



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA ESCALA 1:50.000

Primera edición



**SA CALOBRA
POLLENSA
CAP FORMENTOR**

El Instituto Tecnológico Geominero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D. 1.270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
Escala 1:50.000

**SA CALOBRA -
POLLENSA -
CAP FORMENTOR**

Primera edición

MADRID, 1991

Depósito Legal: M-29.020-1992
I.S.B.N.: 84-7840-142-3
NIPO: 241-92-011-7
Imprime: Gráficas Topacio, S.A.
c/ Príncipe de Vergara, 210 - 28002 MADRID

HAN INTERVENIDO:

Cartografía:	P. del Olmo Zamora, M. Alvaro López y A. Batlle Gargallo
Estratigrafía:	P. del Olmo Zamora, M. Alvaro López y J. Ramírez del Pozo
Tectónica:	M. Alvaro López
Sedimentología:	J. Giner (Univ. Barcelona) y P. del Olmo Zamora
Geomorfología:	P. del Olmo Zamora
Toma muestras microfósiles:	A. Goy Goy (Univ. Madrid)
Micropaleontología:	J. Ramírez del Pozo y M.A. Uralde
Macropaleontología:	Ammonites y Braquiópodos: A. Goy Goy (Univ. de Madrid) y M.J. Comas Rengifo (Univ. Madrid)
Petrografía y Sedimentología:	M. Aguilar Tomás
Cuaternario marino:	J. Cuerda Barceló (Palma de Mallorca)
Geología Regional:	L. Pomar Gomá (Univ. de Palma)
Memoria:	P. del Olmo Zamora, M. Alvaro López, J. Ramírez del Pozo y M.J. Aguilar Tomas
Dirección del Proyecto y Supervisión:	A. Barnolas

INTRODUCCION

La superficie cubierta por las hojas 1:50.000 de Formentor, Pollensa y Sa Calobra se encuentra situada al Noroeste de la Isla de Mallorca, en la comarca natural de la Sierra Norte.

Se caracteriza por un relieve muy accidentado que se desarrolla entre los 0 y 1.102 m de altitud, y en el que predominan las alineaciones de dirección noreste-suroeste, paralelas a la línea de costa. Las mayores elevaciones se sitúan en la mitad occidental de la hoja, destacando el Puig Roig (1.002 m) y el Puig Tomir (1.102 m). En la mitad oriental disminuye la altitud con 444 m en la Atalaya de Alcudia y 334 m en el Puig Fumat. Hacia la línea de costa el descenso es muy brusco y se hace mediante escarpes pronunciados que terminan en fuertes acantilados únicamente interrumpidos por la desembocadura de los torrentes que originan, localmente, pequeñas calas.

La red fluvial está constituida por torrentes de montaña que discurren fuertemente encajados, con escaso desarrollo longitudinal y gran pendiente, siendo generalmente sólo funcionales en las épocas de importantes precipitaciones. La alineación de cumbres que con dirección noreste-suroeste corta la superficie de la hoja en su zona central, y que está formada por la Sierra de San Vicente, la Sierra de la Font y el Puig Tomir, actúa como divisoria de aguas. Hacia el noroeste destacan el Torrent de Mortix y el Torrent de Parás que discurren muy encajados en el relieve, mientras que hacia el Este, los torrentes de San Jordi, Son Bruy y Can Sanet discurren por valles más amplios, hacia la llanura que se sitúa frente a la Bahía de Pollensa.

Los únicos núcleos de población son las localidades de Alcudia, Pollensa, Puerto Alcudia y Puerto Pollensa, que se ubican en la mitad oriental de la hoja, en el llano situado frente a la Bahía de Pollensa. En el resto de la hoja existen multitud de caseríos, más o menos importantes, diseminados por la sierra.

La utilización agrícola del suelo es poco importante y muy reducida, limitándose a las vegas de los torrentes que desembocan en la Bahía de Pollensa, donde se han desarrollado cultivos hortícolas y frutícolas.

Desde el punto de vista geológico la Isla de Mallorca está constituida por tres unidades claramente diferenciadas: La Sierra Norte, los llanos centrales y la Sierra de Levante.

La Sierra Norte se individualiza como un conjunto de estructuras cabalgantes de dirección noreste-suroeste que afectan a sedimentos del Triásico inferior al Mioceno medio. Los llanos centrales están ocupados principalmente por depósitos terciarios postorogénicos y depósitos cuaternarios, entre los que afloran algunos islotes de terrenos mesozoicos y terciarios afectados por las estructuras alpinas. La Sierra de Levante tiene una constitución muy semejante a la Sierra Norte, aunque el Cretácico superior está ausente y sus estructuras presentan menos linealidad y continuidad.

La posición de las Islas Baleares en el Mediterráneo, como una continuación de las zonas externas de las Cordilleras Béticas, ha motivado que tradicionalmente sean consideradas como

su prolongación estructural y paleogeográfica, especialmente de las zonas prebética interna y subbética. Sin embargo el Archipiélago Balear, constituye una extensión natural hacia el Mediterráneo, de los ámbitos celtibérico y catalánide y son patentes sus relaciones especialmente en ciertos momentos de su historia geológica.

Mallorca, como el resto de las Baleares, es un fragmento de las Cadenas Alpinas ligadas al Tethys, que adquiere su entidad actual fundamentalmente a partir de la creación definitiva de las cuencas del Mediterráneo occidental durante el Plioceno.

En el conocimiento de la Geología de Mallorca se pueden establecer cuatro etapas desde el punto de vista histórico.

- La etapa que dura hasta comienzos de siglo, en que varios naturalistas entre los que hay que mencionar a BEAUMONT, DE LA MARMORA, BOUVY, HAIME, HERMITE, NOLAN y COLLET, visitan la Isla y ofrecen los primeros datos e hipótesis sobre su constitución geológica.
- FALLOT marca el comienzo de la segunda época, con la realización de su tesis doctoral sobre la Sierra Norte. Dicho autor y DARDER PERICAS impulsan decididamente el conocimiento de la geología mallorquina durante el primer tercio del siglo. La ingente labor realizada por PAUL FALLOT, la abundancia y calidad de sus observaciones y la claridad y certeza de sus hipótesis y conclusiones son bien patentes hoy, a pesar del tiempo transcurrido, para los geólogos que abordan el estudio de la Sierra Norte.
- Una tercera etapa es caracterizada por COLOM, que a impulso de la etapa anterior desarrolla lo esencial de su obra durante un período de casi treinta años. Aunque su obra se centra en temas paleontológicos y estratigráficos interviene en la realización de la primera cartografía geológica a escala 1/50.000 de toda la Isla. ESCANDELL y OLIVEROS están asociados a este período, que culmina con los trabajos de investigación de lignitos por ENADIMSA, y de aguas subterráneas realizadas por el IGME y el SGOP en la pasada década. En esta actividad hay que mencionar a C. FELGUEROSO, A. BATLLE y A. BARON.
- En la actualidad las investigaciones más recientes se deben por un lado a la escuela francesa, continuadora en cierto modo de la tradición de FALLOT, con BOURROUILH, RANGHEARD, MATAILLEX y PECHOUX, y por otro lado el equipo de L. POMAR, del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias de Palma. A este autor se debe una reciente interpretación de la evolución tectosedimentaria de las Baleares.

La configuración geológica de la Sierra Norte está definida por la superposición de seis unidades tectónicas que se cabalgan sucesivamente con una vergencia hacia el noroeste. Aunque ya FALLOT definió la arquitectura de la Sierra Norte en base a tres series tectónicas superpuestas, ha sido conveniente variar y subdividir estas series en unidades con características estratigráficas y tectónicas propias.

Estas unidades tectónicas están separadas por los frentes de cabalgamiento principales y de Norte a Sur son las siguientes:

– Unidad tectónica de Banyalbufar (Unidad I).

Bien representada en el cuadrante suroccidental de la hoja de Sóller (38-26) donde queda situada la localidad de Banyalbufar. De las seis unidades tectónicas esta Unidad I es la más baja estructuralmente y no aflora en la hoja que estamos describiendo.

Está constituida fundamentalmente por grandes afloramientos de materiales triásicos, y sobre ellos se depositan sedimentos litorales del Burdigaliense y margas del Burdigaliense - Langhiense.

– Unidad de George Sand - Sa Calobra (Unidad II).

Se sitúa por encima de la unidad I y cabalgando a la misma. Ampliamente representada en la colindante hoja de Sóller (38-26), en donde se sitúa la Urbanización George Sand en las proximidades de la localidad de Valdemosa, se continúa por el ángulo noroccidental de la hoja de Inca (39-26) situada inmediatamente al Sur, ocupando la totalidad de la hoja de Sa Calobra y la mitad occidental de la hoja de Pollensa.

Está constituida por un zócalo de materiales triásicos que sustenta una potente serie carbonática del Jurásico inferior esencialmente formada por brechas. Esta potente serie brechoide aparece recubierta por depósitos litorales del Burdigaliense y las margas del Burdigaliense - Langhiense.

Las unidades I y II representan en líneas generales la denominada Serie I descrita por FALLOT.

– Unidad de Teix - Tomir (Unidad III).

Conforma la siguiente banda estructural y queda asentada ya sobre los primeros relieves importantes que aparecen en la hoja.

Esta unidad está representada en la hoja de Sóller (38-26) donde se sitúa el vértice topográfico del Teix, se continúa por la hoja de Inca (39-26) y entra por la parte central de la hoja que estamos describiendo, donde queda situado el Puig Tomir.

Es muy similar a la de la unidad II anteriormente descrita y está constituida por materiales del Triásico y por un conjunto de brechas de edad Lías sobre las que en algunos puntos, pueden reconocerse afloramientos de materiales del Dogger. Sobre estos materiales se encuentran sedimentos del Mioceno (Burdigaliense - Langhiense).

– Unidad de Alfabia - Es Barraca (Unidad IV).

Recubre a la anterior mecánicamente y la hemos denominado con este nombre debido a que está formando la Sierra de Alfabia, situada en la hoja de Sóller (38-26) y el tercio noroccidental de la hoja de Inca (39-26) donde queda situado el Puig des Barraca. En la presente hoja, esta unidad tectónica, queda muy recubierta por los materiales cuaternarios que ocupan la zona de la Bahía de

Pollensa, por lo que el límite entre las unidades III y IV es bastante impreciso y difícil de reconocer en el campo.

Se caracteriza por presentar una serie mesozoica bastante completa desde el Triás superior al Cretácico inferior, así como depósitos paleógenos fluviales.

En contraste con la estructura en escamas que predomina en las unidades inferiores, esta unidad tectónica presenta una estructura de plegamiento muy bien desarrollada.

Las unidades III y IV constituyen para FALLOT la Serie II descrita por este autor en su tesis doctoral.

– La Unidad de Alaró (Unidad V).

No aflora en la presente hoja al quedar cubierta por sedimentos cuaternarios.

Litológicamente es muy parecida a la unidad anteriormente descrita, pero constituye una unidad tectónica bien independizada que cabalga a la unidad IV.

Está representada en el ángulo suroriental de la hoja de Sóller (38-26) donde se sitúa el Castillo de Alaró, continuándose en la hoja de Inca (39-26).

Presenta una serie mesozoica completa hasta el Cretácico superior y entre ella y el Paleógeno fluvial afloran depósitos litorales y lacustres del Eoceno que llevan asociados importantes depósitos de carbón.

La unidad de Alaró constituye la denominada Serie III de FALLOT.

– Unidad de Alcudia (Unidad VI).

Esta unidad tectónica es la última que puede reconocerse en la zona Norte de la Isla. Está representada en la península de Cabo Pinar siguiéndose hasta la localidad de Alcudia y continuándose en el ángulo nororiental de la hoja de Inca (39-26) que se sitúa inmediatamente el Sur.

Está constituida por materiales del Triásico superior, Jurásico (Lías, Dogger y Malm) y Cretácico inferior.

Desde el punto de vista estructural, hay que resaltar, en el contexto geológico general de la Sierra Norte:

– La importancia de la fase de plegamiento que tiene lugar al final de la deposición de los sedimentos del Cretácico, o al comienzo del Eoceno y que condiciona la sedimentación del Terciario sobre el Lías inferior o sobre el Triásico en las unidades I y II.

– Una fase distensiva de importancia regional durante el Oligoceno superior y Mioceno inferior.

- La fase de plegamiento del Mioceno medio, responsable de la arquitectura en escamas cabalgantes de gran envergadura.
- Una etapa de distensión pliocena que retoca las estructuras de plegamiento y condiciona el relieve y la morfología actual de la Sierra Norte.

Aparte de los métodos usuales en los estudios estratigráficos y tectónicos regionales y en el levantamiento de mapas geológicos, se han utilizado técnicas de nueva aplicación en la metodología del MAGNA, siguiendo el pliego de condiciones técnicas del proyecto.

El estudio estratigráfico se ha completado con un análisis sedimentológico de campo y laboratorio, tanto en series terrígenas como carbonáticas.

Se ha intentado apoyar las dataciones del Terciario continental en el estudio de microvertebrados fósiles aunque los resultados negativos obtenidos en el lavado-tamizado de los sedimentos no siempre lo han hecho posible.

El análisis estructural se ha basado además de en métodos clásicos de geología regional en las observaciones microtectónicas de estilolitos, esquistosidades, pliegues menores y cizallas.

1. ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Formentor - Pollensa - Sa Calobra están representadas todas las unidades tectónicas descritas en el apartado anterior, a excepción de la unidad I (Unidad de Banyalbufar) y la unidad V (Unidad de Alaró). Esta última no aflora por estar cubierta por los sedimentos cuaternarios de la Bahía de Pollensa.

Los materiales que aparecen pertenecen al Triásico (Facies Keuper), Jurásico (Lías, Dogger y Malm), Cretácico inferior, Mioceno y Cuaternario, afectados por varias fases de Plegamiento Alpino con desarrollo de estructuras tangenciales y una o dos fases de fracturación en régimen distensivo. El resultado es una estructura compleja que queda sobreimpuesta a unos materiales que reflejan importantes variaciones en su composición y espesor, como resultado de su sedimentación en dominios paleogeográficos diferentes.

Una de las mayores dificultades encontradas en la cartografía de las unidades tectónicas inferiores de la Sierra Norte, ha sido la separación en el campo, de las brechas del Lías inferior respecto a las brechas paleocenas y/o neógenas cuando ambas están en contacto. El criterio inicial fue la asignación de una unidad comprensiva incluyendo el Lías dolomítico y calizo junto a las brechas terciarias. Posteriormente se observó que en la gran mayoría de los afloramientos la serie estratigráfica del Lías inferior es bastante completa, incluyendo no sólo la formación de brechas sino que también la unidad de calizas formando secuencias somerizantes. Ocasionalmente, la serie jurásica se presenta muy completa incluyendo las facies margosas y detríticas del Lías superior, Dogger e incluso del Malm. Por estos motivos, y a juicio de la supervisión del I.T.G.E., se reinterpretó la cartografía con un criterio mucho más restrictivo para las unidades de brechas neógenas, que aparecen identificadas como tal exclusivamente en esta hoja y en la de Inca. No puede excluirse, por lo tanto, que en algunos puntos en los que la base de la serie neógena se apoya directamente sobre las brechas del Lías, exista a techo del Jurásico un tramo de brechas terciarias constituidas por materiales jurásicos.

1.1. UNIDAD DE GEORGE SAND - SA CALOBRA (UNIDAD II)

Ocupa la mitad occidental de la hoja y su afloramiento está comprendido entre la línea de costa y el frente de cabalgamiento de la siguiente unidad tectónica. En su centro queda un "Klippe" de la unidad III que constituye la masa del Puig Roig y el Puig Caragoler.

En esta unidad afloran materiales del Triásico, Jurásico y Terciario.

1.1.1. Triásico

El Triásico de la Sierra Norte de Mallorca ya fue estudiado por los primeros geólogos que trabajaron en la Isla: HERMITE (1879), DARDER (1914) y FALLOT (1922), ESCANDELL y COLOM (1963) en las memorias de los mapas geológicos citan los afloramientos existentes y dan una descripción general de los mismos.

1.1.1.1. *Lutitas, areniscas, yesos y rocas volcánicas* (1) *Facies Keuper*

Su afloramiento más importante queda situado en el ángulo suroccidental de la hoja en la zona comprendida entre la Cala de Sa Calobra y Cala Tuent. El resto de los afloramientos se reduce a manchas aisladas, limitadas por contactos mecánicos, en la mayor parte de los casos. Da lugar a zonas deprimidas debido a la naturaleza blanda de los sedimentos que constituyen esta facies y sus afloramientos se encuentran bastante enmascarados por recubrimiento de derrubios y coluviones.

Ha sido estudiado en la columna de Cala Tuent (x: 1.152.000, y: 602.250) en donde se han medido los 130 m del techo de esta unidad. El espesor total de la misma no es posible cifrarlo, debido a la calidad de los afloramientos y a que éstos siempre son parciales y en gran parte limitados por contactos mecánicos.

En la sección tipo se pueden distinguir los siguientes tramos:

1.— Tramo inferior, de 30 metros de espesor visibles. Consiste en varias coladas de basaltos vacuolares gris oscuro y rojizos, agrupados en dos tramos que quedan separados por un nivel de 2 m de limolitas rojas y areniscas vulcano-sedimentarias (tufitas basálticas). Dentro de las coladas se diferencian, de manera irregular, zonas de basaltos olivínicos, tobas basálticas, brechas y piroclastos. La separación entre coladas, que presentan ocasionalmente xenolitos de areniscas del Buntsandstein, viene marcado por zonas afaníticas y niveles ferruginosos.

2.— Tramo de 27 metros de espesor, constituido por limolitas, argilitas rojas, y areniscas vulcanosedimentarias (cineritas o tufitas basálticas más o menos reelaboradas). En el tercio inferior existe algún nivel de carniolas, dolomías y areniscas yesíferas con base canalizada, en la mitad del tramo hay una colada de basalto con pasadas piroclásticas a techo. En el tercio superior se desarrollan suelos calcimorfos de hasta dos metros.

3.— Un tramo consistente en cuatro coladas de 2 a 5 metros cada una de basaltos vacuolares masivos gris verdosos separados por niveles de suelo ferralíticos y suelos calcimorfos de hasta dos metros de espesor, desarrollados a partir de cineritas basálticas, y limolitas rojas más o menos edafizadas. La potencia total del tramo es de unos 28 metros.

4.— El tramo superior presenta en la base una colada de 30 metros de potencia de basaltos negros con zonas más o menos cristalinas y xenolitos de hasta 2 m³. El techo de la colada aparece edafizado, desarrollándose encima 2,5 metros de suelos calcimorfos, areniscas vulcanosedimentarias y limolitas rojas. Finaliza el tramo con otra colada de basaltos de 6,5 metros y un nivel de potencia similar de limolitas y areniscas vulcanosedimentarias.

En conjunto se trata de una serie predominantemente volcánica (las coladas representan el 60 por ciento en volumen) con materiales efusivos básicos desde coladas masivas hasta productos piroclásticos, y sedimentos derivados de estos materiales.

