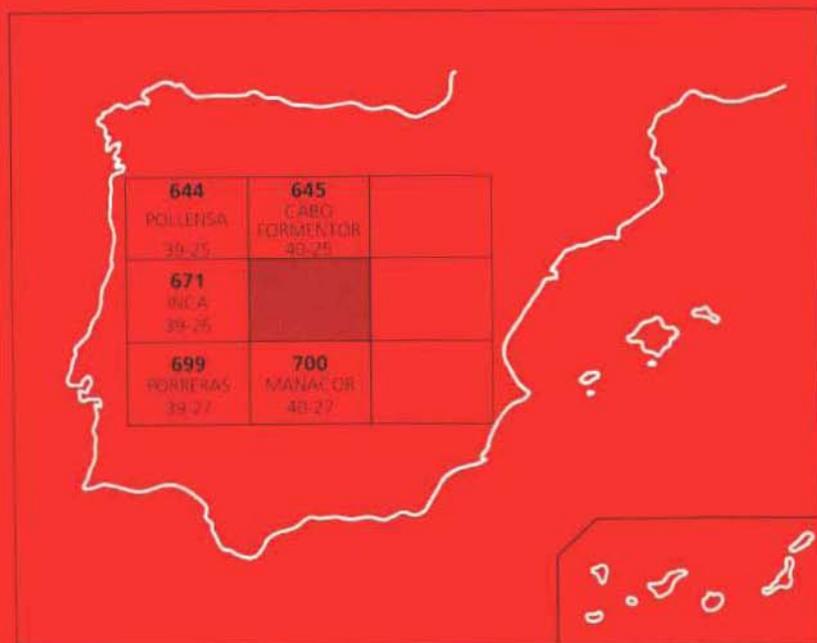




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

Primera edición



ARTA

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

ARTA

Primera edición

MADRID, 1991

Depósito Legal: M-29.019-1992
I.S.B.N.: 84-7840-141-5
NIPO: 241-92-011-7
Imprime: Gráficas Topacio, S.A.
c/ Príncipe de Vergara, 210 - 28002 MADRID

HAN INTERVENIDO:

Cartografía:	P. del Olmo Zamora y M. Alvaro López
Estratigrafía:	J. Ramírez del Pozo, P. del Olmo Zamora y M. Alvaro López
Tectónica:	M. Alvaro López
Sedimentología:	A. Simo Marfá y P. del Olmo Zamora
Geomorfología:	P. del Olmo Zamora
Prospección de micromamíferos:	R. Adrover (Univ. Lyon)
Micropaleontología:	J. Ramírez del Pozo
Macropaleontología:	Ammonites A. Goy (Univ. Madrid)
Petrografía y Sedimentología:	M. Aguilar Tomás
Cuaternario marino:	J. Cuerda Barceló (Palma de Mallorca)
Terciario postectónico:	A. Barón (Serv. Hidráulico Baleares)
Memoria:	P. del Olmo Zamora, M. Alvaro López, J. Ramírez del Pozo y M.J. Aguilar Tomás
Dirección del Proyecto y Supervisión:	A. Barnolas

INTRODUCCION

La hoja de ARTA forma parte de la provincia de Baleares y se encuentra situada en el extremo más oriental de la Isla de Mallorca quedando enclavada en las comarcas naturales del Llano Central y la Sierra de Levante.

Se caracteriza por un relieve accidentado que se desarrolla entre los 0 y 561 m de altitud. En la mitad occidental de la hoja se desarrolla una amplia llanura entre las 0 y los 100 m únicamente interrumpida por los torrentes que se encajan en la misma y que rompen su monotonía morfológica. Esta llanura, que corresponde a la comarca natural del Llano Central, se ve interrumpida por el fuerte escarpe que con dirección sureste-noreste aparece en la parte central de la hoja y que corresponde a las estribaciones más septentrionales de la Sierra de Levante; en ella destacan los vértices Paré (x: 1.196.050, y: 587.800) con 487 m Farruch (x: 1.196.775, y: 591.675) con 519 m, Morey (x: 1.200.325, y: 596.200) con 561 m y Atalaya de Morey (x: 1.201.450, y: 599.300) con 432 m.

