornells	212
68.	Liásico y Dogger de Cap Fornells	214
69.	*Meyendorffina* del Jurásico Medio de Menorca	216
70.	Corte de Cap de Na Ponsa (Atalaya de Fornells)	219
71.	El Jurásico del sur de la granja de S'Albufereta	224
72.	Corte del Jurásico al sur de Na Guillemassa	224
73.	Jurásico al SO de S'Albufera	227
74.	El Dogger del sur de la Atalaya	228
75.	El Jurásico de las penínsulas	231
76.	El Jurásico de Es Morter	232
77.	El Jurásico de las orillas de la Cala Pudent	234
78.	El Jurásico de Albaida	237
79.	El Jurásico de Sa Roca	237
80.	El Jurásico de la cota 235	237
	El Cretácico	
81.	Revisión de las faunas de Ammonites de Menorca según J. Wiedmann	246
82.	Yacimientos fosilíferos y afloramientos cretácicos	248
83.	El Cretácico basal de la orilla O del Arenal de Son Saura	249
84.	Corte de detalle del Valanginiense Superior	252
85.	El Barremiense, Aptiense y Albiense de la cala de Ses Ollas	256
86.	Corte geológico del Barremiense, Aptiense y Albiense basal (orilla oeste de Ses Ollas)	258
87.	Estudio regional del Cretácico	262

Figura		Página
	El Terciario	
88.	Distribución de los afloramientos del Terciario de Menorca	270
89.	El Vindoboniense de la península de Caballería	271
	Oligo-Mioceno Inferior	
90.	Distribución de afloramientos del Oligo-Mioceno Inferior	273
91.	El Oligo-Mioceno de Es Macar de Sa Llosa	274
92.	Sedimentología del Oligo-Mioceno	276
	El Vindoboniense	
93.	El tránsito de los conglomerados a las calcarenitas en Cala Morell	286
94.	Flexuras sinsedimentarias en los conglomerados de Cala Morell	287
95.	Interpretación sedimentológica de los conglomerados de Cala Morell y del Codolar de Biniatramp	289
96.	Cortes del barranco de Cala Morell	291
97.	El Vindoboniense de Punta Nati	292
98.	El Vindoboniense en Na Guiamassa	294
99.	El Vindoboniense del torrente d'Es Pous	295
100.	El Mioceno de los barrancos de Trebaluger y de Sa Cova	300
101.	El Vindoboniense de Mahón	304
102.	Corte en el punto 1 de la orilla Sur del Puerto de Mahón	305
103.	Arruga en los conglomerados de la orilla sur del puerto de Mahón	306
104.	El Vindoboniense de la Punta Espero	309
105.	Las Algas del Mioceno de la Punta Espero	310
106.	Cortes de la Mola de Mahón	311
107.	El Vindoboniense de Cala Alcaufar	313
108.	El Vindoboniense de Punta Prima	313
109.	La Isla del Aire	314
110.	Rellenos kársticos en la Isla del Aire	316
111.	El Vindoboniense en la península de Caballería	318

Figura		Página
112.	Interpretación de los sondeos eléctricos realizados en el sur de Menorca	324

El Plioceno y el Cuaternario

El Plio-Cuaternario antiguo

113.	Corte del Plio(?)-Cuaternario de la Atalaya de Fornells	341
114.	Corte del Plio(?)-Cuaternario del O del Cap de Caballería	345

El Cuaternario más reciente

115.	Recristalizaciones de calcarenitas vindobonienses en Cala en Porter	351

Evolución morfológica de Menorca desde el Plio-Cuaternario antiguo

116.	Curva eustática general y curvas de variación relativa del nivel del mar	356
117.	Evolución morfológica y neotectónica de Menorca	361

SEGUNDA PARTE. NORESTE DE MALLORCA: ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA

El Secundario

118.	Distribución de los afloramientos del Secundario en el NE de las Sierras de Levante	373

El Triásico

119.	Distribución de los afloramientos del Triásico Superior en el NE de las Sierras de Levante	376
120.	El Keuper cerca de Son Jaumell	378

El Jurásico

121	Distribución de los afloramientos del Jurásico en el NE de las Sierras de Levante	383
122.	Corte del Jurásico y de la base del Cretácico de la orilla izquierda del torrent de Sa Junquera	384
123.	El Jurásico del Puig d'en Paré	387

Figura		Página
124.	El Jurásico de S'Atalaya Freda-Valent	389
125.	Cortes de Ca'n Monseriu	390
126.	El Jurásico al pie O del Puig Son de Cor	392
127.	El Jurásico del Torrente d'Es Castellals	395
128.	El Jurásico de la Sierra de Son Sastres	397
129.	Detalle de los niveles calizos del Liásico Medio de la Sierra de Son Sastres	397
130.	Corte del Dogger de Son Sastres	399
131.	Corte del Dogger y del Malm del Puig Cutri	400
132.	Lechos de sílex en el Jurásico Superior	402
133.	Jurásico del Puig Barbassa	404
134.	Jurásico del Puig Campanet	406
135.	Jurásico del Pla de Son Hegos	408
136.	El Jurásico de las grutas de Artá	410
137.	El Jurásico de Cap Vermey	411
138.	Jurásico de Na Peñal	411