Los basaltos olivínicos son rocas con textura porfídica hipocristalina - fluidal a holocristalina subdiabásica, predominando en las coladas más potentes la textura dolerítica de grano fino,

a veces ligeramente porfídica. Están compuestas por plagioclasa, olivino, piroxeno, opacos y vidrio, como minerales principales e ilmenita, ceolitas y minerales arcillosos como accesorios. Como secundarios aparecen iddingsita, sericita, óxidos de hierro, carbonatos, magnetita, serpentina, ceolitas, talco y arcilla.

El olivino aparece como fenocristales idio a subidiomorfos, con bordes y líneas de exfoliación ferruginosas, y como cristales esqueléticos con reabsorción a vidrio, alterándose a iddingsita y serpentina. El piroxeno, a veces intersticial, suele aparecer ferruginizado y carbonatado, lo que imposibilita su identificación. La plagioclasa se presenta en microlitos, cruzados en las texturas diabásicas alterada a sericita y carbonatos.

La pasta es microcristalina a vítrea, formada por agregados de minerales opacos, ácidos y carbonatos. La alteración secundaria ha originado la formación de venas de carbonatos y ceolitas intersticiales y en agregados, de tipo escolecita y matrolita.

Las coladas superiores muestran evidencias de espilitización, con plagioclasa sódica y carbonatos en los componentes principales, y textura afieltrada de microlitos de albita de hasta 2 mm incluyendo cristales de olivino, piroxeno y calcita.

Las tobas basálticas son rocas con textura fragmentaria, piroclástica. Están compuestas por fragmentos de rocas volcánicas de tamaño arena fina a gruesa, subredondeadas, que muestran, pese a su alteración ferruginosa, texturas desde vítreas hasta porfídicas holocristalinas. El cemento es dolomita microcristalina, incluyendo algunos granos de cuarzo posiblemente detrítico, procedente probablemente de la sustitución de la primitiva matriz cinerítica.

Las tufitas y cineritas basálticas son rocas con texturas heterogranudas de grano fino a medio, clastovolcánicas, a texturas fragmentarias con laminación paralela. Están compuestas esencialmente por fragmentos de rocas basálticas, granos de cuarzo (5-15%) y dolomita, y por una matriz ferruginoso-dolomítica, constituida por un mosaico heterogranular de grano fino formado por cristales subidiomorfos de dolomita, que incluye fragmentos ferruginosos (posibles rocas volcánicas alteradas), núcleos dolomíticos (posibles rocas volcánicas sustituidas) y cuarzo detrítico. Ocasionalmente se observan fragmentos desvitrificado. La textura de estas rocas apunta hacia la sustitución dolomítica de cineritas basálticas ricas en finos más o menos reelaboradas en un ambiente sedimentario.

Los suelos calcimorfos presentan textura grumosa, arriñonada y brechiforme. Están constituidas por dolomita, óxidos de hierro, cuarzo y fragmentos finos de rocas basálticas ferruginizadas. Generalmente son microdolomías procedentes de la sustitución de la primitiva matriz cinerítica de la roca, con limo y arena de cuarzo detrítico (hasta 15%). Las zonas menos recrystalizadas muestran una composición y textura similar a la de las cineritas sustituidas. Cuando se alcanza la sustitución total de la roca, ésta presenta un mosaico sucio heterogranular de grano grueso de cristales de calcita, con dolomita y óxidos de hierro.

La facies Keuper presenta con frecuencia potentes niveles de yesos negros finamente laminados con intercalaciones centimétricas de argilitas rojas y verdes. En la sección de Cala Tuent algunos de los tramos descritos lateralmente intercalan niveles yesíferos.

Probablemente los materiales de la facies Keuper se han depositado en un ambiente continental en el que se desarrollaba una intensa actividad volcánica en condiciones predominantemente subáreas, y con un clima árido que facilitaba la formación de costras ferralíticas y carbonatadas a partir de los depósitos piroclásticos más o menos reelaborados en canales fluviales. El desarrollo de lagos efímeros de tipo "sebkha" en los que se depositaban evaporitas, podría estar relacionado con la proximidad de una llanura litoral que sufriría invasiones del mar esporádicamente, hacia lo que apunta también la espilitización de algunas de las coladas superiores, que pudieron emplazarse ya en condiciones subacuáticas.

1.1.2. Triásico superior y Jurásico

El Jurásico de la Sierra Norte de Mallorca fue reconocido por E. DE BEAUMONT (1827) y LA MARMORA (19835), posteriormente fue estudiado en detalle por H. HERMITE (1979) y P. FALLOT (1922). G. COLOM se dedicó a un estudio exhaustivo del Jurásico de la Isla. MATAILLET y PECHOUX (1978) estudian el Jurásico de la parte occidental de la Sierra Norte.

1.1.2.1. *Dolomías tableadas, margas y arcillas. Brechas y carnioles. Rocas volcánicas (2). Rethiense - Hettangiense*

Los afloramientos de esta formación están ligados a los de la facies Keuper descrita en el apartado anterior.

Ha sido estudiada en la sección estratigráfica de cala Tuent (x: 1.152.000, y: 602.250) donde se han medido 120 m de sedimentos, sobre los que se sitúa mediante discordancia la formación de brechas del Terciario. Sus materiales se encuentran bastante cubiertos y se sitúan por debajo de los fuertes escarpes que originan los materiales más duros que constituyen la formación de brechas terciarias.

En su base se sitúa un primer tramo, de unos 45 metros de potencia, constituido por una alternancia de calizas dolomíticas y dolomías grises y beige con margas y arcillas arenosas amarillentas en bancos de 10 a 50 cm de potencia. En la base de este tramo aparecen secuencias de 70 cm de potencia de areniscas yesíferas, limolitas y dolomías tableadas que lateralmente aparecen brechificadas. Las calizas por término medio están compuestas por un 60 por ciento de micrita, un 30 por ciento de dolomicrita y un 10 por ciento de óxidos de hierro, aunque en algunos casos llegan a tener un 80 por ciento de dolomicrita y un 20 por ciento de peletoides que presentan una orientación paralela, y en otros están totalmente recristalizadas.

Por encima se sitúa un segundo tramo de unos 40 m de potencia en el que predominan potentes bancos de hasta 12 m, constituidos por brechas masivas con estratificación muy difusa y colores rojizos, con cantos y bloques angulosos de calizas dolomíticas, idénticas a los que componen el tramo inferior, y cantos limolíticos, esporádicamente algún canto de yeso. El tamaño medio de los cantos es de 4 cm y el máximo 50 cm. La matriz está constituida por microbrechas y el cemento es dolomítico. Lateralmente estos grandes bancos de brechas se estratifican en capas decimétricas

entre las que se intercalan juntas de limolitas rojas. Entre los bancos de brechas aparece una alternancia de dolomías grises y negras laminadas en capas centimétricas y limolitas calcáreas rojas y violáceas. Estas alternancias tienen una potencia comprendida entre los 3 y 8 m.

La matriz de las brechas en algunos casos está muy recristalizada y contiene cantos de palagonita parcialmente sustituidos por carbonatos, en otros está constituida totalmente por dolomicrita.

Los bancos que se intercalan entre las brechas están constituidos fundamentalmente por dolomicritas.

Finalmente se reconoce un tercer tramo de unos 35 metros de potencia a techo de esta formación, constituido por calizas dolomíticas grises bien estratificadas en capas de 20 a 40 cm con juntas de limolitas y cineritas versicolores, entre las que se intercalan dos coladas de rocas volcánicas de 4 y 10 m respectivamente.

Las calizas tienen por término medio un 40 por ciento de micrita y un 60 por ciento de dolomicrita estando en algunos casos totalmente dolomitizados.

Las rocas volcánicas intercaladas son basaltos y espilitas olivínicas, con textura dolerítica-subofítica fluidal y vacuolar. Están constituidos por plagioclasa, de tipo sódico en las espilitas, orto y clinopiroxenos, olivino y opacos, como minerales principales. El cuarzo y la calcedonia aparecen como accesorios en las vacuolas rellenas de calcita. Como minerales secundarios presentan magnetita, iddingsita, leucoxeno, serpentina, óxidos de hierro, clorita y carbonatos.

Las estructuras más frecuentes en el tramo inferior son las laminaciones onduladas de origen estromatolítico con *ripples* de oscilación sobreimpuestos.

Las capas más inferiores presentan sus bases onduladas y los lechos planos y en algunas se intuye una estratificación cruzada de bajo ángulo, siendo más frecuente la laminación paralela. Las capas presentan secuencias granodecrecientes con algunos cantos blandos y en algunos sitios pueden apreciarse restos de costras carbonatadas. Son frecuentes los pseudomorfo de evaporitas.

El resto de la serie presenta una laminación paralela con algunos tramos con laminaciones onduladas de origen estromatolítico.

El origen de los tramos de calizas brechoides y brechas puede estar ligado, por un lado, a períodos de inestabilidad tectónica del fondo de la cuenca más o menos relacionados con la actividad volcánica y, por otro, a fenómenos de disolución de los materiales salinos que dan origen a la formación de brechas de colapso.

En conjunto estos materiales se depositaron en una plataforma somera en un ambiente litoral con dominio de las llanuras de mareas. Las coladas de basaltos se emplazaron en un medio submarino como indican los procesos de espilitización que presentan.

La formación es muy pobre en fauna fósil y únicamente pueden reconocerse restos de ostrácodos, habiéndose determinado la existencia de *Herpetocypris*. sp en uno de los levigados.

La edad de la formación es Rethiense - Hettangiense.

1.1.2.2. **Calizas, dolomías y brechas calcáreas (3). Hettangiense-Sinemuriense**

Esta unidad cartográfica está constituida por dos unidades litoestratigráficas cuya distinción entre sí, aunque fácil en el afloramiento sin embargo es difícil de mantener en la cartografía. Esto es debido tanto a la dificultad de acceso a los agrestes relieves a que dan lugar, como de detección de las repeticiones tectónicas menores, en ausencia de Keuper y/o materiales del Jurásico margoso y/o terciarios. Por este motivo es probable que los 900 m de espesor que presentan en el Torrent de Pareis deba ser reducida sensiblemente.

La unidad litoestratigráfica inferior, es con mucho la más potente y está formada por brechas de calizas dolomíticas y dolomías en una brecha microcristalina de la misma naturaleza. En los tramos inferiores la naturaleza de los cantos suele ser más homogénea incluyendo algunos de naturaleza margosa que por disolución, asociada a la porosidad "vug" que presenta este tramo le dan el aspecto característico de "carniolas". En los tramos superiores y, proporcionalmente los más potentes y representativos de la unidad litoestratigráfica inferior, en este sector, están formados por brechas poligénicas de naturaleza dolomítica con una matriz asimismo carbonática, de aspecto masivo.

Sobre este tramo de brechas, y en contacto transicional, se encuentra la segunda unidad litoestratigráfica que ha sido incluida en este tramo cartográfico. Se trata de calizas bien estratificadas y dolomías, en las que se reconocen distintas texturas desde "rudstones" y "grainstones" bioclásticos y/o oolíticos-oncolíticos a "mudstones" ocasionalmente laminados y brechificados. Estas distintas texturas se encuentran formando capas que están organizadas formando secuencias granodecrecientes y que por su evolución textural son interpretadas como secuencias somerizantes. Esta unidad litoestratigráfica tiene un espesor aproximado de 50 m, sensiblemente inferior al que presenta en el resto de la isla.

1.1.2.3. **Margas, cuarzoarenitas, calizas encriníticas, ritmita margocalcárea y calizas nodulosas (6). Pliensbachiense superior Malm.**

A techo de la unidad anterior se encuentra un tramo margoso de 10 a 30 m de espesor, con fauna abundante conocida y estudiada profusamente por autores precedentes (HAIME, 1855, HERMITE, 1870, FALLOT, 1922, COLOM, 1942, ESCANDELL y COLOM, 1958), entre la que destacan su abundancia en braquiópodos, lamelibránquidos, belemnites, algunos coralarios y escasos ammonites. Entre la fauna de ammonites destaca la presencia de *Uptonia jamesoni* (Sowerbey) del Carixiense inferior.

Sobre este tramo margoso se encuentra un nivel arenoso y microconglomerático formado casi exclusivamente por granos de cuarzo, muy característico en toda la Isla. En esta unidad estructural este nivel adquiere su mayor desarrollo con espesores próximos a los 30 m.

Directamente sobre estas facies se encuentran calizas bioclásticas formadas casi exclusivamente por fragmentos de crinoideos y que presentan abundantes belemnites. El espesor de este tramo es de unos 50 m en esta unidad estructural, donde adquiere su máximo desarrollo en toda la Isla. el techo de este tramo está representado por un nivel ferruginoso ("hard ground") con acumulación de restos de ammonites reelaborados.

La serie jurásica continúa mediante una ritmita margocalcárea en capas de 5 a 40 cm aproximadamente, con abundantes trazas fósiles del tipo *Zoophycos*, así como restos de ammonites del Bajociense. En la parte baja de este tramo se encuentra un nivel poco potente de calizas nodulosas. El espesor de las facies margocalcáreas es difícil de determinar dada la fuerte tectonización que suele presentar este tramo pero por los datos obtenidos en las columnas estratigráficas levantadas puede estimarse, en esta unidad estructural, en valores próximos a los 100 m.

Sobre el tramo margocalcáreo se encuentra el primer paquete de facies nodulosas de color rojo típico de las facies "Ammonitico Rosso". Se trata de un tramo, estudiado con mayor detalle en el corte de Son Vidal, en la unidad estructural de Alfabia -Es Barraca, en la vecina hoja de Soller, y que contiene ammonites del Oxfordiense medio y superior y del Kimmeridgiense inferior.

1.1.3. Terciario

Los materiales terciarios de Mallorca han sido estudiados por la mayoría de los autores que se han ocupado de la Geología de la isla. Se destacan los trabajos de HERMITE (1879), DARDER (1914) y FALLOT (1922), ESCANDELL y COLOM (1963) en las memorias de los mapas geológicos citan los afloramientos existentes y dan una descripción general de los mismos.

1.1.3.1. ***Brechas de cantos y bloques carbonáticos*** (9) - ***Oligoceno superior - Burdigaliense***

Sus afloramientos ocupan casi la totalidad del tercio occidental de la hoja. Sobre estos materiales han tenido lugar importantes fenómenos de carstificación que han dado origen a un lapiaz ampliamente desarrollado, con numerosas morfologías originadas por disolución de los materiales calizos.

Se trata de materiales bréchicos de naturaleza predominantemente carbonática que se distinguen con dificultad de los materiales de la misma naturaleza litológica de la base del Lías. A diferencia de éstos se caracteriza por la existencia de cantos procedentes de niveles más altos de la serie jurásica, especialmente del nivel de cuarzoarenitas, que son fácilmente

reconocibles en el campo, y al microscopio, por la presencia bastante frecuente, de restos de *Microcodium* resedimentado, al igual que ocurre en los conglomerados continentales paleógenos. No se encuentran restos fósiles salvo cuando se encuentran restos fósiles salvo cuando se encuentran interestratificados con las facies carbonáticas de la base del Mioceno marino.

El contacto con los materiales infrayacentes es discordante, pero no es fácil de establecer en el campo dada la naturaleza del mismo, y a la similitud de facies con las brechas del Lías sobre las que habitualmente se disponen. Por este motivo se ha adoptado un criterio restrictivo en su representación cartográfica para evitar, en lo posible, atribuciones incorrectas de edad para el grueso de los materiales. Brechas de estas características son habituales en la base del Mioceno, cuando éste se dispone sobre el Jurásico inferior, en toda la Sierra Norte y especialmente en su mitad septentrional. El lector tiene que tener en cuenta estas circunstancias al consultar la cartografía en lo que se refiere a las unidades bréichicas.

1.1.3.2. **Margas, limolitas y areniscas.** (11). **Burdigaliense - Langhiense**

Sus afloramientos se sitúan en la parte occidental de la hoja. El más amplio corresponde al centro de una estructura Sinclinal de dirección noreste-suroeste y que corta la carretera general de Inca a Pollensa entre los puntos kilométricos 10 y 11. Otros 2 afloramientos menos importantes se sitúan más hacia el Oeste del anterior y quedan parcialmente cubiertos por el "Klippe" de la unidad tectónica 3, que forma el Puig Roig y el Puig Caragoler.

Debido a la naturaleza blanda de los sedimentos fundamentalmente margosos que constituyen esta unidad cartográfica, dan origen a zonas deprimidas que destacan dentro del paisaje kárstico a que da lugar la unidad infrayacente. Por la misma razón, sus afloramientos, que no llegan a sobrepasar los 100 metros de potencia, se encuentran muy cubiertos por depósitos coluviales y no ha podido levantarse ninguna sección estratigráfica dentro de la unidad tectónica que estamos describiendo. En la hoja de Sóller (39-26) en las zonas de Valdemosa y George Sand, únicamente están representados los términos basales de la formación, constituidos por una alternancia de margas grises con limolitas y niveles de areniscas de 10 a 30 cm, las secuencias son granodecipientes, con bases ligeramente canalizadas y estratificación cruzada de gran escala.

La mayor parte de los depósitos de esta unidad se han originado mediante corrientes de turbidez, "debris flow" y "grain flow", correspondiendo en conjunto a un ambiente de abanico submarino. Regionalmente las direcciones de paleocorrientes y la naturaleza de los soportes señalan la existencia de una plataforma situada al Sur y un régimen de fuerte inestabilidad tectónica.

Los niveles de margas son muy ricos en microfauna entre la que cabe destacar: *Gloligerinoides quadrilobatus* BANNER y BLOW, *Gloligerinoides trilobus* (REUS), *Gloligerinoides bisphaericus*

TODD, *Globoquadrina conglomerata* (SCHWAG), *Globoquadrina deniscens* (CHAPM, PARR y COLL), *Gloligerina foliaba* BOLLI, *Gloligerina venezolana* HEDBERG, *Gloligerina diplostoma* REUSS, *Glolorotalia obesa* BOLLI, *Glolorotalia bavisanensis* LEROY, *Glolorotalia mayen* CUSHM y ELLISOR, *Glolorotalia cf. archaeo menardii* BOLLI., *Sphaeroidina bulloides* (d'ORB), *Praeorbulina transitoria* (BLOW)., *Siphireina reticulada* (CZJZEK) Noniore Soldanii D'ORB, *Lligerina auberiana* d'ORB, *Glocassidulina subglobasa* (BRADY), *Cibicides refulgens* (MONTF)., *Cibicides pseudoungerianees* (CUSHM), *Cibicides mexicanees des torensis* NUTT y RUSC., *Lyreidina soldanii* (d'ORB), *Spiro pleclammina carinata* (d'ORB)., *Bolivina asta* MACFADYEN, *Planulina ariminensis* (d'ORB), *Planulina cf marialana* HADLEY., *Robulees rotulatus* (LAM)., *Trifarina bradyi* CUSHM., *Karriella subcylindrica* (NUTT)., *Cydammina cf irecisa* (STACHE) y *Pleurostomella alternans* SCHWAG.

Esta microfauna define una edad Burdigaliense superior a Langhiense inferior, zonas nº 8 y nº 9 de BLOW.