A partir de este escarpe y en toda la mitad oriental de la hoja se desarrolla un relieve muy accidentado con escarpes verticales y valles encajados en donde la morfología está contratada por la intensa tectónica que afecta a los materiales mesozoicos que afloran en esta parte de la hoja.

La red fluvial es prácticamente inexistente y queda reducida a pequeños torrentes que discurren encajados y que sólo deben ser funcionales en épocas de fuertes precipitaciones.

En la mitad occidental de la hoja los más importantes son: El torrente de Son Bauilo, el torrente de Son Real y el torrente de na Borjas. Los tres discurren encajados en la llanura que se sitúa en esta parte de la hoja y siguen la dirección suroeste noreste.

En la mitad oriental son numerosos los torrentes que en su desembocadura dan lugar a las calas que recortan la línea de costa. De Norte a Sur, las calas más importantes son: Cala Fosca, Cala de Peña Rotja, Cala Matzocs, Cala Estreta, Cala Mitjana, Cala Torta, Cala Mesquida, Cala Puya, Cala d'es Carregador y Cala de Sa Font.

Los núcleos de población más importantes de la hoja los constituyen las localidades de Artá y Capdepera, pero la profusión de urbanizaciones a lo largo de la costa es muy importante aunque se trata de viviendas de utilización fundamental en época de verano y fines de semana.

La utilización agrícola del suelo es escasa debido a que casi la totalidad de la hoja está ocupada por sedimentos calizos y únicamente en las zonas en que la karstificación ha dado origen a depósitos importantes de "Terra Rossa" se desarrollan cultivos de secano. En los depósitos aluviales de la depresión de Artá son importantes los cultivos agrícolas 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 de dirección noreste-suroeste que están afectando a sedimentos con una edad comprendida entre el Triásico inferior y el Mioceno medio. Los llanos centrales están ocupados principalmente por depósitos terciarios postorogénicos y depósitos cuaternarios, entre los que afloran algunos isleos 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 linearidad y continuidad.

La posición de las Islas Baleares en el Mediterráneo, como una continuación de las zonas 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 Catalànide 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; 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 comienzo 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 de 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. BATTLE y A. BARON.

- En la actualidad las investigaciones más recientes se deben a la escuela francesa, continuadora en cierto modo de la tradición de FALLOT; con BOURROUILH; RANGHEARD, MATAILLET y PECHOUX.

La configuración geológica de la Sierra Norte de la Isla de Mallorca, 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 frentes de cabalgamiento principales y de Norte a Sur son las siguientes:

- I — Unidad tectónica de Banyalbufar
- II — Unidad tectónica de Geroge Sand-La Calobra
- III — Unidad de Teix Tomir
- IV — Unidad de Alfabia. Es Barraca
- V — Unidad de Alaró
- VI — Unidad de Alcudia

La unidad VI, Unidad tectónica de Alcudia, es la última que puede reconocerse en la zona Norte de la Isla. Está representada en la península de Cabo Pinar en la hoja de Cabo Formentor (40-25) en el ángulo suroriental de la hoja de Pollensa (39-25), en donde queda situada la localidad de Alcudia, continuándose en el ángulo nororiental de la hoja de Inca (39-26).

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

La similitud de facies que presentan sus sedimentos con los que afloran en la Sierra de Levante nos hace pensar en que la unidad VI está íntimamente relacionada con dicha Sierra de Levante pero debido al recubrimiento existente en el Llano Central por sedimentos terciarios y cuaternarios posttectónicos, nos impide ver la continuidad estructural entre ambas sierras.

El establecimiento de los rasgos fundamentales de la estratigrafía y la estructura así como la confección del primer mapa geológico de la Sierra de Levante se debe a DARDER. Para este autor la arquitectura de dicha sierra está formada fundamentalmente por un apilamiento de unidades tectónicas de tipo manto de corrimiento con vergencia Norte.