El Cretácico

139.	Distribución de los afloramientos del Cretácico en el NE de las Sierras de Levante	418
140.	Berriasiense de la Ermita de Artá	420
141.	El Berriasiense del pie O del Puig Son de Cor	421
142.	Sedimentología del Berriasiense al pie O del Puig Son de Cor	422
143.	Cortes de Sa Duaya de Abaix y de Sa Ferlera-S'Esquerra	425
144.	a - El Cretácico Inferior de Ca'n Monseriu	432
144.	b - El Cretácico de Cala Estreta a la Atalaya de Son Jaumell	432

Conclusiones generales sobre el Secundario

145.	Distribución de las facies del Jurásico y del Cretácico en el NE de las Sierras de Levante	438

El Terciario

146.	Distribución de los afloramientos del Terciario en el NE de las Sierras de Levante	443
147.	Distribución de los afloramientos del Eoceno en el NE de las Sierras de Levante	445
148.	Corte del Eoceno de Son Arbós	447

Figura — Página

Aquitaniense y Burdigaliense

149. Distribución de los afloramientos del Mioceno en el NE de las Sierras de Levante ... 452
150. Mioceno de la Ermita de Artá ... 453
151. El Mioceno d'Es Puiget ... 456
152. El Aquitaniense basal de Ses Covas Rotjas ... 457
153. El Puig de Sa Font en el collado de Son Escriba ... 458
154. Situación de los cortes del Mioceno Inferior en la región de Son Servera ... 460
155. Aquitaniense y Burdigaliense al NE de Son Servera. 462
156. El Mioceno de Son Jordi ... 463
157. Conglomerados del faro de Capdepera ... 464
158. El Mioceno tectonizado de Ca'n Vidrié ... 467

El Vindoboniense

159. Terrenos post-orogénicos de Mallorca ... 470

TERCERA PARTE. MENORCA: TECTONICA

Microestructuras, pliegues y disarmonías

160. Despegue del Monte Toro ... 480
161. Cizallamiento en el Triásico Medio del Pas del Bou (Monte Toro) ... 480
162. Pliegues disarmónicos del O de Arenal d'en Castell. 481
163. Refracción de un pliegue kink conjugado en pliegue de espiga ... 482
164. Modelo de formación de pliegues en espiga por desarrollo progresivo de una de las secuencias de kink (según Paterson y Weiss, 1966) ... 483
165. Cizallamientos y pliegues en Cala Llonga ... 484
166. Sistemas de kinks y fracturaciones ligadas a estos sistemas ... 489
167. Principales direcciones de kinks en el Paleozoico y de los pliegues en el Muschelkalk y fracturaciones correspondientes ... 490

Figura — Página

Tectónica varíscica

168. Discordancia de Punta Teula ... 492
169. Distribución de los accidentes de fractura varíscica NS a N 30-50° en Menorca ... 495
170. Estructuras hercínicas del SO de Mercadal (Binifaillet-Santa Margálida) ... 498

Tectónica terciaria

171. Deformaciones ante, sin y post-Oligoceno-Mioceno Inferior ... 503
172. Deformaciones del oeste de Menorca ... 504
173. Borde NE del sinclinal de la Miloca de Binideufa ... 505
174. Borde SO del sinclinal de la Miloca de Binideufa ... 506
175. Borde NE del macizo de Son Amettler ... 507
176. Sinclinal de Fonts Redona ... 507
177. Deformaciones en el este de Menorca ... 509
178. Distribución de los accidentes fracturantes N 90° y N 120-140° en Menorca ... 511
179. Despegue del Triásico sobre el Culm de Cala Barril. 515
180. Marco tectónico del Monte Toro ... 517
181. Mapa geológico de las regiones de Binimalla y de las granjas de Ferragut (lámina).
182. Corte geológico pasando por la cumbre de Binimalla. 519

CUARTA PARTE. NORESTE DE MALLORCA: TECTONICA

183. Cabalgamientos hacia el SO, cerca de Son Servera. 536
184. Cabalgamientos hacia el SO, cerca del Puig d'en Xoroy ... 537
185. Transformación del pliegue recto d'Es Niu d'es Pilot. 538
186. Evolución del flanco normal del sinclinal d'Es Niu d'es Pilot al nivel de Esporsa de Bruyer ... 540
187. Evolución del flanco inverso del sinclinal d'Es Niu d'es Pilot ... 541
188. Cabalgamiento de las dolomías sobre el Neocomiense del sinclinal d'Es Niu ... 542
189. Pliegues y escamas de Font Ceulada ... 543

Figura		Página
190.	El «manto» de Xiclati	545
191.	El «manto» de Puig Campanet	547
192.	Distribución de los principales accidentes de fractura N 120-140° en el NE de las Sierras de Levante ...	548

QUINTA PARTE. CONCLUSIONES

193.	Principales afloramientos de Paleozoico del Oeste Mediterráneo, que se han tenido en cuenta en las comparaciones del Paleozoico de Menorca y emplazamiento de los sondeos mediterráneos	558
194.	Mapa estructural y batimétrico del Noreste del Promontorio balear (lámina).	
195.	Esquema hipotético de la evolución del Oeste Mediterráneo (I)	590
196.	Esquema hipotético de la evolución del Oeste Mediterráneo (II)	592