1.2. UNIDAD DE TEIX - TOMIR (UNIDAD III)

Aflora en la parte oriental de la hoja constituyendo las sierras que con dirección noreste - suroeste ocupan esta parte de la hoja y se prolongan por la península del cabo Formentor que constituye la terminación nororiental de dicha unidad. En la parte occidental de la hoja la unidad Teix - Tomir está también representada y constituye el "Klippe" formado por el Puig Roig y el Puig Cargolé.

1.2.1. Triásico

1.2.1.1. **Lutitas, areniscas, yesos y rocas volcánicas** (1). **Facies Keuper**

Aflora en forma de estrechas bandas de dirección noreste-suroeste directamente ligadas a los frentes de cabalgamiento primarios y secundarios que aparecen afectando a esta unidad tectónica.

Al tratarse de sedimentos blandos originan las zonas más deprimidas de la Sierra y quedan situados en la base de los fuertes escarpes a que dan lugar los sedimentos calizos del Jurásico que se sitúan por encima.

Sus afloramientos se encuentran bastante cubiertos por depósitos de ladera y muy tectonizados al haber jugado los cabalgamientos y fallas inversas a favor de esta formación más blanda.

Las características litológicas y sedimentológicas de esta unidad cartográfica ya han sido definidas en el apartado 1.1.1.1. de la presente memoria.

1.2.2. Triásico superior y Jurásico

1.2.2.1. *Dolomías tableadas, margas y arcillas, Brechas y carniolas.* (2) *Rethiense*

Igual la Facies Keuper y asociada a la misma, esta unidad cartográfica aflora en forma de estrechas bandas de dirección noreste-suroeste, en la mitad oriental de la hoja, y que constituyen la parte inferior de los fuertes escarpes a que dan lugar los sedimentos calizos suprayacentes. Sus afloramientos están relacionados con la aparición de los frentes de cabalgamiento primarios y secundarios que afectan a la unidad tectónica que nos ocupa, así como a los núcleos de las estructuras anticlinales que aparecen en el ángulo nororiental de la hoja.

Para su estudio se ha levantado la columna estratigráfica de San Vicente (x: 1.175.000, y:612.950) en donde están representados los 50 m del techo de esta unidad que regionalmente debe de tener una potencia media que oscila alrededor de los 100 m.

Está constituida por una alternancia regular de dolomías grises y rojizas y de limolitas y arcillas limolíticas verdes y rojas. La potencia de las capas oscila entre 10 cm y 1 m, siendo la potencia media de las mismas de 30 cm. Fundamentalmente son dolomías cristalinas y dolomicritas que sólo en algunos casos llegan a tener un 10 por ciento de esparita. También aparecen microdolomías brechoides, fundamentalmente hacia el techo de la serie, con clastos irregulares de dolomicrita y matriz micrítica.

A techo de esta formación aparecen brechas dolomíticas monogénicas amarillentas con estratificación difusa.

Esta alternancia es una repetición de secuencias de 80 cm a 1 m de espesor en las que los bancos dolomíticos presentan en algunos puntos bases canalizadas, continuándose con granoclasificación decreciente, laminación paralela y cruzada en algunos casos, con "ripples" y textura "estromatolítica" a techo, la bioturbación es bastante intensa en algunos casos. Las limolitas y arcillas limolíticas presentan laminación paralela y bioturbación intensa siendo muy frecuente la presencia de "load cast".

El conjunto de estos materiales se depositaron en una plataforma somera en un ambiente litoral con dominio de las llanuras de mareas. El origen de los tramos brechoides puede estar ligado, por un lado, a períodos de inestabilidad tectónica del fondo de la cuenca más o menos relacionados con una cierta actividad volcánica y, por otro, a fenómenos de disolución de materiales salinos que dan origen a la formación de brechas de colapso. A pesar de haberse realizado varios levigados de los tramos arcillosos y limolíticos no ha podido hacerse ninguna datación paleontológica en esta unidad que ha resultado estéril. Únicamente, en algunas de las láminas delgadas realizadas en los bancos de dolomías, se pueden reconocer algunos restos de gasterópodos y texturas algales que no dan indicaciones cronoestratigráficas.

Por su posición se le atribuye una edad Rethiense - Hettangiense más inferior.

1.2.3. Jurásico

1.2.3.1. *Brechas calcáreas, calizas y dolomías* (3). *Lías*

Aflora en la parte oriental de la hoja en donde constituyen los materiales fundamentales de las sierras que con dirección noreste-suroeste atraviesan esta parte de la hoja. En la parte occidental da lugar a un relieve en forma de "mesa" formado por el Puig Roig y el Puig Caragol que forman el "Klippe" de la Unidad III sobre la Unidad II.

Sus afloramientos dan lugar a un relieve muy accidentado con escarpes verticales y fuertes acantilados que destacan en el paisaje agreste de la Sierra Norte de esta parte de la Isla. Son muy frecuentes las formas kársticas, fundamentalmente lapiaz y pequeñas dolinas que hacen muy penoso el tránsito por esta unidad cartográfica.

La potencia de esta formación sobrepasa los 500 metros dentro de la hoja que nos ocupa (Vértice Tomir x: 1.164.700, y: 603.480) y hacia la hoja de Sóller (38-26), situada al suroeste, aumenta su potencia hasta llegar a 750-800 metros como ocurre en el vértice Teix situado en dicha hoja.

Debido a que se trata fundamentalmente de brechas calizas y a la fuerte tectónica que presenta esta unidad que se manifiesta en cabalgamientos primarios y secundarios, hace muy difícil el levantamiento de series estratigráficas con potencias precisas debido a las posibles repeticiones que son prácticamente imposibles de reconocer en el campo debido a la monotonía litológica y ausencia total de niveles guía.

Parte de los primeros metros de la base de esta formación han sido estudiados en la sección estratigráfica de San Vicente (x: 1.175.700, y: 612.950) y la parte más alta de la misma ha sido estudiada en la sección de Cala Boquer (x: 1.178.450, y: 614.500).

Esta unidad cartográfica está compuesta fundamentalmente por brechas calcáreo-dolomíticas masivas con estratificación muy difusa. En su base las brechas calcáreo-dolomíticas descansan concordantes sobre las dolomías y limolitas del Rethiense descritas en el apartado anterior, y son brechas masivas poligénicas con clastos angulosos de caliza y dolomía de 2 a 3 cm de diámetro, pudiendo llegar a tener hasta 10 cm. Estos clastos irregulares con frecuentes recristalizaciones de calcita están trabados por una matriz fundamentalmente compuesta por micrita en casi su totalidad. Las láminas delgadas que han sido estudiadas en esta parte de la serie revelan la ausencia total de microfauna tanto en los cantos como en la matriz.

A techo de la formación se reconocen los niveles de calizas y dolomías bien estratificadas en capas con una variedad textural notable y formando secuencias somerizantes tal y como han sido descritas para la misma unidad cartográfica en la unidad estructural de George Sand - La Calobra (cap. 1.1.3.1.).

1.2.3.2. **Margas y Calizas arcillosas (6) Dogger**

Solamente existen dos pequeños afloramientos de esta unidad cartográfica en el ámbito de la hoja, situados en la parte occidental del borde Sur de la misma.

Estos afloramientos de margas y calizas arcillosas están condicionados por dos cabalgamientos secundarios que afectan a la unidad tectónica de Teix-Tomir (III) que dando los sedimentos del Dogger pinzados entre los materiales descritos en el apartado anterior.

Por la facies que presentan estos materiales, y la fauna que contienen se atribuyen al Dogger, sin que sea descartable que su base corresponda aún al Toarciense.

1.2.4. **Terciario**

1.2.4.1. **Conglomerados, calizas y areniscas (10). Burdigaliense**

Sus afloramientos se sitúan en el ángulo nororiental de la hoja y en el borde Sur de la misma y han sido estudiados a partir de la sección estratigráfica de Boquer (x: 1.172.250, y: 604.950).

Se sitúan discordantes sobre los sedimentos jurásicos descritos anteriormente a través de un tramo más o menos potente de brechas de materiales jurásicos, con cantos de elementos del Lías entre los que se encuentran microconglomerados cuarcíticos, tal y como han sido descritos en las vecinas hojas de Sóller e Inca, pero cuya cartografía y separación de los materiales jurásicos es difícil. Sobre estas brechas se encuentra un conglomerado de cantos de caliza de unos 6 cm de tamaño medio y bien redondeados con matriz y cemento calcáreo.

La potencia de los conglomerados es muy variable en los distintos afloramientos debido a que se trata de un relleno de canales; en las bases de estos canales muy frecuente la presencia de grandes conchas de ostreidos más o menos fragmentados y trozos y placas de grandes equínidos. Sobre los conglomerados se depositan unos 20 metros de calizas y areniscas calcáreas ocre-amarillentas en bancos de 50 cm a 2 metros que también presentan grandes equínidos más o menos fragmentados.

Los conglomerados están formados por cantos del Lías, más o menos recristalizados, con una matriz micrítica grumosa, algo ferruginosa, que, en algunos puntos, presenta una textura de caliche. El cemento contiene un 30 por ciento de micrita, un 55 por ciento de intraclastos más o menos recristalizados y brechificados un 10 por ciento de óxidos de hierro y un 5 por ciento de arena de cuarzo. Las calizas y areniscas calcáreas, normalmente son biopelmicritas y micritas arenosas con intraclastos más o menos recristalizados con un porcentaje de cuarzo de hasta el 10 por ciento y algún contenido en microfauna fósil. Presentan secuencias grano-decrecientes con estructuras de escape de agua y en algunos puntos se intuye una estratificación cruzada de gran escala y bajo ángulo.

Corresponden a sedimentos de plataforma somera en ambiente litoral que se instaure con posterioridad a un período de fuerte inestabilidad tectónica en el que se depositó la formación subyacente.

Son frecuentes en la formación las calificaciones algales, en las distintas muestras estudiadas se ha podido determinar la siguiente asociación de microfauna: *Microcodium.*, *Amphistegina lessoni* d'ORB, *Cibicides* sp., *Lenticulina* sp; *Operculina complanata* (DEFR), Globigerináceos, Briozoos, *Lithothammium* sp, *Gypsina* sp, Rotaliformes, Ataxophagmidos y Equinodermos.

Los sedimentos de esta formación pertenecen al Burdigliense.

1.2.4.2. **Margas limolitas, areniscas y calizas** (11). **Burdigaliense - Langiense**

Sus afloramientos se sitúan en el ángulo nororiental de la hoja en donde constituyen los núcleos de sinclinales tumbados y debido a la naturaleza blanda de los sedimentos que los componen originan zonas deprimidas que al ser invadidas por las aguas del Mar dan origen a las calas: Cala Castell, Cala San Vicente, Cala Boquer y Cala Figuera, que se sitúan en esta parte de la costa.

Otro afloramiento de esta unidad cartográfica se sitúa al Sur de la localidad de Pollensa en donde también ocupa el núcleo de una estructura sinclinal en la que se localiza el valle del torrente de Son Bruy.

Sus sedimentos han sido estudiados a partir de la sección estratigráfica de Boguer (x: 1.178.450, y: 614.500) en donde la potencia de esta unidad oscila entre 210 y 220 metros.

Son fundamentalmente margas gris claro con intercalaciones de calizas de 1 a 1,5 m de potencia y delgadas intercalaciones de areniscas calcáreas y silexitas de 2 a 10 cm.

Las margas son nodulosas y hojosas en algunos puntos presentando algunos nidos de cantos de areniscas y calizas.

Los niveles de caliza son intrabiomicritas y biopelmicritas con un contenido en fósiles entre 10 y 65 por ciento, un 10 por ciento de cuarzo y fragmentos de rocas volcánicas en todas las muestras. En algunos casos presentan bases canalizadas con granoselección decreciente estratificación cruzada y "ripples" a techo. Son frecuentes las huellas "flute casts" que indican corrientes de Sur a Norte.

En el tercio superior de la serie destacan dos bancos de caliza de 8,5 y 10 m de potencia separados por un nivel de margas nodulosas con niveles de silexitas. Estos dos bancos presentan una estratificación muy difusa. Son biopelmicritas, algo limolíticas, con textura brechoide, y muy recristalizadas en algunos puntos, siendo frecuente la presencia de glauconita, de fragmentos de rocas volcánicas y de feldepatos que llegan hasta un 5 por ciento.

A techo de la formación aumenta el número de niveles de silexitas, con un 80 por ciento de sílice, 10% de micrita y 10 por ciento de dolomicrita.

En toda la serie aparecen pliegues de "slumping" que son más abundantes a techo de la misma.

La mayor parte de los depósitos de esta unidad se han originado mediante corrientes de turbidez y "debris flow" y "grain flow", correspondiendo en conjunto a facies distales de un ambiente de abanico submarino. Regionalmente las direcciones de paleocorrientes y la naturaleza de los aportes señalan la existencia de una plataforma situada al Sur y un régimen de fuerte inestabilidad tectónica.

Los niveles de margas son muy ricos en microfauna entre los que cabe destacar: Principalmente Foraminíferos planctónicos, normalmente deformados y *Gloligerinoides quadrilobatus* d'ORB, *Gloligerinoides bisphaericees* (TODD), *Gloligerinoides trilobus* (REUSS), *Gloligerinoides gomitalees* (SEG), *Praeorbulina transitoria* (BLOW), *Glorotalia praemenardii* CUSHM y STAINF., *Glorotalia mayen* CUSHM y ELLIS., *Glorotalia obesa* BOLLI, *Glorotalia incompta* CIFELLI, *Gloloquadrina deniscens* (CHAPM, PARR y COLL), *Globoquadrina altispira* (CUSHM y JARV.), *Gloligerina venezuelana*, HEDBERG., y *Gloligerina foliata* BOLLI.

Es una asociación típica de la parte alta del Mioceno inferior (Burdigaliense superior) y más baja del Mioceno medio (Langhiense), que se correlaciona, aproximadamente, con la zona nº 9 de BLOW o zona de *P. glomerosa* de BIZON y BIZON.

Entre los Foraminíferos bentónicos son frecuentes *Amphistegina lessoni* (d'ORB), *Cibicides refulgens* (MONTE) *Cibicides pseudocengeriamus* (CUSHM), *Gyroidina gyrdana* (REUSS), *Liphoruna reticulada* (CZIZEK), *Robulus rortex* (FICHT y MON), *Uvigerina flinti* CUSHM y *Nonion Soldanii* (d'ORB).

1.3. UNIDAD DE ALFABIA - ES BARRACA

De esta unidad sólo aflora en la presente hoja su extremo más oriental que queda situado al Sur de la localidad de Pollensa entre los vértices Axartell (x: 1.171.650, y: 603.500) y Almadraba (x: 1.176.000, y: 607.250).

El frente de cabalgamiento principal que la separa de la unidad infrayacente queda muy enmascarado por los sedimentos cuaternarios del llano situado frente a la Bahía de Pollensa y únicamente tiene representación cartográfica en el borde Sur de la hoja continuándose por la hoja de Inca (39-26) situada inmediatamente al Sur.

1.3.1. Triásico - Jurásico inferior

1.3.1.1. *Lutitas areniscas y yesos* (1) *Keuper*

Esta unidad cartográfica aflora en el borde Sur de la hoja en forma de una estrecha banda directamente relacionada con la traza del frente de cabalgamiento principal que separa la

Unidad de Alfabia - Es Barraca de la Unidad de Teix - Tomir. Debido a la naturaleza blanda de los sedimentos que la componen da origen al pie del fuerte escarpe que constituye el vértice Axartell (x: 1.171.650, y: 603.500), continuándose sus afloramientos, muy enmascarados por sedimentos cuaternarios, a lo largo de la cabecera del Torrente de Son Bray. Las características litológicas, sedimentológicas y paleontológicas de esta unidad cartográfica ya han sido descritas en un capítulo anterior de la presente memoria.

1.3.1.2. ***Dolomías tableadas, margas y arcillas, dolomías y carniolas (2) Rethiense - Hettangiense***

Aflora en forma de bandas con dirección noreste-suroeste directamente relacionadas con los frentes de cabalgamiento primarios y secundarios que afectan a esta unidad tectónica. Sus afloramientos constituyen la parte inferior de los fuertes acantilados que forman las calizas del Lías que se sitúan inmediatamente por encima.

Las características litológicas, sedimentológicas y paleontológicas de esta unidad cartográfica han quedado descritas en otro capítulo anterior de la presente memoria.

1.3.2. ***Jurásico - Cretácico inferior***

1.3.2.1. ***Calizas y dolomías tableadas. Brechas en la base (3) Lías***

Afloran en una estructura anticlinal, más o menos interrumpida al ser afectada por frentes de cabalgamiento, y que con dirección noreste-suroeste se extiende entre los vértices Almadraba y Axartell dando lugar a fuertes escarpes y un relieve muy agreste en el que son frecuentes las formas kársticas.

En la presente hoja la potencia de la formación debe de oscilar alrededor de los 300 metros y se ha estudiado a partir de la sección estratigráfica de Es Barraca (x: 1.162.725, y: 598.500) situada en la hoja de INCA (38-26) localizada inmediatamente al Sur, y en donde se han medido 325 metros de sedimentos que corresponden a su potencia total. El techo de la formación se ha estudiado a partir de la sección Zona de Can Guillo (x: 1.172.250, y: 604.950).

En la base de esta unidad se localizan 30 metros de dolomías brechoides y brechas masivas con estratificación difusa de color gris con cantos de dolomías y micritas de 20 centímetros de tamaño máximo.

Sobre ellas se localiza un tramo de unos 30 metros de calizas beige y gris oscuro bien estratificadas en bancos de 0,50 a 2 metros con algunos bancos de calizas dolomíticas. Se trata de micritas, con algunos tramos recristalizados y en vías de dolomitización y algún banco de dolomicrita. Presentan bases onduladas y parece reconocerse una granoclasificación decreciente.

Por encima se localiza un tramo de unos 55 metros de potencia en el que las calizas se disponen en bancos algo más potentes, 3 a 4 metros, y son micritas, con niveles de biomicritas e intraesparitas con un 20 por ciento de contenido en oolitos, 40 por ciento de intraclastos y 40 por ciento de esparita. Algunos niveles están dolomitizados y otros sobre todo a techo del tramo se hacen brechoides con intraclastos de micrita de hasta 1 cm. Los bancos calizos presentan bases onduladas granoclasificación decreciente laminación paralela y al techo laminación estromatolítica.

El resto de la serie está compuesta por una monótona serie de calizas bien estratificadas en bancos de 1 a 3 m de potencia entre las que se intercalan algunos bancos de calizas brechoides. Son fundamentalmente bancos de micrita, y biomicrita con algunas intercalaciones de bioesparitas, intrabioesparitas y pelsparita, así como bancos de calizas algales con pisolitos y algas cianofíceas.

A techo de la formación se localiza un banco de intraesparita arenosa microconglomerática con un 30 por ciento de esparita, 30 por ciento de intraclastos y 40 por ciento de cuarzo.

La serie de bancos calizos continúa presentando bases onduladas granoselección decreciente y "ripples" así con laminación de tipo estromatolítico que a veces aparece con las láminas rotas.

El tramo inferior brechoide tiene una interpretación sedimentológica muy delicada. En la Cordillera Celtibérica existen litofacies análogas interpretadas como brechas de colapso por disolución de evaporitas, correspondientes a un ambiente de llanura de mareas o lagoon hipersalino.