Esta concepción fue recogida posteriormente por ESCANDELL y COLOM. (1962) que citan al menos cinco series tectónicas corridas, debidas a esfuerzos tectónicos de dirección Sureste-noroeste, y posteriores a la deposición de los sedimentos del Burdigaliense medio.

Posteriormente BOURROUILH (1973) pone de relieve por primera vez, la importancia de los accidentes tectónicos transversales, aunque adopta una posición autoctonista y define para la región una tectónica de "paneles deslizantes".

Para los autores de la presente hoja y memoria existen evidencias de que en la Sierra de Levante hay al menos cinco unidades tectónicas en el sentido primitivo de DARDER aunque,

como evidencia BOURROUILH las relaciones entre ellas están frecuentemente obliteradas por el funcionamiento de un importante sistema de fracturas transversales.

Desde el punto de vista estructural, hay que resaltar:

- 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 Mesozoico.
- 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 unidades 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 y la Sierra de Levante.

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 pliegue de condiciones técnicas del proyecto.

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

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 los métodos clásicos de geología regional, en las observaciones microtectónicas de estilolitos, esquistosidades, pliegues menores y cizallas.

1. ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Artá están representadas dos de las tres unidades regionales de la Isla de Mallorca: el Llano Central en la mitad occidental de la hoja y la Sierra de Levante en su mitad oriental.

Los materiales que aparecen pertenecen al Triásico (Facies Keuper), Jurásico (Lías, Dogger y Malm), Cretácico inferior, Paleogeno, Mioceno, Pleistoceno y Cuaternario.

Los materiales están afectados por varias fases del plegamiento Alpino con desarrollo de estructura 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, especialmente en el caso de los sedimentos terciarios.

1.1. TRIASICO

El Triásico de la Sierra de Levante de Mallorca ya fue estudiado por los primeros geólogos que trabajaron en la Isla: DARDER (1921), FALLOT (1922), ESCANDELL y COLOM (1963), BOURROUILH (1973) en las memorias de los mapas geológicos citan los afloramientos existentes y dan una descripción general de los mismos.

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

Los principales afloramientos de esta unidad cartográfica se localizan en la mitad oriental de la hoja y en los alrededores de las localidades de Arta y Capdepera. Están ligados a los frentes de cabalgamiento principales que separan las distintas unidades tectónicas.

Debido a la naturaleza blanda de los sedimentos que entran a formar parte de la Facies Keuper dan lugar a zonas deprimidas en la parte oriental de la hoja, apareciendo en la base de los fuertes escarpes a que dan lugar los sedimentos calizos pertenecientes al Lías y que se sitúan directamente encima.

Por la intensa tectónica así como por el recubrimiento que estos sedimentos presentan no ha sido posible el levantamiento de series estratigráficas de detalle dentro de los mismos limitándose a afloramientos muy parciales en donde puede reconocerse la naturaleza de esta facies.

Se trata fundamentalmente de secuencias de margas y arcillas abigarradas con cuarzos bipiramidados entre las que se intercalan hiladas de yesos y algunos niveles de dolomías.

En las proximidades de Capdepera existen explotaciones locales de yesos pero donde se pone de manifiesto la importancia de los mismos es en los sondeos que para investigación de aguas

se realizaron en las proximidades de dicha localidad así como el suroeste de Artá. En estos sondeos se pone de manifiesto que la potencia de los yesos supera los 100 m en la región de Artá.

BOURROUILH (1973) resalta la importancia de estos niveles así como la presencia de tufitas volcánicas. En la Sierra Norte de Mallorca, la Facies Keuper presenta una importante participación volcánica (ALVARO et al, 1983).

La falta de argumentos paleontológicos impide realizar mayores precisiones sobre la cronología del tramo que se atribuye al Triásico superior en base a su posición estratigráfica y consideraciones regionales.

1.2. TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO

El Jurásico de la Sierra de Levante ha sido estudiado por los autores citados en el capítulo anterior. Ya NOLAN en 1895 recogió Ammonites del Dogger al Sur de Manacor, que posteriormente sería estudiado por FALLOT.