El resto de la serie corresponde fundamentalmente a depósitos de plataforma restringida evolucionando en la vertical a una llanura de mareas abierta terminando con un importante volumen de aportes terrígenos del continente que son redistribuidos por corrientes de marea.

Los primeros 200 m de la serie se atribuyen al Lías inferior y en ellos se ha reconocido la siguiente asociación de microfauna: *Globulinites tripartitum* COLOM, *Pseudocreceis liasicus* COLOM, *Labyrinthina* sp., *Favreina*, *Lacrymorphus globosus* RADOICIC, *Cayeuxia (Solenopora) liasica* (LE MAITRE), *Permocaluculus* sp, *Thaumatoporella parruoversiculifera* (RAINIRI), *Favreina prusensis*, *Favreina salevensis*, ostrácodos, gasterópodos y crinoides.

El resto de la serie se atribuye al Lías medio y superior y ha podido reconocerse la siguiente asociación:

Lenticulina sp., *Lingulina* sp., *Dentalina* sp., *Glomospirella* sp., *Haurania cf. amitjii* HEWSON, *Lituosepta* sp. *Vidalina* sp.

A techo de la formación aparece *Orbitopsella praecursor* (GUMB).

La edad de esta unidad comprendería el Hettangiense, Sinemuriense, Pliensbachiense y Toarciense.

El contacto con la unidad superior, de edad Dogger siempre aparece tectonizado por lo que la delimitación lito y cronológica de este tramo es difícil. Localmente por encima de los niveles de calizas con canos de cuarzo pueden aparecer dos o tres metros de calizas nodulosas, masivas, ferruginosas de tonos ocres que petrográficamente son biomicritas, a veces con trazas de cuarzos y matriz con tendencia peletóide que en la base de la Sección de Son Vidal (x: 1.151.800, y: 590.800), situada en la hoja de Sóller (38-26), ha proporcionado una fauna de ammonites con *Harpóceras* sp. *Pseudomercaticeras* sp. e *Ildoceras* cf. *lusitanicum* MEISTER que caracteriza el Toarciense medio.

En la zona de Can Guillo: (x: 1.172.250, y: 604.950) se han reconocido los metros finales del techo de la formación donde se han estudiado 35 m de calizas grises y beige bien estratificadas en bancos de 30 a 80 cm con delgadas intercalaciones de calizas arcillosas y algunas intercalaciones de areniscas calcáreas con granos de cuarzo. A techo se localizan 3 m de calizas arenosas muy ferruginosas con una lumanela de ammonites.

Son micritas y biomicritas con algunos tramos de matriz peletóide, a techo dolomicrita con 20 por ciento de cuarzo y 5 por ciento de feldespatos. En ellas se ha reconocido: *Lingulina* Gr. *pupa* (TERQ), *Glomospira* sp, Ostrácodos, Gasterópodos y crinoides.

A techo se da la siguiente asociación de fauna de Ammonites: *Harpoceras* cf. *falcifer* (SOWERBY), *Harpoceras* sp, *Orthildaites orthus* BUCKMAN, *Orthildaites* sp., *Hildoceras sublevisoni* FUCINI, *Hildoceras* cf. *tethysi* GECZY, *Hildoceras lusitanicum* MEISTER, *Hildoceras* cf. *apertum* GABILLY, *Hildoceras* sp. Esta fauna aunque pertenece a la zona Bifrons Toarciense medio en su conjunto, corresponde a las subzonas Sublevisoni y Bifrons; y no se puede descartar que las *Harpoceras* y *Orthildaites* pertenezcan a la parte terminal de la zona Serpentinus.

1.3.2.2. **Margas y calizas, calizas con sílex y calizas nodulosas "falsas brechas" (6) Dogger - Malm - Cretácico inferior**

Sus afloramientos están situados al sureste de la localidad de Pollensa entre las carreteras de Pollensa a Alcudia y Pollensa a Inca. Constituye un tramo blando que da lugar a valles y zonas deprimidas generalmente muy cubiertas por sedimentos cuaternarios. Debido a su carácter incompetente frente a los esfuerzos tectónicos, sus límites suelen estar mecanizados y presenta una estructura interna muy complicada con numerosos repliegues y fracturas, esto unido a la similitud de facies que presentan los sedimentos del Jurásico superior y el Cretácico inferior, hace que sea imposible en muchos puntos su diferenciación cartográfica, quedando en muchos puntos una unidad cartográfica que comprende las dos unidades.

Se ha estudiado en la sección estratigráfica de la Zona de Can Guillo (x: 1.172.250, y: 604.950) en la presente hoja, así como en las secciones de Aumedra: (x: 1.157.950, y: 593.750), en la hoja de Inca (39-26) y en las de Cúber II (x: 1.154.100, y: 596.400), Cúber III (x: 1.154.250, y: 596.550), Son Vidal (x: 1.151.800, y: 590.800), y Alfabia (x: 1.147.000, y: 590.350) en la hoja de Sóller (38-26).

En la sección de Can Guillo, se han medido los 110 m basales de esta unidad que aparece fuertemente tectonizada con gran cantidad de repliegues y fallas inversas que induce a deducir que la serie ha debido sufrir acortamiento por tectónica.

En la base aparecen 50 m muy cubiertos de una alternancia de margas calizas gris oscuro, micritas fosilíferas, en capas de 10 a 30 cm, con margas gris verdoso con abundancia de pirita, la bioturbación es muy intensa y abundan los fósiles de *Aptychus*.

En esta unidad aparece: *Calpionella alpina* LOR y *Crasicolaria parvula* (DOBER).

Por encima se sitúan 25 m de calizas tableadas (micritas) bien estratificadas en bancos de 5 a 10 cm, algo nodulosas en la base continuando la serie con 25 m de calizas nodulosas gris claro en capas de 10 a 30 cm con intercalaciones de capas y nódulos de sílex.

A techo de esta unidad se reconoce: *Lenticulina musteri* (ROEMER), *Lenticulina cf. andax* LOEL y TAPP, y *Spirillina cf. amphelicta* LOEBL y TAPP.

Fuera de la sección se ha reconocido al existencia del Tithónico superior con la presencia de la siguiente asociación de Ammonites: *Phyloceras* sp., *Haploceras* sp, *Berriasella* sp. y *Pygope diphy*a (V. BUCH).

La edad de esta unidad comprende el Dogger y Malm.

A techo de la sección de Can Guilló afloran 10 m de margas gris verdosas con delgadas intercalaciones de 5 a 10 cm de calizas arcillosas y que corresponden a la base del Cretácico. En ella se ha reconocido: *Dentalina* sp., *Cytherella* sp. y *Glaudulina* sp.

Regionalmente y en las hojas de Inca y Sóller situadas al Sur y suroeste respectivamente donde se han realizado varias secciones estratigráficas, en esta unidad cartográfica se distinguen varios tramos:

- Un tramo de 60 a 90 m de espesor constituido por una alternancia de margas gris oscuro y calizas mudstones grises muy bien estratificadas en capas de 20 a 70 cm con bases planas y laminación paralela. Presentan abundante bioturbación, a veces ocupada por pirita, *Zoophycus*, ammonites que pueden ser de gran talla, y ocasionalmente braquiópodos, y nódulos de sílex en el tercio superior. En esta parte del tramo suele haber algún nivel con predominio de las calizas por disminución del espesor de las margas, que quedan reducidas a los interestratos siendo frecuente en este caso la presencia de sílex y el carácter noduloso de la estratificación.

Petrográficamente las calizas son biomicritas con microfilamentos y laminación paralela, con radiolarios silíceos y calcificados, protoglobigerinas foraminíferos, fragmentos de crinoides y de espículas; ocasionalmente hay trazos de cuarzo y dientes de peces. La matriz suele ser pelleteide, recristalizada irregularmente, y ocasionalmente es microdolomítica - silícea.

La ausencia de estructuras sedimentarias propias de un medio agitado, las condiciones ambientales reductoras y el contenido faunístico característico de sedimentos pelágicos indican que este tramo se depositó en un ambiente de plataforma externa abierta a talud.

– Tramo de 10 a 15 metros de espesor constituido por calizas nodulosas y "falsas brechas" (facies "ammonítico - rosso") de colores rojizos, con nódulos de micrita gris o rosada y fósiles corroídos, fundamentalmente ammonites aunque existen algunos braquiópodos. Entre los nódulos y los estratos aparece una "matriz" de marga o limolita calcárea de color rojo o verde. Al microscopio son biomicritas más o menos recrystalizadas con radiolarios silíceos y calcificados, protoglobigerinas, fragmentos de crinoides, ostrácodos, microfilamentos. La matriz puede ser de micrita - sílex o aparecer teñida por óxidos de hierro muy finos, con zonas irregulares algo recrystalizadas sin óxidos de hierro.

La interpretación sedimentológica de las facies "ammonítico-rosso" es delicada y controvertida, pues aparte de los factores ambientales deben estar controladas por factores diagenéticos complejos. En principio se atribuyen estas facies a depósitos de talud.

– Un tramo de 50 a 65 m de calizas *mudstone* tableadas, dispuestas en bancos de 30 cm, con interestratos margosos y a veces ondulados lo que confiere al conjunto aspecto noduloso. Presentan nódulos de sílex. Petrográficamente son micritas, biomicritas y biopelmicritas con filamentos, radiolarias, protoglobigerinas, saccocoma, ostrácodos, calpionellas, espículas y fragmentos de equinodermos, y microestratificación paralela.

En la parte central del tramo es frecuente que aumente la importancia de los términos margosos, pudiendo llegar a individualizarse una ritmita de micritas y margas en capas de 30 a 60 cm. En general este tramo presenta una reducción de la cantidad de fósiles respecto a los tramos anteriores.

El tramo termina con un nivel de 10 - 12 m de "falsas brechas" (facies "ammonítico - rosso") que no siempre está presente. Se ha caracterizado en la sección de Cúber III (x: 1.154.250, y: 596.550), en la vecina hoja de Sóller (38-26), donde está constituido por nódulos de micritas grises y rosadas y ammonites corroídos, con escasa matriz de margas limolíticas. Petrográficamente son biomicritas e intrabiomicritas con calpionellas, foraminíferos, fragmentos de equinidos y crinoides y matriz con óxidos de hierro y zonas algo gravelosas.

Este tramo se ha depositado en un ambiente de plataforma externa abierta a talud.

– El tramo más alto de esta unidad cartográfica consiste en 60 m de una alternancia de margas grises y calizas *mudstones* gris o blancas bien estratificadas en capas de 30 a 50 cm. Las calizas son micritas y biomicritas con calpionellas, foraminíferos, radiolarios y nannoconus.

Las microfacies contienen, además de la fauna genérica mencionada en la descripción litológica: *Eothrix alpina* LOMB., *Globochaete alpina* LOMB., *Lenticulina cf andax* LOE BL. y TAPP., *L. quenstedti* GUMB., *L. munsteri* ROEMER., *L. acutiangula* DEELKE., *L. subalata* REUSS., *Cytherella*

cf. toarcensis BIZON., *C. cf. suprajurásica* OERTLI., *Spirillina cf. amphelicta* LOE BL y TAPP., *Nodasaria cf. nitidana* BRAND., *Cristellaria plexusfluxnosa* BRÜCM., *C. plexus - Treptensis* BAST y SIGAL., *Poalzowella cf. nudosa* ANTONOVA., *Schuleridea triebeli* STEGH. En los dos tramos superiores se encuentra además *Calpiorella alpina* LOR., *C. elliptica* CAD., *C. thalmanni* COL., *Calpionellites darderi*, *Nannoconus cf. steinmanni* KAMPT., *N. cf. colomi* LAPP.

La Fauna recogida en cada tramo es la siguientes:

- Ritmita inferior: *Haplopleuceras cf. inaequalicas tatum* GERARD, y *Vacekia* sp. (Aaliense medio - superior); *Haplopleuroceras cf. subespinatum* BUCKMAN, y *H. mundum* BUCKMAN (Aaliense superior); *Sonninia (Sonninia)* sp. (Bajociense inferior); *Graphoceras (Graphoceras)* sp., *Epalxites* sp., *Stephanoceras (Stephanoceras)* sp., *Strigoceras* sp., *Oppelia* sp (Bajociense inferior - medio); *Stephanoceras (Stephanoceras)* aff. *triplex* MASKE, *Stephanoceras (Skirroceras)* cf. *bayleanum* OPPEL (Bajociense medio, zona Humphriesianum); *Morphoceras cf. multiforme* ARKELL, *Procerites* sp., *Phylloceras* sp. *Holcophylloceras* sp., *Nannolytoceras* sp. (Bathonienne).
- "Ammonítico - rosso inferior": *Perisphinctes (Arisphinctes)* sp., *Emaspidoceras* sp., *Holcophylloceras mediterraneum* NEUMAYR, *Sowebyceras tortisulcatum* D'ORBIGNY, *Pachyceras (Tornquistes)* sp., *Perisphinctes (Otosphinctes)* sp. *P. (Dichotomosphinctes)* sp., *P. (Dichotomosphinctes)* cf. *elisabethae* DE RIAZ, *Holcophylloceras* sp. (Oxfordiense medio); *Emaspidoceras cf. pancituberculatum* ARKELL, *Phylloceras* sp., *Holcophylloceras mediterraneum* NEUMAYR (Oxfordiense); *Phylloceras* sp., *Nebroditis* sp., *Idoceras* sp., *Haploceras* sp. (Oxfordiense superior - Kimmeridgiense inferior).
- Calizas tableadas y ritmita superior: *Ataxioceras (Parataxioceras)* sp. (Kimmeridgiense inferior); *Aspidoceras* sp., *Torquatisphinctes* sp., *Lamellaptychus*, (Kimmeridgiense superior); *Pachysphinctes* aff. *robustus* SPATH, *Prototetragonites* sp., *Pygope* sp., (Kimmeridgiense superior -Tithónico inferior).

En el "ammonítico - rosso" superior se ha recogido: *Berriasella cf. privasensis* PICTET, *Berriasella* sp., *Lemencia* aff. *pergrata* SCHNEID, *Lemencia cf. pseudociliata* OLORIZ, *Holcophylloceras mediterraneum* EUMAYR., *Neolissoceras grasianum* D'ORBIGNY, *Protacanthodiscus* sp. *Lamellaptychus*, *Pygope diphya* V. BUCH y *Pygope janitor* PICTECT, (Thithónico).

La macro y microfauna permite la atribución de esta unidad al Dogger - Cretácico inferior. La ritmita inferior representa fundamentalmente al Dogger, aunque no es descartable que puede incluir el Toarciense superior, y no se ha registrado la presencia del Calloviense.

El "ammonítico - rosso" inferior representa con seguridad al Oxfordiense medio, y posiblemente al superior. No se ha registrado el Oxfordiense inferior.

Las calizas tableadas, la ritmita y el "ammonítico - rosso" superior, cuando están presentes, incluyen el resto del Malm, el Kimmeridgiense y Portlandiense o Tithónico. Finalmente los niveles superiores de calizas y margas presentan ya una edad Neocomiense (Barremiense - Valanginiense - Hauteriviense).

1.3.2.3. **Margas y calizas (7) Cretácico inferior**

Esta unidad cartográfica corresponde al último tramo descrito en la unidad anterior, y sólo se ha diferenciado en el mapa geológico, en aquellas zonas en que es segura su presencia.

Se trata de una alternancia de calizas arcillosas grises y margas negras en capas de 20 a 30 cm con una abundante fauna de ammonites piritosos. Petrográficamente las calizas son micritas con radiolarios calpionellas espículas y óxidos de hierro.

Las margas han proporcionado la siguiente microfauna: *Lenticulina heiesmanni* BETTEN - STAEDT, *L. onahensis* SIGAL., *L. cf. gaultina* (BERTHELIN), *L. cf. saxonica* REUSS., *L. chreiteri* (EICHENBERG), *Marsonella oxycona* (REUSS), *Conorotalites bartensteini* (BETTENSTAEDT) y "*Rhynchotenthis*". Las calizas contienen *Eothrix alpina* LOMB, *Calpionellopsis simplex* (COLOM) y *Nannoconus*. En la hoja de Inca (39-26) en estos niveles se ha recogido una fauna de ammonites con: *Holcodiscus* sp. *Silexites cf. seranonis* (D'ORBIGNY), *Crioceratites nolani* (KILIAN), *Balearites balearensis* (NOLAN), *Subpulchellia sanvageni* HERMITE, *Partschiceras cf. infundibulum* (D'ORBIGNY), *Heolissoceras* sp., *Barremites difficilis* (D'ORBIGNY), *B. streptostoma* (HULIG).

La edad de los últimos niveles de esta unidad es Barremiense.

1.3.3. **Terciario**

En esta unidad tectónica de Alfabia-Es Barraca que estamos estudiando, los sedimentos del Terciario están representados por sedimentos del Mioceno inferior y medio (Burdigaliense y Langhiense) y solamente aparecen en un pequeño afloramiento situado al Sur de la carretera de Pollensa a Alcudia e inmediatamente al Este del vértice Almadraba (x: 1.176.000, y: 607.250) donde están representados los conglomerados, calizas y areniscas (10) del Burdigaliense, y las margas, limolitas y areniscas (11) del Burdigaliense -Langhiense muy enmascarados por los sedimentos cuaternarios del llano que se sitúa frente a la Bahía de Pollensa.

Las características litológicas, sedimentológicas y paleontológicas de estas dos unidades ya han quedado descritas en capítulos anteriores a la presente memoria.

1.4. UNIDAD DE ALCUDIA

La unidad tectónica de Alcudia está representada en la hoja por la península de Cabo Pinar. Es la aparentemente más elevada de todas las que constituyen el conjunto de la Sierra Norte y sus relaciones geométricas con ellas no son evidentes, aunque parece estar situada sobre la unidad de Alfabia-Es Barraca. Está constituida por terrenos jurásicos y cretácicos, que presentan ciertas diferencias con los depósitos de la misma edad del resto de la Sierra.

Las estructuras que con dirección Norte-Sur afectan a los sedimentos que la componen, dan lugar a cerros como el Son Fe (x: 1.177.100, y: 602.300) (situado al Sur en la hoja de Inca (39-26)) y el Puig Son Martí (x: 1.179.650, y: 602.300) que quedan aislados en la llanura que se sitúa frente a la amplia Bahía de Alcudia.

1.4.1. Triásico superior - Jurásico

1.4.1.1. *Dolomías tableadas, margas y arcillas. Brechas y carniolas (2) Rethiense - Hettangiense*

Aflora en forma de estrecha banda de dirección Norte - Sur, ligada al frente de cabalgamiento que pasa por el Puig de Son Martí (x: 1.179.650, y: 603.150), y en la base del "klippe" de Penya Roja, en el extremo nororiental de la península.

Se trata de un conjunto de dolomías con intercalaciones de margas y arcillas, brechas y carniolas similares a las descritas en capítulos anteriores de esta memoria, aunque aquí el carácter brechoide de la unidad está muy acentuado afectando a todo el conjunto debido a causas tectónicas.

1.4.2. Jurásico

1.4.2.1. *Calizas, dolomías tableadas y margas. Brechas calcodolomíticas en la base (3). Hettangiense - Toarciense inferior*

Afloran en la ladera oriental del Puig de Sant Martí en forma de banda con dirección Norte-Sur, en la ladera occidental del mismo cerro, ligada a un frente de cabalgamiento secundario, en la costa Norte y Sur de la península y entre el Puig de Romaní y la Penya Roja. Ninguno de los afloramientos reúne condiciones para el levantamiento de secciones estratigráficas.

Son brechas calcodolomíticas, y calizas y dolomías brechoides, masivas y con estratificación difusa, de 100 a 200 metros de espesor. Las brechas son mono y poligénicas, con clastos angulosos de caliza y dolomía. Hacia la parte superior pasan a dolomías y calizas dolomíticas cristalinas brechoides. Todo el tramo es azoico, y su interpretación sedimentológica delicada. Regionalmente este tipo de litofacies se interpreta como brechas de colapso por disolución de evaporitas, correspondientes a un ambiente de llanura de mareas o lagoon hipersalino.

Los niveles superiores de esta unidad, consisten básicamente en calizas *mudstones* y calizas dolomíticas bien estratificadas en capas de 0,5 a 1,5 metros, con restos de crinoides y laminación algal, que hacia la parte superior pasan a calizas bien estratificadas en capas de 30 a 60 centímetros con intercalaciones de margas marrones con pelecípodos, braquiópodos y crinoides. Las calizas son secuencias granodecrecientes *grainstone - mudstone* o *grainstone - wackestones*, con *ripples*, y laminación estromatolítica a techo. Petrológicamente son micritas

y biomicritas con microestratificación paralela por acumulación de bioclastos. Este tramo corresponde fundamentalmente a depósitos de plataforma restringida. Los niveles inferiores más dolomíticos sugieren ambientes de *lagoon* restringido, que evoluciona en la vertical a una llanura.

Los niveles de areniscas calcáreas de granos de cuarzo que en el conjunto de la Sierra Norte se disponen por encima de este tramo, se han observado en esta unidad tectónica en la zona del Puig de San Martí.

A esta unidad cartográfica se le atribuye una edad Lías inferior y medio, por su posición estratigráfica y correlación con otros puntos de la Sierra.

1.4.2.2. **Calizas tableadas con sílex y margas. Calizas nodulosas (4) Toarciense - Oxfordiense**

Aflora completamente, formando la mayor parte de los relieves que orlan la Atalaya de Alcudia, y rodeando la ladera oeste del Puig de San Martí, dando lugar a las zonas más deprimidas que aparecen en esta unidad tectónica y que constituyen los núcleos de las estructuras anticlinales que con dirección Norte - Sur, afectan a la misma en la hoja de Inca (39-26) situada inmediatamente al Sur.

Por razones tectónicas no se ha podido realizar una sección estratigráfica de esta unidad, ni medir su espesor, que se estima como mínimo del orden de 200 m.

La base se ha caracterizado en las laderas de Cerro de Son Fe, en una antigua cantera en la que aparece como una alternancia de margas, margocalizas y calizas bien estratificadas en capas decimétricas. Las calizas son biomicritas con restos de pelecípodos y braquiópodos. En ellos se ha encontrado *Harpóceras sp.* y "*Terebratula*" *perfida* (CHOFFAT), que indican una edad probable Toarciense inferior (zona *serpentimus*) - medio (zona *bifrons*).

La parte media de la unidad se ha estudiado en la sección de Tacarix, a lo largo de la carretera de Alcudia a Cabo Pinar (x: 1.184.350, y: 608.050), donde se han medido unos 120 m de esta unidad. La base de la sección son unos 12 m de calizas nodulosas grises y calizas *packstone-mudstone* con laminación algal con láminas onduladas y rotas, con intercalaciones de margas y nódulos de sílex. Al microscopio los estromatolitos se muestran como una acumulación de microfilamentos.

Encima se sitúan unos 85 m de calizas *packstone - mudstone* grises, bien estratificadas en capas de 5 a 30 cm con juntas margosas y abundantes capas y nódulos de sílex. Petrográficamente son biomicritas con microfilamentos, microestratificación paralela y matriz peletóide algo recristalizada. Tienen trazas de cuarzo y óxidos de hierro. La sección está coronada por unos 15 m de una alternancia de calizas *mudstone* grises, margas calcáreas hojosas y estratos y nódulos de sílex en capas de 5 a 20 cm.

El contenido faunístico consiste esencialmente en crinoides, belemnites, y ammonites. De estos últimos se ha clasificado el género *Nanolytoceras* sp. La microfacies revela: *Lenticulina münsteri* (ROEMER) *L. cf. acutiangula* DEECKE, *L. andax* LOEBL y TAPP, *L. quenstedti* (GUMB), *Ammodiscus tenuissimus* (GUMB), *Dentalina* sp., y radiolarios en los niveles superiores.

Al conjunto de este tramo se le atribuye una edad Bajociense - Bathoniense. A techo de la unidad, aunque desconectado tectónicamente de ella se ha localizado en el camino de la Ermita de la Victoria a la Atalaya un nivel de calizas nódulos rojizas (facies de falsas brechas o "ammonítico - rosso") con nódulos de micritas rosadas y ammonites corroídos, así como fragmentos de tamaño decimétrico de las calizas con sílex infrayacentes. Petrográficamente son biopelmicritas con un 20 por ciento de cemento esparítico. Contienen *Spirillina* sp. *Astacolus* sp. *Fraudicularia* sp. Ataxophageridas, Protoglobigerinas, Radiolarios, espículas, crinoides y ostrácodos. De la fauna de ammonites sólo se ha podido identificar un *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) sp. La edad de este tramo se considera Oxfordiense, en base a su contenido faunístico.

Los niveles inferiores de esta unidad se depositaron en una zona de plataforma interna en un ambiente de llanura de mareas (estromatolitos), que evoluciona verticalmente a condiciones de plataforma externa durante el Dogger superior y culminan con la instalación de un talud inestable durante el Oxfordiense.

La datación de esta unidad cartográfica se ha realizado en base a los elementos paleontológicos descrito en cada tramo, asignándole una edad Toarciense-Oxfordiense.

1.4.2.3. **Calizas tableadas y calizas nodulosas (5) Kimmeridgiense - Portlandiense**

Esta unidad constituye los principales relieves de la península de Cabo Pinar, que culminan el vértice Atalaya.

Se ha estudiado en la sección de Atalaya de Alcudia (x: 1.185.950, y: 607.550) donde se han medido 270 m de sedimentos.

Es un conjunto monótono de calizas *mudstone* gris oscuro bien estratificadas en capas de 5 a 6 cm. En la base contienen abundantes nódulos de sulfuros de hierro. Los 30 m superiores son de carácter marcadamente noduloso, a veces fétidas, y los estratos son más gruesos, de 0,2 a 1 m. Petrográficamente son micritas muy puras, con trazas de fósiles recristalizados y óxidos de hierro. A techo son biomicritas con microestratificación paralela por orientación de bioclastos.

No se ha encontrado macrofauna. la microfauna es escasa y consiste en espículas, Ostrácodos, Radiolarios y *Eothrix alpina* LOMB. Las biomicritas superiores contienen, además, *Saccocoma*, *Lenticulina* sp., *Calpionella alpina* LOR., y *Calpionella elliptica* CAD.

Por su posición estratigráfica y la microfauna que contienen se le atribuye a esta unidad una edad Kimmeridgiense-Portlandiense inferior.

1.4.2.4. **Calizas tableadas y calizas margosas** (8). **Portlandiense-Berriasiense**

Afloran exclusivamente en el núcleo del sinclinal tumbado de la Atalaya de Alcudia, donde se han estudiado en una sección estratigráfica (x: 1.185.950, y: 607.550). Se han medido 50 m en la base de la unidad.

Son calizas *mudstone* y calizas margosas gris claro, con pasadas verdosas, bien estratificadas en capas de 5 a 50 cm.

Al microscopio se trata de biomicritas y biopelmicritas, con óxidos de hierro y trazas de cuarzo, finamente recristalizadas. Presentan microestratificación paralela.

La microfauna que contienen consiste en: Radiolarios, Ostrácodos, Crinoides, espículas, *Saccocoma*, *Spirillina* sp., *Eothrix alpina* LOMB., *Tintinopsella* sp., *Calpionellopsis simplex* COLOM, *Calpionella alpina* LOR., *C. elliptica* CAD. y *C. undelloides* COL.

La macrofauna consiste en belemnites y ammonites, entre los que se ha clasificado *Berriasella* sp., *Neolissoceras grasianum* (D'ORBIGNY), *Haploceras* sp., *Phylloceras* sp., *Pygopa janitor* (PICTET).

Ambas asociaciones faunísticas caracterizan el Portlandiense superior - Berriasiense.

1.4.3. **Terciario**

En esta unidad tectónica de Alcudia que estamos describiendo, afloran sedimentos del Mioceno inferior y medio (Burdigaliense y Langhiense), estando representados los conglomerados, calizas y areniscas (10) del Burdigaliense y las margas, limolitas y areniscas (11) del Burdigaliense - Langhiense, que aparecen muy enmascarados por los sedimentos cuaternarios del llano que se sitúa frente a la Bahía de Alcudia.

Las características litológicas, sedimentológicas y paleontológicas de estas dos unidades ya han quedado descritas en capítulos anteriores de esta memoria.

1.5. PLIOCENO Y CUATERNARIO

1.5.1. **Plioceno**

El único afloramiento de posible edad Pliocena que existe en la hoja, no tiene representación cartográfica, al estar los sedimentos que lo constituyen en un nicho que se sitúa a 30 m sobre el nivel del mar, en Cala Castell, (Borde Norte de la hoja).

Este afloramiento tiene en su base 5 m de conglomerados de cantos del Jurásico y del Triásico, de tamaño medio 10 cm y máximo 40 cm con cemento calcáreo y matriz arenosa.

Por encima se sitúan 3 - 4 m de areniscas y limolitas calcáreas rojizas grises y amarillentas con cantos de basalto y nódulos calcáreos con abundante fauna de gasterópodos y pelecípodos.

La fauna según CUERDA BARCELO son fragmentos de los géneros *Nassa*, *Turritella*, *Theriacium*, *Venus* y *Tellina* que indican una facies litoral de aguas quietas y fondo de fango.

1.5.2. Cuaternario

Aunque los depósitos cuaternarios están ampliamente repartidos en la zona, especialmente los derrubios que tapizan las partes inferiores de las laderas dominadas por escarpes, solamente se han representado en la cartografía aquellos que tienen mayor entidad.

1.6.1. Pleistoceno

1.6.1.1. *Eolianitas* (12) *Pleistoceno*

Los afloramientos se reducen a escasos restos de "mares" y algunos retazos de playas colgadas poco fosilíferas.

La formación denominada "mares" está constituida por granos de arena caliza cuyo tamaño oscila entre 0,5 y 1 mm, más o menos cementadas en orden a su mayor o menor antigüedad. Esta formación contiene pequeños fragmentos de conchas marinas y foraminíferos muy rodados y transportables por el viento.

Se trata pues de acumulaciones dunares eólicas relacionadas con niveles marinos pleistocenos correspondientes cronológicamente al período comprendido entre los inicios del Riss y mediados del Würm.

Restos de tales dunas han sido observados en Cala San Vicente, Cala Tuent, Cala Figuera y en la zona de Tacarix y Aucarada en el Cabo Pinar.

Se han caracterizado en el valle de Cala Figuera donde estos depósitos aparecen "colgados" a una altura de 80-90 m sobre el nivel del mar, ocupando el fondo de un paleovalle que drenaba hacia el suroeste. Consisten en un nivel basal de grava angulosa cementada sobre la que se disponen unos dos metros de calcarenitas con estratificación cruzada y bioturbación, fuertemente cementada. Hacia el Puerto de Pollensa quedan cubiertos por dunas de arenas amarillentas no cementadas, de hasta tres metros de espesor.

En Cala San Vicente además de los restos de "mares" se localizan retazos de playas a unos 5 m de altitud sobre el nivel del mar. Estos retazos contienen una fauna fósil sin especies características que se atribuyen al Pleistoceno superior.

Estos sedimentos marinos, que por su fauna corresponden a una facies muy litoral, descansan sobre el Burdigaliense marino CUERDA (1968).

1.7.2. Holoceno

1.7.2.1. *Coluviales encostrados* (13) *Holoceno*

Corresponden a depósitos coluviales antiguos, de los que solamente quedan algunos vestigios.

Están constituidos por gravas y bolos de calizas y brechas con una matriz arcillo limosa de tonos rojizos a techo se encuentran muy cementados por costras calcáreas.

1.7.2.2. *Travertinos* (14) *Holoceno*

En la parte central de la hoja, en los alrededores de Penyes Vermelles se localizan unos afloramientos de tobas calizas de más de 5 metros de potencia que han sido representados en la cartografía.

1.7.2.3. *Limos con materia orgánica* (15) *Holoceno*

Afloran frente a las Bahías de Alcudia y Pollensa y están constituidos por limos más o menos arenosos con pasadas centimétricas de limos orgánicos así como niveles con pequeños cantos de caliza y matriz limo arenosa.

Esta unidad cartográfica está formada por sedimentos depositados por los cursos fluviales que desembocan en las bahías y cuyos aportes están relacionados con las variaciones climáticas y oscilaciones del nivel del mar, comprendida durante el Holoceno.

1.7.2.4. *Arenas de playa* (16) *Holoceno*

Sus afloramientos se sitúan en el borde oriental de la hoja y corresponden a los depósitos actuales de las playas de las Bahías de Pollensa y Alcudia.

Están constituidos por arenas calcáreas de grano grueso a medio con niveles de gravilla y lumaquelas de conchas marinas actuales.

1.7.2.5. *Coluviales de cantos y bloques* (17) *Holoceno*

Afloran a lo largo de toda la Sierra Norte y solamente se han representado en la cartografía aquellos con potencia superior a los 5 metros.

Están constituidos por cantos y bloques de materiales del Mesozoico y del Terciario según los distintos puntos y el área madre de los mismos.

1.7.2.6. **Arcillas rojas** (18) **Holoceno**

Afloran en la unidad tectónica II: George Sand - Sa Calobra y son arcillas de decalcificación de color rojo íntimamente ligadas a los restos de morfologías originadas por karstificación.

1.7.2.7. **Limolitas y arcillas rojas con cantos de caliza** (19) **Holoceno**

Ocupan la llanura que se sitúa frente a la Bahía de Pollensa al Este de la hoja y su potencia en algunos sondeos realizados para la investigación de acuíferos sobrepasa los 30 metros.

Está constituido fundamentalmente por gravas y bolos de cantos calizos con una matriz de limos y arcillas limolíticas rojas con distintos niveles encostrados, debido a las oscilaciones del nivel freático.

Son frecuentes los tubos de caliza (Rhizocreciones) así como una microfauna de foraminíferos rodados de escaso valor paleontológico.

2. TECTÓNICA REGIONAL

En el conjunto de la Isla de Mallorca se manifiestan tres dominios estructurales bien individualizados: La Sierra Norte, la Zona Central, y la Sierra de Levante.

La Sierra Norte, que corresponde al mayor conjunto montañoso de la isla, se extiende desde la Isla Dragonera hasta el Cabo Formentor, en una longitud de unos 80 km y presenta una anchura que varía entre 10 y 20 km. La mayor parte de ella está constituida por los materiales del Keuper y las potentes masas calcodolomíticas del Lías inferior y medio. El resto de los términos estratigráficos que intervienen en la estructura con el Trías inferior y medio, el Jurásico y Cretácico inferior margosos, el Paleógeno y el Burdigaliense. Las directrices estructurales regionales tienen una marcada linealidad NE-SW, su subparalelas o ligeramente oblicuas a la costa, que indudablemente tiene un carácter morfotectónico. La vergencia de las estructuras es hacia el NW, definida por series monoclinales, superficies mecánicas en general de buzamientos bajos, y pliegues entre los que dominan los sinclinales.

La Sierra de Levante ocupa la porción meridional de Mallorca. Es un conjunto montañoso más modesto que el septentrional, con el que guarda paralelismo en su disposición general.

Se extiende desde el cabo Farutx hasta la región de Felanitx, con una longitud de unos 45 km, y entre 8 y 15 de anchura. Los principales elementos estratigráficos involucrados en las estructuras son el Trías superior, el Lías calco-dolomítico, y el Jurásico y el Cretácico margosos, estos últimos con mayor grado de participación que en la Sierra Norte. El Paleógeno y Aquitano-burdigaliense son los términos estratigráficos terciarios que aparecen claramente estructurados. Las directrices estructurales regionales no aparecen en la Sierra de Levante tan nítidamente marcadas como en el Norte. En la región de Artá predominan las directrices NW-SW, las de la elongación del conjunto, con directrices NW-SE ortogonales a las anteriores subordinadas. Esta dirección NW-SE es la predominante en la porción meridional, entre Manacor y Felanitx.

La Zona Central de la Isla, enmarcada por las zonas montañosas de ambas sierras, queda caracterizada por presentar menor altitud y un relieve de morfología más suave, reflejo de su constitución a base principalmente de depósitos terciarios y cuaternarios. En la parte central de esta zona, entre Randa y Santa Margarita se individualiza un sector constituido por materiales paleógenos y del Mioceno inferior, afectados por la deformación entre los que afloran numerosos isleos de terrenos mesozoicos. Las directrices estructurales dominantes en este caso son NE-SW. Este sector queda orlado por depósitos del Mioceno superior y el Cuaternario, considerados postorogénicos, que presentan disposición subhorizontal y se han acumulado en varias fosas (Cuencas de Palma, de la Puebla, de Campos, etc.) en al que alcanzan espesores de hasta tres mil metros como se ha evidenciado mediante sondeos y prospección geofísica.

Las ideas sobre la tectónica del conjunto de Mallorca y su posición y significado en las cadenas alpinas mediterráneas son diversas y controvertidas. Aparte de los trabajos de LA MARMORA, BOUVY, HERMITE y NOLAN, que inician el conocimiento geológico de la Isla, son las

aportaciones de FALLOT y DARDER lo que proporcionan una visión moderna de la estructura de Mallorca, estableciendo un modelo que, aceptado y difundido por COLOM, OLIVEROS y ESCANDELL, ha sido el único vigente hasta hace pocos años. En este modelo la disposición estructural general consiste en varias series de pliegues y escamas cabalgantes vergentes al NW, estando situado el momento de la estructuración principal entre el final del Burdigaliense y el principio del Vindoboniense. Los trabajos más recientes, como el de BOURROUILH (1973), que propugna la ausencia de grandes corrimientos en el sector norte de la Sierra de Levante, y el de MATAILLEX y PECHOUX (1976), que evidencia importantes fenómenos de tectónica gravitatoria en la región de Andraitx, aunque con importantes matizaciones mantienen vigente lo esencial del modelo originario, esto es, una compresión procedente del SE durante el Mioceno inferior como máxima responsable de la actual configuración estructural de Mallorca, en analogía con la zona oriental de la Cordillera Bética, de la cual Mallorca representaría su término oriental extremo.