DARDER es el primer autor que en su mapa geológico de la Sierra de Levante ofrece una distribución de los terrenos jurásicos. ESCANDELL y COLOM (1962) básicamente se limitan a recoger los datos anteriores en su cartografía y memoria. BOURROUILH (1973) realiza el primer trabajo estratigráfico moderno, referido al sector de Artá, del que se desprenden ideas sedimentológicas y paleogeográficas generales de todo el sector. ALVARO et al (1983) describen los depósitos de talud carbonático del Dogger de la Sierra de Artá.

1.2.1. Dolomías, brechas y carniolas (2) Triásico superior Jurásico medio

Esta unidad cartográfica constituye la mayor parte de los afloramientos jurásicos de la Sierra de Levante.

Dentro de la presente hoja da lugar al núcleo fundamental de las sierras que con dirección suroeste noreste se sitúan en su mitad oriental.

La morfología y condiciones de afloramientos son variables en función del grado de tectonización que presentan. Cuando éste es elevado, lo que ocurre frecuentemente, dan lugar a zonas de escaso relieve. En el caso contrario originan zonas de relieve energético, como en las zonas de los vértices Morey (x: 1.200.325, y: 596.200) y Atalaya de Morey (x: 1.201.450, y: 599.300), así como en la sierra que va del vértice Reco (x: 1.205.400, y: 591.950) al Puig Es Castellals (x: 1.206.650, y: 594.175).

En estas zonas aparecen frentes acantilados casi verticales en su vertiente noroeste, mientras que da lugar a laderas tendidas su vertiente sureste. La gran potencia de las paredes acantiladas se debe en algunos casos a la repetición de la serie sedimentaria por cabalgamientos secundarios y fallas inversas.

Los afloramientos con elevado grado de fracturación, dan lugar a brechas tectónicas que se explotan en canteras de áridos para la construcción ya que apenas necesitan del empleo de explosivos para su extracción.

Los límites de la formación son imprecisos. Su base suele aparecer limitada por la facies Keuper, aunque generalmente los afloramientos aparecen limitados por contactos mecanizados. El techo es variable en función de los niveles que llega a alcanzar la intensa dolomitización que afecta a esta unidad, llegando a veces a afectar a niveles del Dogger.

El espesor total oscila entre 200 y 300 m.

Las condiciones de afloramiento y el grado de tectonización y la dolomitización secundaria de este tramo no permiten levantar una sección que tenga un sentido estratigráfico y sedimentológico práctico. Las litofacies más frecuentes son carniolas, brechas calcodolomíticas, y fundamentalmente dolomías cristalinas, con un grado variable de trituración. Se disponen bien en bancos de espesor decimétrico, bien en potentes conjuntos de aspecto masivo.

Petrográficamente son dolomías cristalinas finas de textura xenotópica, con amígdalas orbiculares de cristales de tamaño medio, microdolomías vacuolares con posibles fantasmas de porosidad móldica de sales, y microdolomías brechoides. Las únicas estructuras sedimentarias observables, aparte de los posibles fantasmas de porosidad móldica de sales, y el carácter brechoide de primario es laminación paralela.

El conjunto de estos materiales se depositaron en una plataforma carbonatada somera, posiblemente en un ambiente de llanura de mareas, al menos en lo que concierne a la parte basal de la formación. En las zonas en que la dolomitización llega incluso a alcanzar hasta niveles del Dogger, los sedimentos originales pueden corresponder a un medio sedimentario más profundo.

La edad de esta unidad cartográfica es Triásico Superior-Jurásico medio (Rethiense a Dogger). Su datación está basada en su posición estratigráfica y en consideraciones regionales.

1.2.2. Calizas y dolomías tableadas (3) Lías

Los afloramientos más importantes de esta unidad cartográfica se sitúan en los alrededores de los siguientes puntos: Puig d'es Porrassa (x: 1.201.925, y: 595.900), Puig d'es Coloms (x: 1.199.700, y: 593.500), Puig Paré (x: 1.196.050, y: 587.800), Puig Campanet (x: 1.204.550, y: 594.000) y Puig Cutri (x: 1.206.200, y: 591.725).

Los sedimentos calizos que constituyen esta unidad se sitúan directamente encima de los que hemos descrito en el apartado anterior y morfológicamente no origina ningún resalte dentro de la potente serie de sedimentos carbonatados que constituyen la totalidad del Jurásico.

La base de la unidad es muy difusa en los distintos cortes que se han realizado, debido a la intensa dolomitización que presenta la unidad inferior y que en muchos casos llega a estar dolomitizado la totalidad del Lías.

Ha sido estudiada en las secciones estratigráficas de: Porrásá (x: 1.201.250, y: 595..900) y Cutri I (x: 1.206.000, y: 591.625).

En la sección de Porrásá, se han medido 85 m de calizas grises bien estratificadas en bancos de 20 cm a 1 m con una dolomitización irregular más intensa en la base.

Las secuencias son granodecipientes con grainstones oolíticos en la base y mudstones con laminación paralela de tipo estromatolítico y ripples a techo. En algunos bancos parece apreciarse estratificación cruzada de pequeña escala y bajo ángulo.

Los grainstones son oosparitas y gravelsparitas e intraesparitas con un contenido en intraclastos entre el 10% y el 50% y un 10% de fósiles.

Los mudstones son fundamentalmente micritas con un contenido en fósiles entre el 10% y el 30%.

En todas las muestra estudiadas aparece una intensa recristalización ligada a la fuerte fracturación que las mismas presentan, existiendo en algunas de ellas una dolomitización más patentizada a medida que ascendemos en la serie estratigráfica.

Ha podido reconocerse la existencia de: *Favreina cf. salevensis* (PAREJAS), *Pseudocreceis liasicus* COLOM, restos de crinoides, gasterópodos, lamelibranchios y ostrácodos.

En la sección Cutri I, situada más al sureste, se han medido 95 m de calizas con una dolomitización más intensa que la sección descrita anteriormente, no pudiendo apreciarse en gran parte de los bancos ningún tipo de estructuras al estar éstas borradas por efecto de la dolomitización.

En conjunto aparece bien estratificado en capas de 30 cm a 1 metro en los que se intuye estratificación cruzada, así como laminación de tipo estromatolítico a techo de las secuencias que terminan con micritas con un contenido en fósiles de hasta un 10 por ciento y presencia de cuarzos idiomorfos.

A techo de esta unidad cartográfica y en la sección que nos ocupa aparece un banco de unos 7 m de potencia de dolomías beigeas con granos de cuarzo de hasta 3 mm redondeados. Estas dolomías aparecen bien estratificadas en capas de 50 cm de potencia; y presentan textura hipidiotrópica heterocristalina y un contenido en cuarzo del 20 por ciento con un 5 por ciento de tamaño grava y un 15 por ciento de tamaño arena.

Por encima de este paquete de dolomías con cantos rodados de cuarzo se sitúa un *hard ground* con fosfatos.

En esta sección se ha determinado la existencia de: *Aeolisaccus* sp y *Mayncina termjeri* HOTT.

BOURROUILH (1973) reconoce la existencia de este nivel de dolomías con cantos de cuarzo en la zona que ocupa la hoja que estamos describiendo y piensa que está ausente en el resto de la Sierra de Levante que se sitúa más al Sur.

En la vecina hoja de Manacor (40-27) situada inmediatamente al Sur, se ha realizado la sección de Llodrá (x: 1.192.800, y: 571.000) y que consideramos como sección tipo de esta unidad cartográfica ya que es allí donde la dolomitización no llega a afectarle y las condiciones de su afloramiento son más idóneas para su estudio.

En dicha sección la potencia de la unidad oscila alrededor de los 100 m y está constituida por un conjunto de calizas bioclásticas, calizas oolíticas y micritas de colores grises y beige dispuestas en capas de 40 centímetros a un metro. En la base se intercalan bancos de calizas dolomíticas y dolomías que dan paso progresivamente a la unidad inferior. A techo presentan un nivel de algunos metros (3 a 5 metros observados) de calizas bioclásticas, calizas algales y areniscas calcáreas con glauconita y cuarzo que terminan con una superficie ferruginizada (hard-ground).