Al impulso de la investigación sobre la geología marina en el Mediterráneo Occidental. POMAR (1979), ha propuesto recientemente un modelo alternativo sobre la estructura de Mallorca, que aunque actualmente es todavía impreciso en algunos detalles tanto cronológicos como geográficos, permite un enfoque de la problemática estructural totalmente opuesto al clásico. POMAR considera que aunque no es descartable aún la existencia de fases compresivas durante el Paleoceno-Eoceno inferior y el Helveciense, las características esenciales del edificio tectónico de Mallorca se deben a varias fases distensivas ocurridas durante el Mesozoico, el Paleógeno y el Mioceno inferior.

2.1.1. Evolución tectónica durante el Mesozoico

En Mallorca no existe ningún afloramiento del zócalo del ciclo alpino. En opinión de POMAR (1979) el zócalo de los sedimentos mesozoicos de la Isla consiste en rocas paleozoicas deformadas en la orogenia hercínica similares a las que afloran en Menorca, de acuerdo con los datos de la Geología Marina y la geofísica, así como con la existencia de un Trías inferior de facies germánica y de cantos de rocas paleozoicas en los sedimentos terciarios. Otro dato que apunta en este sentido es que las direcciones estructurales que condicionan los dispositivos sedimentarios y las estructuras de Mallorca coinciden con las pautas de fracturación tardihercínica que se observan en los macizos hercínicos de la Península y de Europa.

Los escasos sedimentos del Trías inferior existentes en Mallorca parecen indicar que durante esta época formaba parte del sistema de fosas subsidentes que funcionó en Europa meridional, Norte de África y América en las proximidades de las futuras líneas de disyunción del Tethys y el Atlántico durante la distensión mesozoica. La transgresión del Trías medio señalaría la acentuación de estas condiciones, que culminarían en el Keuper con la efusión de basaltos alcalinos a lo largo de las principales líneas de disyunción continental.

La abundancia y naturaleza (coladas subaéreas) de rocas volcánicas en el Keuper de la Sierra Norte es coherente con una posición próxima tanto a una línea de disyunción principal (el margen del geosinclinal bético) como a una línea secundaria posteriormente abortada (el aulacógeno celtibérico).

El estiramiento cortical a partir del Trías superior pasa a realizarse mediante adelgazamiento mejor que fracturación, con hundimiento generalizado de zonas hasta ahora fundamentalmente continentales. Ello, junto con la aparición de dorsales oceánicas en las áreas internas del Tethys en la que ya se crea nueva corteza oceánica, da lugar a una transgresión generalizada durante el Lías inferior y medio, con la instauración de una plataforma carbonatada con evidencias de oceanización progresiva. El espesor de los sedimentos del Lías de Mallorca muestra que esta plataforma fue relativamente subsidente. Hacia el Lías medio-superior se inicia la fragmentación de la plataforma carbonatada, posiblemente por una acentuación de las condiciones distensivas, con juego de bloques que darían lugar a áreas emergidas locales y rejuvenecimiento del relieve continental, que quedaron atestiguadas por sedimentación detrítica. Mientras que en el Prebético y Cordillera Celtibérica persisten las condiciones de plataforma, en el Subbético y Baleares se establecen condiciones propias de un borde de plataforma o un talud continental posiblemente dispuesto en dirección NE-SW. Este cambio muestra polaridad hacia el SE, ya que la profundización de la cuenca parece más tardía en la Sierra de Levante que en la Norte. Las condiciones de talud continental persisten en el área de Mallorca durante el Jurásico medio y el superior. Este talud es inestable y se alimenta mediante aportes detríticos y olistolitos procedentes de la plataforma carbonatada. Los aportes proceden del NW en la Sierra Norte (POMAR, 1978), mientras que en la Sierra de Levante los aportes de calizas alodápicas procedentes del E y NE (BOURROUILH 1973), podrían explicarse admitiendo la existencia de un alto fondo residual de la fragmentación de la plataforma, o bien una morfología del talud continental con escarpes transversales condicionados por fracturas NW-SE.

Durante el Cretácico inferior persisten y se acentúan las condiciones del Jurásico superior. La sedimentación pelágica, con disminución o desaparición de los aportes de la plataforma situada al W y NW evidencian que la profundización del surco continúa al mismo tiempo que se reduce la influencia del talud submarino. En el Cretácico medio se interrumpen las condiciones de profundidad, en un evento de características mal conocidas y que sin duda reflejan un cambio en los movimientos relativos de las placas continentales, iniciándose la convergencia entre Africa y Europa con el cese de las condiciones distensivas en el Tethys, que comienza su contracción. En las zonas más internas los flyschs del Cretácico superior reflejan las nuevas condiciones, mientras que en el área de Mallorca aún persisten condiciones de mar profundo hasta finales del Cretácico, cuando tuvo lugar la emersión de toda el área balear posiblemente como consecuencia del establecimiento de una zona de subducción al SE del archipiélago y su continuación hacia el NE, Córcega y Cerdeña, acontecimiento que, además de la citada emersión, dio lugar a una fase de deformación compresiva de la pila sedimentaria balear.

2.1.2. La estructura cenozoica

Como ya se ha mencionado en el apartado 2.1, las ideas sobre la estructura de Mallorca han sufrido un desarrollo histórico que ha cristalizado en dos modelos si no antagónicos, si bastante dispares en sus concepciones esenciales.

El modelo clásico, apadrinado inicialmente por FALLOT y DARDER, muestra la fuerte influencia de las ideas orogénicas en boga en aquella época sobre las cadenas alpinas circunmediterrá-

neas y un especial sobre las Cordilleras Béticas, de cuyas zonas externas se consideraba que las Baleares, excepto Menorca, formaban parte.

FALLOT (1922) dedica su tesis doctoral al estudio de la Sierra Norte, cuya arquitectura considera como el resultado de empujes de dirección NW que han producido una complicada disposición estructural con un estilo de imbricaciones, escamas cabalgantes y pliegues vergentes hacia el Norte, que han deslizado favorecidas por el despegue a favor de los niveles plásticos del Trías superior.

Los términos estratigráficos más elevados involucrados en estas estructuras son de edad Burdigaliense, que a veces aparecen recubiertos en gran longitud por el Trías o el Lías, especialmente hacia el SE, donde la flecha de los corrimientos alcanzarían su mayor magnitud. FALLOT establece tres series tectónicas corridas unas sobre otras. La serie inferior o serie I es la más septentrional y se extiende en general a lo largo de toda la costa Norte; en ella aparece el Trías inferior, lo que induce a considerar su carácter autóctono o paraautóctono, y una cobertura burdigaliense que recubre los tramos mesozoicos y sobre la que desliza la segunda serie. la serie tectónica II se encuentra corrida sobre la anterior y ocupa la parte central de la Sierra Norte. Presenta un gran desarrollo desde Andraitx a Pollensa y conforma los principales relieves de la Sierra: Galatzó, Tomir, Massanella, Puig Major, etc. Su cobertura de conglomerados aquitanienses o la serie burdigaliense ha desaparecido frecuentemente por erosión. La serie tectónica III está deslizada sobre la II y sólo aparece en una estrecha franja a lo largo de todo el borde meridional de la Sierra siendo la que presenta una serie terciaria más completa.

Las tres series tectónicas, y sobre todo la serie II, presentan a su vez un conjunto de subescamas cabalgantes unas sobre otras y pliegues con planos axiales bastante tumbados.

En la región de Alcudia y colinas de Son Fe existen pliegues de dirección ortogonal a la general de la Sierra, que ESCANDELL y COLOM (1960) consideran producidos por una fase de compresión intraburdigaliense, anterior a la fase de plegamiento principal postburdigaliense.

Recientemente MATAILEX y PECHOUX (1978) modifican el modelo general en lo tocante a la zona de Andraitx, en la que resuelven la disposición estructural mediante una serie monoclinas de olistones mesozoicos y paleógenos inmersos en un conjunto burdigaliense, posteriormente afectados por una fase de compresión que los pliega y fractura, aunque mantienen difusamente la idea de mantos de corrimientos de procedencia meridional que constituirían la fuente de alimentación de la cuenca de resedimentación del Mioceno inferior.

En la región de Randa, de la zona Central, COLOM y SACARES (1968) establecen una fase de plegamiento post-oligocena y anteburdigaliense, con una dirección de compresión E-W, aunque mantienen la fase postburdigaliense como la fundamental. Sin embargo, BOURROUILH, considera estos pliegues producidos por el arrastre de la masa burdigaliense que constituye la parte superior del Macizo de Randa al deslizar hacia el NW, descartando una tectónica oligocena. El conjunto de las Sierras Centrales (Randa María de la Salud) están formados por una serie de alineaciones estructurales más o menos dispersas con dirección NE-SW, constituidas por materiales mesozoicos, paleógenos y burdigalienses, rodeadas por un

Burdigaliense superior discordante sobre estas estructuras, aunque plegado también. Los restantes sectores de la Zona Central son cubetas de subsidencia en la que se alcanza espesores de sedimentos terciarios de varios centenares de metros.

Respecto a la Sierra de Levante, fue DARDER (1925, 1929, 1933), uno de los primeros autores en proporcionar una visión de conjunto de su estructura, que establece en base a varias series corridas hacia el Norte, afectadas posteriormente por una fase de "retrocharriage". Posteriormente FALLOT, y el mismo DARDER disminuyen el número de series corridas y descartan la fase retrovergente. El modelo clásico de la estructura de esta zona comprende una serie de pliegues y corrimientos de dirección NW-SE, que afectan aparentemente a los materiales mesozoicos y se desarrollan preferentemente en el sector de Manacor-Felanitx. Estas estructuras se habrían originado posiblemente en una fase anterior a la que genera las fallas inversas y cabalgamientos de rumbo NE-SW. Estos cabalgamientos, que producen la repetición de las series, serían de edad intraburdigaliense. Las conclusiones del trabajo de BOURROUILH (1973) sobre la extremidad septentrional de la Sierra modifican sustancialmente este cuadro estructural. En primer lugar establece la existencia de una tectónica post-eocena y pre-miocena, presumiblemente oligocena superior, posteriormente a otra de edad Paleoceno-Eoceno inferior, cuyas estructuras no se pueden caracterizar actualmente. Durante el Mioceno inferior evidencia una actividad tectónica que se traduce en el hundimiento del NE de Mallorca y la emersión de una masa continental al E y SE de la Sierra de Levante, controladas por las direcciones de zócalo NS a NE-SW.

La estructuración principal la sitúa entre el Burdigaliense y el Mioceno superior, y es motivada por dos campos de esfuerzos. El primero de dirección de compresión NS a NE-SW, que provoca el juego de fallas de esta dirección NW-SE, siendo éste el principal responsable de la estructuración que afecta al zócalo y a la cobertera. Los esfuerzos NW-SE generan pliegues rectos o vergentes al NW, y posteriormente reactivan la falla de zócalo de la misma dirección, provocando la compartimentación de la cobertura y el zócalo en paneles deslizantes hacia el NW, mientras que los accidentes N-S a NE-SW son reutilizados hacia el NW o el SE.

JEREZ MIR (1979), en un trabajo de síntesis de las Cordilleras Béticas ofrece un punto de vista extremo del modelo clásico, proponiendo para la Sierra Norte una procedencia meridional, con su patria paleogeográfica más al Sur de la Sierra de Levante, y emplazada como un manto de corrimiento sobre los terciarios de la depresión central. Las Sierras de Levante, también alóctonas, consistirían en dos mantos superpuestos, lo que explicaría las direcciones estructurales aberrantes del extremo meridional, que corresponderían a la unidad corrida inferior.

Recientemente POMAR (1979) ha establecido un modelo alternativo para la evolución de Mallorca. Este modelo todavía es de carácter global y no describe detalladamente la geometría de las estructuras existentes en la Isla. En el marco de este modelo se contempla que durante el Paleógeno inferior tendría lugar la eliminación del Tethys en el área de Mallorca como consecuencia de una fase compresiva generalizada en la futura cuenca del Mediterráneo occidental. Durante el Eoceno superior - Oligoceno se inicia una fracturación y formación de "horsts" y "grabens", con suave subsidencia y la implantación de importantes dominios

lacustres con episódicas transgresiones marinas. El diastrofismo distensivo se acentúa hacia el fin del Oligoceno, llegando a una fase importante en el aquitaniense, que produce notables cambios paleogeográficos, siendo posible que en esta fase se produjeran los principales corrimientos gravitacionales. Durante el Burdigaliense se produce una fuerte transgresión marina generalizada en las Baleares y que alcanza su valor máximo durante el Langhiense; las cuencas burdigalenses se generan por sistemas de fracturas distintas a los que han jugado en las cuencas paleógenas y son contemporáneas a la sedimentación. Las turbiditas colmatan estas cuencas a las que llegan grandes olistones mesozoicos.

La regresión serravallense se correlacionaría con el juego de fracturas de desgarre y consiguiente elevación del área correspondiente a una fase tectónica compresiva. Los sedimentos lacustres subsiguientes, tradicionalmente atribuidos al Burdigaliense superior, han de correlacionarse con esta fase. Después de la transgresión del Tortoniense se desarrolla un importante complejo arrecifal que termina con la crisis de salinidad messiniense, tras la cual un nuevo ciclo transgresivo se implanta durante el Plioceno.

El modelo de POMAR desmonta gran parte de las estructuras imbricadas del modelo clásico, aunque persiste la posibilidad de estructuras compresivas afectando a los depósitos burdigalenses, y tiene la ventaja de conciliar la arquitectura de las sierras mallorquinas con la existencia de fosas subsidentes adyacentes y los datos de la estructura en el dominio marino.

2.2. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

En la introducción de esta memoria y en el capítulo de Estratigrafía se han descrito las unidades tectónicas que aparecen en el ámbito de la hoja de Pollensa. Cada unidad tectónica posee un conjunto de características estratigráficas y estructurales propias y se apilan mediante superficies de corrimiento tumbadas, con recubrimientos del orden de varios kilómetros.

La **Unidad de George Sand - Sa Calobra** es la más baja que aflora en el ámbito de la hoja ocupando el sector occidental de la misma. La estructura interna de esta unidad presenta una disposición monoclinial en conjunto, buzando hacia el SE, con numerosas complicaciones de orden menor debidas en gran parte al arrastre producido por el cabalgamiento de la unidad superior, y que muestran, como en el caso del sinclinal de Pedruxella que afecta al tramo turbidítico del Burdigaliense, que el desplazamiento se ha producido en sentido SE a NO. Los cabalgamientos y zonas de cizalla subhorizontales, indican una dirección de movimiento N 130, y los planos conjugados un sentido de desplazamiento de SE a NO.

La **Unidad de Teix - Tomir** es la más extensamente representada. cabalga a la unidad inferior según una superficie bastante tendida que aflora desde Cala Sollerich hasta las inmediaciones de Binifaldó, pasando por el Coll de Ariant y Son Grua. El zócalo mesozoico (Trías y Lías) soporta una serie oligo-aquitaniense de espesor variable, un Burdigaliense inferior que puede llegar a apoyarse directamente sobre el Rethiense, y las turbiditas del Burdigaliense Langhiense con olistolitos de materiales jurásicos de talla variable (Puig d'es Ca, el Corredor, etc. ...). El macizo del Puig Roig - Puig Caragolé corresponde a un "klippe" de esta unidad sobre la de George Sand - Sa Calobra.

En la parte frontal de la unidad continúa prevaleciendo la disposición monoclinial que la caracteriza en las hojas de Sóller e Inca. Sin embargo hacia el Sureste comienza a participar del estilo propio de la unidad IV, desarrollando a partir de la Cala Castell en el litoral, y en el Vall de Rafal en el interior, un estilo de pliegues y cabalgamientos de rumbo NE-SO, vergentes al NO.

Las estructuras más características, muy bien representadas en el sector de las calas costeras, con pliegues sinclinales con el flanco SE invertido y cabalgado por el flanco normal del anticlinal subsiguiente según un sistema de un cabalgamiento principal con varios cabalgamientos secundarios asociados. En algunas localidades se han detectado fallas inversas posteriores a estos cabalgamientos (Cala de San Vicente, Cala Castell, Cala Boquer) con plano subhorizontal y el mismo sentido de desplazamiento, así como microfallas inversas retrovergentes (Cala Boquer), posiblemente en relación con los micropliegues de rumbo NE-SO, vergencia hacia el SE, que se observan en el Rethiense de la Cala de San Vicente; la interpretación de estos fenómenos es difícil por el momento, dado lo limitado de las observaciones en las que se fundamentan.

La **Unidad de Alfabia - Es Barraca** se dispone sobre la anterior, aunque su contacto en general está recubierto por los depósitos cuaternarios del Vall de Rafal y la bahía de Pollensa, siendo imposible evaluar en esta hoja la magnitud del recubrimiento tectónico. Presenta una serie completa hasta el Cretácico inferior, con depósitos burdigalienses discordantes sobre ellas. la estructura interna de esta unidad viene caracterizada por el desarrollo de pliegues de rumbo NE-SO y cabalgamientos en los flancos inversos, vergentes hacia el NE.

En la zona de Almadraba los depósitos burdigalienses muestran el cierre de una estructura anticlinal, con desarrollo de esquistosidad por escape de agua congruente con el plano axial de la macroestructura. Sin embargo, los depósitos mesozoicos muestra un mayor apretamiento de las estructuras y un cabalgamiento que aparentemente no afecta al Terciario que evidencian la existencia de estructuras de plegamiento al menos premiocenas.

La **Unidad de Alcudia** es un elemento "exótico" en el conjunto de la Sierra Norte, representado por los afloramientos de Cabo Pinar y los de las colinas de Son Fe y San Martí, al Oeste de Alcudia. Sus relaciones geométricas con las otras unidades no están claras, por aparecer rodeadas de terrenos terciarios y cuaternarios. Un dato interesante para su interpretación, que no ha podido corroborarse es la referencia de FALLOT (1922), del hallazgo de depósitos terciarios (miocenos?, paleógenos?) bajo el Jurásico de la mina de Son Fe, en la hoja de Inca. La naturaleza de la serie jurásica de esta unidad, que presenta algunas similitudes con las del resto de la Sierra pero también notables discrepancias, así como la existencia de direcciones estructurales anómalas, inducen a considerarla como un elemento alóctono sin que sea posible discernir si su emplazamiento está ligado a fenómenos de delapsión o a la tectónica tangencial.

Restringiéndose al dominio de cabo Pinar, esta unidad presenta una estructura interna en la que destaca el sinclinal tumbado de la Atalaya de Alcudia, con depósitos neocomienses en su núcleo, de rumbo NE-SW y vergente al NW, y el anticlinal del Coll Baix, en el que llega a

aflorar el Dogger. El flanco entre ambos pliegues corresponde a las calizas del Malm con numerosos repliegues secundarios. Sobre el flanco norte del sinclinal se encuentra el "klippe" de Penya Rotja, un elemento de Lías inferior y medio que se le superpone mecánicamente.

A escala cartográfica todas las estructuras de plegamiento presentan rumbo NE-SW. Sin embargo se han observado pliegues menores transversales a esta dirección y estilolitos tectónicos que indican compresión NW80.