Petrográficamente son intrabiomicritas e intrabiosparitas oolíticas (15 a 35% de gravels, 10 a 40% de bioclastos, 10 a 20% de oolitos) con graveles micríticos, bioclastos de fragmentos de moluscos y crinoides, miliolidos y ostrácodos, cuarzo autigénico ocasional, y matriz micrítica (20-60%) a veces peletoides, y cemento esparítico (0 a 30%), oolbiopelmicritas (10% de oolitos, 20% de bioclastos, y 30% de pellets), biomicritas (20 a 40% de bioclastos) y micritas con microlaminación de origen algal (estromatolítico) y vacuolas de calcita, a veces con polaridad (porosidad fenestral).

Hacia la base predominan las dolomicritas, a veces brechoides y recristalizadas, con fantasmas de fósiles y gravels. En el techo del tramo las rocas son introbiomicritas arenosas con oolitos y pellets (30% de gravels, 10% de oolitos, 15-20% de bioclastos, 20% de pellets, 5 ó 10% de cuarzo detrítico) y matriz micrítica (25-40%) y cemento esparítico (10-15%), y areniscas calcáreas (20% de clastos de cuarzo redondeados, 50% de fragmentos de calizas y de fósiles recristalizados y ferruginizados, y un 30% de cemento calcáreo), con laminación paralela.

A lo largo de todo el tramo, éste se organiza en secuencias granodecrecientes que varían ligeramente de la parte inferior a la superior. Las secuencias inferiores comienzan con un nivel de *packestones* de bioclastos y graveles, ocasionalmente *grainstones*, con granoselección positiva y estratificación cruzada, pasan a *wackestones* y finalizan con un nivel de *mudstones* con laminación algal (estromatolito) y porosidad fenestral.

En la parte superior de la serie el nivel inferior muestra predominio de *grainstones* sobre *packestones* que puede ser oolítico, hay un nivel intermedio de *wackestones* y finaliza con uno de *mudstones-wackestones*, a veces estromatolítico, pero menos desarrollado que en la parte inferior. En conjunto se trata de secuencias somerizantes (shallowing up) en las que la pérdida de importancia del nivel supramareal indica una progresiva profundización. La serie culmina con una superficie ferruginosa que indica una interrupción sedimentaria reconocida a nivel regional.

Los sedimentos que componen este tramo se depositaron en una plataforma carbonatada somera en ambientes inter a supramareales:

Excepto algunos restos de belemnites y lamelibranquios inclasificables no se ha encontrado macrofauna. En cuanto a la microfauna, se ha determinado la siguiente: *Lituosepta recoarensis* CATI, *Orbistoporella praecursor* (GUMB) Cayenxia *liasica*, LZ MAITRE, *Mayncina termieri* HOTT, *Thaumatoporella parvoresiculifera* (RAIN), *Hauramia amiji* HENSON, *H. deserta*, HENSON, y *Stomiosphaera minutissima* COLOM, así como *Ammobaculites* sp, *Fraudicularia* sp, *Glomospira*, sp, *Aeolissacus* sp, *Ophtholmidium* sp, textularidos, Ataxophraguidos, ostrácodos y restos de moluscos, crinoides y equínidos.

La edad de esta unidad cartográfica es Lías. Aunque la microfauna indica fundamentalmente una edad Lías medio (Pliensbachiense) los niveles basales pueden corresponder todavía al Sinemuriense. Asociado al *hard-graund* existente en el techo se ha encontrado un nivel de condensación con fauna de edad Toarciense medio, por lo que no puede excluirse esta edad para el techo del tramo.

1.2.3. Margas y calizas arcillosas con sílex, calizas nodulosas (4) Dogger

Afloran fundamentalmente en los alrededores del Puig Cutri (x:1.206.200, y: 591.725).