Sobreimpuesta a la tectónica de plegamiento se desarrolla una tectónica de fractura que es más patente en la península de Cabo Formentor que en la de Cabo Pinar. Está representada por varias familias de fracturas que han actuado en varias etapas de deformación. Las familias N-S a NW-SE, además de haber funcionado como fallas normales, muestran evidencias de haber actuado durante la compresión, con componente inversa y/o direccional. Las fallas NE-SW y E-W, especialmente las primeras, son las fracturas que tienen mayor desarrollo e incidencia morfogenética. Las fracturas NW50 son fallas normales con buzamientos de 50° a subverticales. En la península de Cabo Formentor se han localizado depósitos coluviales cuaternarios afectados por estas fracturas.

2.3. EVOLUCION TECTOSEDIMENTARIA DURANTE EL TERCIARIO Y CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES

La evolución geológica de Mallorca durante el Terciario se inscribe con el contexto de la desaparición del área oceánica del Tethys y sus cuencas asociadas por colisión entre Africa y Europa, y la creación de la cuenca mediterránea con su configuración actual.

Hasta el Cretácico superior en Mallorca se mantienen condiciones marinas. El inicio de las condiciones compresivas en este sector del Mediterráneo posiblemente se manifestó por una etapa de plegamiento y emersión entre el Cretácico superior y el Eoceno medio o superior, cuyas estructuras son difíciles de caracterizar, pero que sin duda son las responsables del comienzo del desmantelamiento de la cobertera mesozoica, que quedaría emergida en gran parte, instalándose zonas lacustres que posteriormente serían invadidas por el mar al final del Eoceno superior o ya durante el Oligoceno inferior. La discordancia de los depósitos continentales del Oligoceno superior - Aquitaniense sobre su sustrato indica la existencia de un nuevo suceso compresivo, posiblemente en relación con la fase del plegamiento intraoligoceno que tiene lugar en la Península. La mayor parte de las estructuras de plegamiento de la Unidad IV se esbozarían durante esta época.

Durante el Oligoceno superior y el Mioceno inferior la zona septentrional de Mallorca aparece ligada de alguna manera a las zonas de rifts que se desarrollan en la Europa occidental. Aunque todavía se precisan más datos para aquilatar el modelo, se propone la existencia de una zona de rift emplazada en la posición actual de la cuenca nord-balear durante esta época. Los estados iniciales de la distensión vendrían marcados por una elevación de la zona situada entre Cataluña y Baleares, con erosión de la serie mesozoica y el depósito posterior en fosas subsidentes adyacentes. La geometría del sistema de grabens debió ser compleja, interviniendo

fallas de transformación continental, como las que limitan los bloques insulares y permiten la rotación antihoraria de Córcega y Cerdeña.

El progreso de la distensión, con deriva de bloques continentales, conduce a la progresiva apertura y hundimiento de la cuenca nord-balear, instalándose ya condiciones marinas durante el Burdigaliense inferior, aunque persiste la actividad tectónica (olistolitos y olistos-tromas en los depósitos burdigalienses de Cala Deia y Bañalbufar). La polaridad sedimentaria predominante durante este período es de NO-SE.

Durante el Burdigaliense superior - Langhiense inferior la profundización de la cuenca viene marcada por depósitos de turbiditas. Para esta época se ha realizado un cambio esencial en el dispositivo estructural ya que la vergencia de las deformaciones sinsedimentarias y el emplazamiento de olistolitos indica la existencia de un margen tectónicamente activo situado al SE del área balear. Durante el Langhiense tiene lugar la estructuración principal de la Sierra Norte, con el apilamiento de las cinco unidades tectónicas descritas en el apartado anterior y el "apretamiento" de las estructuras de las fases paleógenas. El emplazamiento tuvo lugar en condiciones submarinas, con desarrollo de olistostromos precursores. La polaridad sedimentaria y tectónica durante este período es de SE a NO. Esta fase de deformación es correlacionable, en líneas generales, con la de estructuración principal en las zonas externas béticas y con la última fase de compresión en las Cordilleras Ibérica y Catalánide.

Durante el Mioceno medio, Mallorca es esencialmente un área emergida con zonas en las que se acumulan depósitos continentales en cuencas subsidentes. Existen indicios de deformaciones al final del Vindoboniense, sin que se pueda por el momento caracterizar su geometría y origen.

En el Mioceno superior y Plioceno en el área balear imperan de nuevo las condiciones distensivas, con desarrollo de series marinas en sus márgenes. Estas condiciones se acentuarían en determinados momentos, dando lugar una o varias etapas de fracturación que conducirían al progresivo hundimiento de la cuenca mediterránea y elevación del bloque mallorquín, generándose las diversas discordancias existentes en la serie sedimentaria de los márgenes. Estas condiciones se mantuvieron presumiblemente durante el Pleistoceno, como lo atestiguan las cuencas cuaternarias de Palma e Inca, el relieve de la Sierra Norte y los depósitos cuaternarios afectados por fallas en algunos puntos de la Isla (Cabo Formentor).

3. GEOMORFOLOGIA

Las hojas de Cabo Formentor Pollensa - Sa Calobra están comprendidas dentro de la unidad estructural y geomorfológica que constituye la Sierra Norte de Mallorca. Se caracterizan por su relieve sumamente accidentado en el que predominan las alineaciones montañosas de dirección noreste-suroeste paralelas a la línea de costa.

A excepción de las zonas próximas a la Bahía de Pollensa, en donde existen afloramientos de sedimentos del Cuaternario, el resto del área que comprenden las hojas está constituido por sedimentos calizos del Mesozoico afectados por una tectónica de imbricación, que condiciona fundamentalmente el modelado de la Sierra.

Las mayores elevaciones se sitúan en la mitad occidental de la hoja (Puig Tomir y Puig Roig) y superan los 1.000 m de altitud siendo muy brusco el descenso hacia la línea de costa, realizándose mediante una serie de escarpes que terminan en una pared acantilada, únicamente interrumpida por la desembocadura de los torrentes que dan lugar a pequeñas calas.

Las formas con expresión morfológica mejor representadas son los escarpes, las crestas y las cuevas y hog-backs, en cuyos reversos se dan modelados estructurales de tipo chevron. En algunos casos también tienen expresión morfológica las fallas que afectan a los sedimentos mesozoicos originándose pequeños escarpes que separan sedimentos de distintas litologías.

Los escarpes verticales con mayor entidad, suelen estar asociados a los frentes de cabalgamiento de las distintas unidades tectónicas que forma la arquitectura de esta parte de la Sierra, y constituyen paredes subverticales de más de 100 m de altura, formadas por estratos de calizas del Jurásico.

Las estructuras Alpinas se encuentran arrasadas por superficies de erosión, lo que da origen a un relieve de tipo Apalachiano, que durante el Cuaternario es erosionado por el encajamiento de la red fluvial, dando lugar a valles profundos de laderas muy pendientes, así como a gargantas y hoces de paredes verticales, de las que es un manifiesto exponente en el cañón que forma el torrent de Pareis en el borde occidental de la hoja.

En las laderas de estos valles son frecuentes las formas de acumulación de tipo coluvial formados por gravas y bloques de calizas desprendidos de los bordes de los escarpes. Son también frecuentes los conos de deyección en las desembocaduras de los numerosos torrentes en los valles principales. Cuando en la base de los potentes escarpes que se originan entre las distintas unidades estructurales, afloran los sedimentos de la Facies Keuper, aparecen deslizamientos rotacionales y fenómenos de soliflucción.

Sobre los sedimentos del Jurásico y las brechas del Oligoceno-Aquitaniense se desarrolla un lapiaz estructural (kluftkarven), con apertura de los planos de diaclasado por disolución, siendo frecuentes los campos de dolinas de pequeño tamaño así como dolinas en cubeta y en embudo de hasta 300 m de diámetro. Dolinas en cubeta presentan un fondo más o menos plano relleno de arcilla de decalcificación.

La red fluvial sigue la dirección SE-NO fundamentalmente. En la zona de la bahía de Pollensa, la dirección de los cursos fluviales es O-E, y discurre por una amplia llanura, recubierta por sedimentos cuaternarios en los que incide linealmente.

Además de los depósitos de fondo de valle, en esta zona de la bahía se localizan depósitos lagunares de marismas, así como cordones de dunas eólicas flanqueando la playa actual.

Las diferentes formas encontradas en la hoja son el resultado de una evolución geomorfológica compleja. La superficie de erosión que arrasa los materiales del Mesozoico y Terciario que constituyen la Sierra Norte es prácticamente imposible de plasmar en la cartografía, debido a las deformaciones que presenta, que debieron de ocasionarse en una etapa de fracturación posterior.

En la Península la edad de esta superficie de erosión es pliocena, y la etapa de fracturación se realizó durante el Plioceno medio. En la Isla, carecemos de argumentos para poder datar esta superficie que en ningún caso aparece cubierta por depósitos que nos indiquen la edad de la misma.

El mismo proceso activo de cierta importancia en el ámbito de la hoja, es el que se debe a la abrasión del mar en la costa acantilada que limita el borde Norte de la Isla, en donde se localizan depósitos coluviales de grandes bloques, desprendidos de los cantiles verticales.

Los depósitos de dunas eólicas que jalonan la playa actual, están perfectamente fijados por la vegetación y no existen riesgos de movilidad de los mismos.

4. HISTORIA GEOLOGICA

La extensión abarcada por una hoja 1:50.000 resulta insuficiente para establecer los principales rasgos de la evolución geológica de la misma que, como resulta evidente, está íntimamente ligada a la de la unidad tectónico-sedimentaria a la que pertenece. Así se tendrán en cuenta los datos existentes en la bibliografía y también los obtenidos en la realización del resto de hojas de la Sierra Norte.

Por otra parte los ambientes sedimentarios en que se depositaron los materiales han quedado suficientemente definidos, siempre que ha sido posible en los capítulos de Estratigrafía de cada hoja. La evolución tectónica también ha sido reflejada en el capítulo correspondiente.

En este capítulo se dará una visión generalizada de la evolución paleogeográfica del sector abarcado por las cuatro hojas antes citadas, con las limitaciones impuestas por el hecho de que los sedimentos se encuentran dispuestos en unidades tectónicas apiladas.

Los sedimentos más antiguos que aparecen en la Sierra Norte de la Isla de Mallorca, corresponden al Buntsandstein. La reconstrucción de la evolución sedimentaria de estos materiales es algo problemática, por la poca extensión que presentan. Posiblemente la deposición de los materiales que constituyen la base del Buntsandstein se realizó en un ambiente continental (fluvial braided) y está representado por los conglomerados y areniscas que descansan sobre el Pérmico de Menorca. (BOURROUILH (1973). Estos términos de la base del Buntsandstein no afloran en la Sierra Norte de Mallorca.

La sedimentación durante este período representa el relleno de fosas subsidentes que alcanzan su colmatación al inicio del Muschelkalk, época en que la región estudiada experimenta la primera invasión marina.

Durante el Muschelkalk se desarrolla una extensa plataforma somera en la que se reconocen ambientes intermareales a supramareales. Pudo haber episodios de barras y canales (dolomías en capas más gruesas) que podrían aislar **lagoons** hipersalinos, facies de canales mareales (brechas) y sedimentos intermareales altos a supramareales en el techo, dando paso a las condiciones sedimentarias del Keuper.

Los sedimentos de Keuper se depositaron en un ambiente continental con desarrollo de una intensa actividad volcánica en condiciones predominantemente subaéreas, y con un clima árido que facilitaba la formación de costras ferralíticas y carbonatadas a partir de los depósitos piroclásticos más o menos reelaborados en canales fluviales. El desarrollo de lagos efímeros de tipo "sebkha" en los que se depositaban evaporitas, podría estar relacionado con la proximidad de una llanura litoral que sufriría invasiones del mar esporádicamente.

Las condiciones marinas se establecen definitivamente a partir del Rethiense, estableciéndose una plataforma somera en un ambiente litoral con predominio de las llanuras de mareas. La actividad volcánica persistió durante los estadios iniciales de este período.

En el tránsito Rethiense - Hettangiense se reconoce una discontinuidad sedimentaria con la aparición de brechas que constituyen la base del Lías y que en la Cordillera Celtibérica se han interpretado como brechas de colapso por disolución de evaporitas correspondientes a un ambiente de lagoon hipersalino.

Estas condiciones de lagoon, más o menos restringido, se mantienen durante el comienzo de Sinemuriense y paulatinamente evolucionan a una llanura de mareas abierta con un aumento importante en la tasa de subsidencia.

Durante el Pliesbachiense a esta llanura de mareas ya perfectamente establecida llegó un importante aporte de aportes terrígenos procedentes del continente ya que son redistribuidos por las corrientes de marea; la naturaleza de estos aportes parece indicar la existencia de un clima tropical durante esta época.

Los sedimentos del Toarciense están mal caracterizados en el ámbito de la Sierra Norte aunque en cualquier caso la abundancia de ammonites que presentan indican unas condiciones de mar abierto con poca tasa de sedimentación, que culmina con una importante interrupción de la misma patentizada por la existencia de niveles de condensación y hard-ground.

En el Lías superior se inicia un cambio paleogeográfico importante, pasándose de unas condiciones de plataforma carbonatada muy subsidente, al establecimiento de un dominio oceánico caracterizado por depósitos pelágicos y una tasa de sedimentación reducida.

Durante el Dogger y Malm, la sedimentación se realiza mediante ritmitas calcáreas y micritas en un ambiente de plataforma externa. La presencia de niveles de facies "Ammonítico rosso" indican que, esporádicamente, se alcanzaban condiciones de talud. Estas facies "Ammonítico rosso" se depositaron durante el Oxfordiense superior y el Portlandiense, momentos en que en otros lugares de la cuenca se han detectado importantes interrupciones en la sedimentación.

A principios de la sedimentación cretácica persisten las mismas condiciones paleogeográficas del Jurásico superior con depósitos marinos de cierta profundidad durante todo el Neocomiense. Las facies pelágicas durante este período corresponden a una zona de talud submarino con evidencias de inestabilidad. Se depositan calizas con Nannocomus, Radiolarios y Tintínidos, faltando las Globigerináceas, lo que puede explicarse, según sugiere COLOM (1975), porque en estos momentos la cuenca alcanzaba sus máximas condiciones pelágicas y de profundidad y las conchas de las Globigerináceas se disolvían en las aguas frías y profundas.

Los depósitos del Barremiense superior y Aptiense y Albiense indican, en conjunto, la existencia de otro cambio paleogeográfico importante posiblemente en relación con los movimientos neokimméricos y aústricos, que en la Isla no llegaron a patentizarse como discordancias debido a su posición en la cuenca, pero sí se produjo una elevación general del área que se manifiesta en la sedimentación, realizándose la misma en un ambiente de tipo lagoon durante el Barremiense y el Albiense. En efecto la desaparición de Nannocomus y Tintínidos y su reemplazamiento por facies marinas profundas con Pithonellas y Hedbergellas, indican condiciones, aunque todavía profundas, con un carácter acusadamente nerítico. Así abundan

Los Ammonites siendo frecuentes los Moluscos (Inoceramus), Equinidos y Braquiópodos, lo que indica una reducción de la profundidad respecto al Neocomiense.

El carácter nerítico de la sedimentación, se acentúa en el Albiense, con sensibles influencias continentales y zonas locales confinadas. El marco paleogeográfico debía corresponder a una plataforma continental con altos fondos, aislando zonas restringidas, como indica el contenido faunístico.

Los sedimentos del Cretácico superior evidencian la aparición de un nuevo episodio transgresivo, restaurándose las condiciones de plataforma carbonatada abierta, de cierta profundidad, que persisten hasta finales del Mesozoico. Así, las facies micríticas con un elevado contenido en organismos planctónicos, marcan un medio muy tranquilo, de baja energía y al tiempo profundo, aunque la presencia de Moluscos y Equinodermos señalan una influencia nerítica.

Esta evolución paleogeográfica descrita anteriormente para el Mesozoico, es válida para el conjunto de la Sierra Norte. No obstante la Unidad tectónica VI (Unidad de Alcudia) presenta ciertas peculiaridades que la diferencian de este modelo evolutivo, durante el período de tiempo comprendido entre el Toarciense y el Portlandiense, debido a que la tasa de sedimentación fue notablemente superior y a que los sedimentos corresponden a un ambiente paleogeográfico más próximo a las áreas continentales. La ubicación original del dominio paleogeográfico que representa esta unidad, es muy problemática puesto que se trata de una unidad "exótica" emplazada por tectónica tangencial o, quizás, por mecanismos de resedimentación.

Los primeros sedimentos continentales del Eoceno no superior aparecen discordantes sobre el Mesozoico y evidencian al existencia de una fase de plegamiento entre el Cretácico superior y el Eoceno medio. Esta sedimentación fundamentalmente lagunar con acumulaciones importantes de depósitos de lignitos en su base es seguida de un episodio marino transgresivo durante el Eoceno superior - Oligoceno inferior con la deposición de sedimentos litorales.

Los depósitos del Oligoceno superior - Aquitaniense son continentales y se sitúan discordantemente sobre el resto del Terciario o sobre el Mesozoico, indistintamente, indicando la aparición en este momento de una nueva fase de deformación. Estos depósitos muestran sensibles diferencias según las distintas unidades tectónicas que componen la Sierra Norte de Mallorca. En las unidades más septentrionales (Unidad I, II y III) son brechas, y megabrechas depositadas en los márgenes de escarpes tectónicamente activos, mientras que en las más meridionales (Unidades IV y V) pasan a ser depósitos de tipo fluvial y lacustre que, localmente, también incluyen olistolitos. En conjunto se han interpretado como depósitos de relleno de fosas subsidentes ligadas a una etapa distensiva en relación con el inicio de la apertura de la Cuenca Norbalea.

Durante el Burdigaliense inferior el progreso de la actividad distensiva conduce a un hundimiento generalizado del área, que da lugar a la reinstauración de condiciones de sedimentación marinas y actividad efusiva en el Golfo de Valencia. Las condiciones de máxima

profundización de la Cuenca se logran durante el Burdigaliense superior-Langhiense, con la deposición de potentes series turbidíticas, en un ambiente sedimentario de abanicos submarinos profundos. Durante este tiempo tuvo lugar un cambio esencial en el dispositivo estructural y paleogeográfico, puesto que la polaridad tectónica y sedimentaria pasa a ser de SE a NO.

La estructuración principal de la Sierra Norte, con el apilamiento de las distintas unidades tectónicas tuvo lugar durante el Langhiense, como aproximadamente sucede en todas las zonas externas de las Cadenas Alpinas Circunmediterráneas.

A partir del Langhiense la Isla de Mallorca queda emergida con importantes relieves que al ser expuestos a la erosión originan una acumulación de sedimentos continentales (fluviales y lacustres) en las áreas más deprimidas. Estos sedimentos muestran evidencias de haber estado sometidos a una etapa compresiva, siendo difícil de establecer, por el momento, la cronología exacta de este suceso, así como la geometría de las estructuras a que pudo dar lugar.

Durante el Tortoniense-Messiniense, en gran parte de la Isla se instala un importante complejo arrecifal, que franjeaban los relieves emergidos con facies de talud hacia las zonas de mar abierto. Este suceso es coetáneo con las crisis de salinidad Messiniense en el Mediterráneo, con depósito de notables espesores de sales (Evaporita Inferior).