Los sedimentos que constituyen esta unidad cartográfica se disponen concordantemente sobre la unidad descrita en el apartado anterior y debido a su naturaleza blanda y situarse entre dos potentes conjuntos calcáreos más duros de origen a zonas más deprimidas en las que se encajan los arroyos y dando lugar a los collados que aparecen entre los picos formados por las calizas del Lías y las calizas del Malm.

Debido a la intensa tectonización que aparece en el área ocupada por la hoja que estamos describiendo, y a la baja competencia de esta unidad cartográfica frente a las unidades infra y suprayacente, hace que se presente muy tectonizado con frecuentes laminaciones y repliegues e incluso estar ausente.

ESCONDELL y COLOM (1962) atribuyen a este tramo una edad Lías superior-Dogger, sin que a su juicio se pueda separarlos, y citan *Perisphinctes*, *Cancellophycus*, radiolarios y Halobias. BOURROUILH (1973) estudia en el sector norte de la Sierra de Levante el tramo de calizas con "filamentos", biourbación y *Cancellophycus*, recogiendo una fauna de ammonites del Bajociense en la zona del Puig Cutri.

Estos sedimentos han sido estudiados dentro de la hoja en la sección de Cutri I (x: 1.206.000, y: 591.625) y en la vecina hoja de Manacor (40-27) situada al S inmediatamente al Sur, a partir de la sección de Llodra (x: 1.192.000 y: 571.000).

El espesor del tramo es muy variable como ya se ha indicado, principalmente por causas tectónicas. Así vemos que en Cutri I tiene una potencia de 42 m, mientras que en Llodra se han medido 110 m sin llegar a observarse el techo de la formación.

Consiste en una ritmita calcárea constituido por calizas *wackestones* arcillosas grises con "filamentos" y pirita, y margas grises lajosas, dispuestas en capas de 80-50 cm en la base y

30 a 15 centímetros a techo. Presentan laminación paralela, abundante bioturbación, a veces con rellenos piritosos, *Zoophycus*, ammonites, *Aptychus* y radiolarios.

Al microscopio las calizas son biomicritas (30-40% de fósiles, porcentaje muy constante) con microlaminación paralela "microfilamentos", fragmentos de crinoides y espículas, radiolarios, óxidos de hierro y a veces indicios de cuarzo. Ocasionalmente aparecen finamente recristalizadas.

No se han observado otras estructuras sedimentarias que laminación paralela y bioturbación. En la sección de Cutri I esta unidad presenta en la base un nivel de calizas nodulosas rojas y verdes con ammonites fragmentados (facies "Ammonítico-Roso") de edad Aalenense y contiene niveles de sílex. El techo son calizas oolíticas de la unidad suprayacente.

Los depósitos de esta unidad son sedimentos de aguas tranquilas, y ambiente reductor, con fauna pelágica. se interpretan como sedimentos de plataforma externa a talud.

La fauna de ammonites de NOLAN clasificada por FALLOT (1922), procedente de Llodrá es la siguiente: *Cadomites pyritosus* QUENST; *C. linguiferus* (d'ORB), *Perisphinctes martiusi* (d'ORB) y *Garantia baculata* QUENST. Los ammonites recogidos por BOURROUILH (1973) en el Puig Cutri permiten definir la zona de *Strenoceras subfurcatum*: *Apsorroceras baculatum* QUENST, *Parkinsonia suarietis* WETZ, *Leptosphinctes* sp y *Strenoceras* sp.

El levigado de margas ha proporcionado la siguiente microfauna: *Lenticulina munsteri* (ROEMER), *L. andax* LOEBL. (TAPR), *L. guendstedti* (GUMB), *L. escutiangulata* (TERQ), *Ramulina* cf. *spandeli* (PAALZ), *Amodiscus tenuissimus* (GUMB), *Cytherella toarcensis* (BIZON), *Falsopalmula deslongchampsii*, (TERQ), *Procytheridea sermoensis* (APOST), *Dentalina* sp, y ammonites piritizados.