Con posterioridad, y debido a una etapa de emersión, tiene lugar la deposición del denominado "Complejo terminal" que marca el paso del Missiniense al Plioceno y que se caracteriza por presentar nuevamente facies arrecifales, facies de llanura de mareas y facies continentales.

Durante el Plioceno inferior tiene lugar una sedimentación en un ambiente deltaico en relación con bahías instaladas en surcos subsidentes. La sedimentación sobrepasa los límites de estos surcos durante el Plioceno superior en donde se depositan secuencias de tipo litoral somerizantes; al mismo tiempo en las zonas del borde de la Sierra Norte tiene lugar una sedimentación continental en un medio fluvial posiblemente en relación con un rejuvenecimiento del relieve, ligado a la actividad tectónica.

Las oscilaciones del nivel del mar durante el Pleistoceno han quedado reflejadas por diferentes niveles de terrazas marinas que se encuentran en las costas mallorquinas, mientras que las cuencas de Palma e Inca se colmataban con los depósitos continentales procedentes de la erosión de la Sierra Norte, existiendo evidencias de actividad tectónica relativamente importante durante este período.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

En la hoja no existe ningún tipo de minas ni tampoco indicios mineros de interés.

Desde el punto de vista de geología económica, cabe resaltar la gran cantidad de basaltos existentes dentro de los afloramientos de la Facies Keuper en el extremo suroccidental de la hoja (Cala Tuent) que podrían utilizarse para la extracción de materiales para la construcción de carreteras.

Tampoco son utilizados los materiales calizos del Jurásico y los margosos del Jurásico - Cretácico, aunque en la vecina hoja de Inca son intensamente explotados para la fabricación de bloques de sillería, así como para la extracción de áridos para las obras públicas.

Son muy numerosas las canteras en los materiales del Pleistoceno ("marés") para la fabricación de bloques de sillería en la construcción así como en los sedimentos turbidíticos del Burdigaliense superior para la extracción de margas con las que los agricultores mejoran la calidad de los suelos arcillosos para el cultivo.

5.2. HIDROGEOLOGIA

La complejidad geológica de la Isla de Mallorca hace difícil realizar un esbozo de sus características hidrogeológicas. Por otra parte, la creciente demanda de los recursos de agua para la agricultura y el sector de servicios, con notable impacto de la infraestructura turística, y la misma circunstancia de la insularidad, han planteado los recursos hidráulicos de Mallorca como un problema apremiante para todos los organismos relacionados con el tema.

Por esta razón durante los últimos años se han venido realizando, y continúan en la actualidad, numerosos estudios sobre ello, patrocinados por el Instituto Tecnológico GeoMinero de España, el Instituto de Reforma y Desarrollo Agrario, el Servicio geológico de Obras Públicas y el servicio Hidráulico de Baleares. Resulta ocioso por tanto pretender esbozar unas características hidrogeológicas de la hoja, que deben considerarse en el marco de unidades hidrogeológicas cuya extensión sobrepasa los límites geográficos de este estudio, y que se encuentran ampliamente recogidas en los informes de los organismos mencionados.

Unicamente, y a modo de consideraciones muy generales, cabe señalar que la prospección de aguas subterráneas en la Sierra Norte y Sierra de Levante está muy dificultada por la compartimentación derivada de la complicación estructural, y exige estudios detallados para cada caso.

Los principales acuíferos se localizan en las formaciones calcáreas y dolomíticas del Jurásico, y en las brechas calcodolomíticas del Oligoceno superior - Aquitaniense. El Keuper, el Jurásico medio y superior, y las margas burdigalienses son los niveles impermeables que los individualizan.

En el Llano de Mallorca hay tres formaciones permeables: las calizas y dolomías mesozoicas, las calcarenitas y calizas recifales del Tortonense, Messiniense y Plioceno, y los materiales cuaternarios. En este área un problema importante, que se agrava progresivamente, es la intrusión marina que tiene lugar en las zonas costeras por sobreexplotación de los acuíferos correspondientes.

6. BIBLIOGRAFIA

- ADROVER, R. (1967).— Nuevos micromamíferos en Mallorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, t 13, pp. 117-128, lam. x. Palma.
- ADROVER, R., HUGUENEY, M. (1976).— Des Ronguers (Mammalia) africaine dans une faune de l'Oligocene élève de Majorque (Balears, Espagne). *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon*, fasc. 13. pp. 11-13.
- ADROVER, R., HUGUENEY, M. y MEIN, P. (1977).— Fauna africana oligocena y nuevas formas endémicas entre los micromamíferos de Mallorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, t. 13, pp. 137-149. Palma.
- ADROVER, R., HUGUENEY, M., MOYA, S., PONS, J. (1978).— Paguera II, nouveau gisement de petits Mammifères (Mammalia) dans l'Oligocene de Majorque (Balears, Espagne). *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon*, fasc. 16, suppl. pp. 13-15.
- ALVARO, M., OLMO, O. del., RAMIREZ DEL POZO, J. (1981).— Características geológicas de Mallorca. Síntesis preliminar. *Informe interno* (Inédito). IGME.
- BARON, A. (1976).— Estudio sedimentológico y estratigráfico del Mioceno medio y superior, postorogénico, de la Isla de Mallorca. *Premio ciudad de Palma*. Inédito.
- BATALLER, R., PALMER, E. y COLOM, G. (1957).— Nota sobre el hallazgo de depósitos albienses en el extremo NE de la sierra N. de Mallorca (región de la Pollensa). *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.* t. LV, pp. 117-130.
- BATLLE, A., FELGUEROSO, C., y FUSTER, J. (1972).— Presencia de calizas del Cretácico superior en el extremo Suroeste de la Sierra Norte de Mallorca. *Bol. Geol. Min.*, t. 83-84 (4), pp. 343-350.
- BEAUMONT, (DE), E. (1827).— Note sur la constitution geologique des îles Baleares. *Ann. Sc. Nat.* Iere ser. t. X, p. 423-439. Paris.
- BIZON, G., BIZON, J.J. y COLOM, G., (1967).— Note préliminaire sur les microfaunes planctoniques du Miocene de l'île de Majorque (Balears). *Comm. Mediterr. Néogène Stratigr.* Proc. IV, Sess. Bologne. *Giornale di Geolog.* (2), 35, fasc. II, pp. 331-340.
- BOURROUILH, R. (1973).— Stratigraphie, sédimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du NE de Majorque (Balears). La terminaison nord- occidentale des Cordilleres Bétiques en Méditerranée occidentale. *These*, Paris, 2 tomos, 822 po., 196 fasc. p5 pl., 6 cortes lito.
- BOUVY, P. (1867).— Ensayo de una descripción geológica de la isla de Mallorca, comparada con las islas y el litoral de la cuenca occidental del Mediterráneo. *Imprenta Felipe Guasp y Vicens*, 67 pp. 1 mapa de Mallorca y 2 cortes geol. Palma de Mallorca.

- DE BRUIJN, H., SONDAAR, P. Y. y SANDERS, A.C. (1977).— On a new species of *Pseudoltinomys* (Theridmyidae, Rodentia). *Proceed. of the Koninkl Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, Series B., vol. 82, (1).
- COLOM, G. (1935).— Estudios litológicos sobre el Jurásico de Mallorca. *Geol. Mediterr. Occid.* Barcelona, vol. 2, nº 4.
- COLOM, G. (1945).— Los Foraminíferos de "concha arenácea" de las margas Burdigalienses de las Baleares (Ibiza-Mallorca). *Estud. Geol.* nº 2, pp. 5-33.
- COLOM, G. (1946).— Los sedimentos burdigalienses de las Baleares. *Estud. Geol.* nº 3, pp. 21-112.
- COLOM, G. (1946).— Los foraminíferos de las margas Vindobonienses de Mallorca. *Estud. Geol.* nº 3, pp. 113-176.
- COLOM, G. (1946).— La geología del Cabo Pinar, Alcudia (Mallorca). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* tomo extraord., pp. 361-389.
- COLOM, G. (1947).— Estudio sobre la sedimentación profunda de las Baleares *Public. Inst. Geol. "Lucas Mallada"*. Madrid.
- COLOM, G. (1951).— Notas estratigráficas y tectónicas sobre la Sierra Norte de Mallorca. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* vol. 49, pp. 45-71.
- COLOM, G. (1956).— Los foraminíferos del Burdigaliense de Mallorca. *Mem. Acad. Cienc. Art. Barahona*, nº 653, vol. 33, nº 5, pp. 140, 25 lams.
- COLOM, G. (1961).— La paléogéographie des lacs en Ludien-Stampien inférieur de l'île de Majorque. *Rev. de Micropal.* Vol. 4, nº 1, pp. 17-29. París.
- COLOM, G. (1967).— Sobre la existencia de una zona de hundimientos plioceno-cuaternarios, situada al pie meridional de la Sierra Norte de Mallorca. *Acta Geol. Hisp.* año II, nº 3, pp. 60-64. Barcelona.
- COLOM, G. (1967).— Les lacs du Burdigalien supérieur de l'îles de Majorque (Baleares) et le rôle des Melosires (Diatomées) dans la formation de leurs varyes. *Bull. Soc. Geol. Grance*, vol. 9, pp. 835-843. París.
- COLOM, G., (1968).— El Burdigaliense inferior, parálico de la ladera norte del Puig Mayor (Mallorca). *Mem. Geol. Acad. Cienc. Madrid.* Serie Cienc. Nat. tom. 24, nº 1, pp. 1-44.
- COLOM, G., (1968).— Los depósitos lacustres del Burdigaliense superior de Mallorca. *Mem. R. Acad. Cienc. Art. Barcelona*, nº 728, vol. 38, pp. 69.

- COLOM, G. (1970).— Estudio litológico y micropaleontológico del Lías de la Sierra Norte y porción central de la isla de Mallorca. *Mem. R. Acad. Cienc. Madrid*. tomo XXIV, mém. nº 2.
- COLOM, G., (1971).— Sobre la presencia del Senoniense en los lechos finales de la serie geosinclinal, calizo-margosa de Mallorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, t. 15, pp. 135-159.
- COLOM, G., (1973).— Primer esbozo del Aquitaniense mallorquín. Caracteres litológicos y micropaleontológicos de sus depósitos. *Mem. de la R. Acad. Cienc. y Artes de Barcelona*, 3ª época, nº 762, vol. 41, nº 12.
- COLOM, G., (1973).— Esbozo de las principales litofacias de los depósitos Jurásico-Cretácicos de las Baleares y su evolución preorogénica. *Mem. R. Acad. Cienc. Madrid*, Ser. Cienc. Nat. t. 25, pp. 116.
- COLOM, G., (1975).— Las diferentes fases de contracciones alpinas en Mallorca. *Estud. Geol.* vol. 31, pp. 601-608.
- COLOM, G., (1975).— Geología de Mallorca. *Gráficas Miramar, Palma de Mallorca. Diput. Prov. de Baleares*, 2 tomos, 522 pp. 209. fgs.
- COLOM, G. (1976).— Los depósitos continentales, aquitanienses de Mallorca y Menorca (Baleares). *Revista R. Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, t. 70., cuaderno 2º.
- COLOM, G., (1979).— Estudio geológico y sistemático de una asociación de organismos pertenecientes a un yacimiento del Pleistoceno superior en la Albufera de Alcudia (Mallorca). *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, t. 23, pp. 25-33. Palma.
- COLOM, G., (1980).— Nota preliminar sobre la existencia del Plioceno inferior, marino, en Mallorca (Baleares). *Acta Geol. Hisp.* t. XV, nº 2, pp. 45-49.
- COLOM, G. y ESCANDELL, B. (1960-62).— L'évolution du geosynclinal baléaire. *Livre à la Mém. du Prof. P. Fallot Paris*, vol. 4, nº 1, pp. 125-136.
- COLOM, G., FREYTET, P., RANGUEARD, Y., (1973).— Sur des sédiments lacustre et fluviatiles stampiens de la Sierra Nord de Majorque (Baleares). *Ann. Sc. Univ. de Besacçon (Geol)*, 3er serie, fasc. 20, pp. 167-179.
- COLOM, G. y SACARES, J. (1968).— Nota preliminar sobre la geología estructural de la región de Randa (Puig de Galdent-Randa; Mallorca). *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, t. 14, pp. 105-120. Palma.
- CUERDA, J. (1975).— Los tiempos cuaternarios en Baleares. *Dip. Prov. Baleares. Inst. Estud. Baleáricos. C.S.I.C.* pp. 304, 20 láms.

- CHAUVE, P., MATAILLET, R., PECHOUX, J. y RANGHEARD, Y. (1976).— Phenomenes tectosedimentaires dans la partie occidentale de la Sierra Nord de Majorque (Balears, Espagne). *Ann. Sc. Univ. de Besançon, Geo.* fasc. 26, 3 eme serie.
- DARDER, B. (1914).— "El Triásico de Mallorca". *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.* nº 7, pp. 88, varias figs. Madrid.
- DARDER, B. (1915).— Estratigrafías de la Sierra de Levante de Mallorca (región de Felanitx). *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Madrid.* Ser. Geol. nº 10. pp. 1-41.
- DARDER PERICAS, B. (1925).—La tectonique de la region orientale de l'île de Majorque. *Bull.Sec. Geol.France*, t 25, pp. 245-278.
- DARDER, B. (1929).— Le relief et la tectonique de Majorque *Geolog. Medite. Occid.* Barcelona.
- DARDER, B. (1933).—Duas notes sobre la geologie de la Serra de Llevant de Mallorca. *Btl. Inst. Catalana. Hist. Nat.* Barcelona. vol. 33, nº 12, pp. 154-158.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G., (1961-62).— Mapa Geológico de España. Hoja nº 644 (Pollensa). *Inst. Geol. y Min. de España.*
- ESCANDELL, B. y COLOM, G., (1962).— Una revisión del Nummulítico mallorquín *Notas y Comunic. IGME*, nº 66, pp. 73-142.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G., (1962).— Mapa Geológico de España. Hoja nº 671 (Inca). *Inst. Geol. y Min. de España.*
- ESCANDELL, B. y COLOM, G., (1962).— Mapa Geológico de España. Hoja 645 (Formentor). *Inst. Geol. y Min. de España.*
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1963).— Mapa Geológico de España. Hoja nº 643 (La Calobra). *Inst. Geol. y Min. de España.*
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1963).— Mapa Geológico de España. Hoja nº 670 (Sóller). *Inst. Geol. y Min. de España.*
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1963).— Mapa Geológico de España. Hoja nº 698 (Palma). *Inst. Geol. y Min. de España.*
- ESTEBAN, M., BARON, A., CALVET, F., POMER, L. (1977).— Messinien Reefs of Mallorca. (*In "The Messinian Reefs of Sepain"*, por M. Esteban).
- FALLOT, P. (1914).— Sur la tectonique de la Sierra de Majorque. *C.R. Sc. Paris*, t. 158, pp. 645-649.

- FALLOT, P. (1914).— Sur la stratigraphie de la Sierra Majorque. *C.R. Ac. Sc. Paris*, vol. 168, p. 817.
- FALLOT, P., (1920).— Observations nouvelles sur la tectonique de la Sierra de Majorque *Trav. Lab. Geol. Univers. Grenoble*, p. 7.
- FALLOT, P., (1922).— Etude geologique de la Sierra de Majorque (Iles Baleares). *These Paris et Liege*, 480 p., 214 fasc. 10 pl., 8 fotos, 3 map. geol.
- FOURCADE, E.; AZEMA, J.; CHABRIER, G.; CHAUVE, P.; FOUCAULT, A. y RANGGHEARD, Y., (1977).— Liaisons paleogeographique au mesozoique entre las zonas externas béticas, baleares, corsosardes et alpines. *Rev. Geog. Phys. Geol. Dyn.* (2) vol. 19, fasc. 4, pp. 377-388. 4 fig.
- FUSTER, J. (1973).— Estudio de los Recursos hidráulicos totales de Baleares Informe de Síntesis General. *Min. Obras Púb./Min. Ind./Min. Agric.* Comité de Coordinación. 2 tomos.
- HAIME, J. (1855).— Notice sur la geologie de l'île de Majorque. *Bull. Soc. Geol. France. Ser. 2*, vol. 12, pp. 734-752.
- HERMITE, H. (1879).— Etudes geologiques sur les îles Baleares, Iere partie: Majorque et Minorque. *Paris, F. Savy*, 357 pp. 60 fig., 5 pl.
- HINZ, K. (1973).— Crustal Structure of Balearic Sea. *Tectonophysics*, 20. 295-302.
- JEREZ MIR, F., (1979).— Contribución a una nueva síntesis de la Cordillera Bética. *Bol. Geol. Min.* t. 90, nº 6, pp. 1-53.
- LA MARMORA, A. (1835).— Observations geologiques sur les deux îles Baleares *Mem. R. Acad. Sc. Torino*, V. 38, nº 51.
- MATAILLET, R.; y PECHOUX, J. (1978).— "Etude Geologique de l'extrémité occidentale de la Sierra Nord de Majorque (Baleares, Espagne)". *These Doct. de la Fac. Sciences et des Techniques de l'Université de Franche-Comté*, 101 pp. 92 figs., 2 cortes litol.
- NOLAN, H. (1893).— Sur les terrains triasiques et jurassiques des îles Baleares. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 117.
- NOLAN, H. (1895 a).— Sur le Jurassique et Crétacé des îles Baleares. *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 117, pp. 821-823.
- NOLAN, H., (1895 b).— Structure géologique d'ensemble de l'archipel Baleares. *Bull. Soc. Geol. France.* (3) T. XXIII, pp. 76-91 Paris.
- OLIVEROS, J.M.; ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1959).— Nota preliminar sobre el hallazgo de lechos lacustres del Burdigaliense superior en Mallorca. *Not. y Com. IGME.* nº 55, pp. 33-58.

- OLIVEROS, J.M.; ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1960).— Temas geológicos de Mallorca. *Mem. IGME*. vol. 61, 359 pp.
- POMAR, L., (1976).— Tectónica de gravedad en los depósitos mesozoicos paleógenos y neógenos de Mallorca (España). *Bol Soc. Hist. Nat. de Baleares*, t. 21, pp. 159-175 Palma.
- POMAR, L. (1979).— La evolución tectosedimentaria de las Baleares. Análisis crítico. *Acta Geol. Hispánica*, t. 14, pp. 293-310.
- POMAR, L. y COLOM, G. (1977).— Depósitos de flujos gravitatorios en el Burdigaliense de "Es Racó d'es Gall - Auconassa" (Sóller, Mallorca) *Bol. Soc. Hist. Nat. de Baleares*, t. 22, pp. 119-136. Palma.
- POMAR, L. y CUERDA, J. (1979).— Los depósitos marinos pleistocenos en Mallorca. *Acta Geol. Hispánica*. t. 14, pp. 505-513.
- RIBA, O. (1981).— Aspecto de la Geología marina de la Conca Mediterránea Balear durant el Neògen. *Mem. Real Acad. Cienc. Artes Barcelona*. nº 805. vol. 45, nº 1.
- VIDAL, L.M. (1905).— Note sur l'Oligocène de Majorque. *Bull. Soc. Geol. France*, ser. 4, vol. 5, pp. 651-654.