La edad de esta unidad cartográfica es Dogger, comprendiendo el Aooleniense y el Bajociense, al menos.

1.2.4. Calizas oolíticas, calizas tableadas con sílex (5) Dogger-Malm

Sus principales afloramientos se sitúan en los alrededores de los siguientes puntos: Puig d'es Porrassa (x: 1.201.925, y: 595.900), Puig d'es Coloms (x: 1.197.700, y: 593.500), Ermita de Betlem (x: 1.198.500, y: 594.325), Puig d'en Borrass (x: 1.195.950, y: 590.850), Puig Pare (x: 1.196.050, y: 587.800) Puig Campanet: (x: 1.204.550, y: 594.000) y Puig Cutri (x: 1.206.200, y: 591.725).

Morfológicamente en la base de esta unidad cartográfica da lugar a fuertes escarpes de paredes casi verticales modeladas en los potentes paquetes de calizas oolíticas con que comienza la serie estratigráfica. El resto de la misma da lugar a laderas tendidas que se continúan con las zonas deprimidas originadas por los afloramientos del Cretácico inferior que se sitúan por encima.

En esta unidad hemos incluido también la unidad inferior descrita en el apartado anterior debido a que en muchos puntos es prácticamente imposible la cartografía de la ritmita del Dogger, debido a la laminación que presenta por causas tectónicas.

Estos sedimentos han sido estudiados en la presente hoja a partir de las secciones estratigráficas de Porrasa (x: 1.201.250, y: 595.900) y Cutri II (x: 1.206.000, y: 591.625). En el resto de la Sierra de Levante han sido estudiados en la sección de Na Penyal (x: 1.205.405, y: 579.750) situada en la vecina hoja de Manacor (40-27).

En la sección de Cutri II se han medido 120 m de sedimentos que descansan concordantemente sobre los descritos en el apartado anterior:

La serie comienza por un potente banco de unos 20 m de espesor de calcarenitas oolíticas grises de aspecto masivo que al microscopio se aprecia que está compuesta por un 70 por ciento de oolitos y un 10 por ciento de micrita y un 20 por ciento de esparita. El núcleo de los oolitos es pequeño y la envolutra de 40 a 80 micras. Este banco con que comienza la serie varía lateralmente de potencia, debido a la base erosiva que presenta y a la fuerte tectónica que le afecta.

Por encima se sitúan 6 m de calizas tableadas grises estratificadas en capas de 30 a 50 m con nódulos de sílex y sílexitas laminadas y delgadas intercalaciones de *grainstones* oolíticos en capas centimétricas. Las calizas son pelesparitas con un 20 por ciento de micrita, 20 por ciento de esparita, 10 por ciento de oolitos, 30 por ciento de fósiles y 20 por ciento de pelets.

La serie continúa con otros dos potentes bancos de *grainstones* oolíticos que intercalan entre ellos 25 m de calizas tableadas con algunos bancos de calcarenitas.

El primero de estos dos bancos de *grainstones* oolíticos está formado por una amalgamación de capas con gradación normal y bases erosivas, con presencia de conglomerados de cantos de hemipelagitas en algunas de ellas y techos planos muy retrabajados. El conjunto es un cuerpo alargado de tendencia tabular que lateralmente se acuña.

En las calizas tableadas se diferencian de base a techo *packstones* bioclásticos bien clasificados con matriz arcillosa con *ripples* de corriente o laminación planar; *packstone* a *wackestone* bioclástico y *mudstone* masivo. Ocasionalmente a techo presenta arcillas, los componentes son bivalvos pelágicos y peletoides. Estas capas corresponden a turbiditas C-D y C-E.

A techo de la formación se sitúan 35 m de calizas tableadas gris oscuro a negras, fétidas, bien estratificadas en bancos de 5 a 10 cm con intercalaciones de niveles centimétricos de calcarenitas oolíticas y con presencia de sílexitas y nódulos de sílex. Se trata de biomicritas con un contenido en fósiles entre el 15 y el 25 por ciento.

La asociación de facies descrita corresponde a depósitos de talud, entre una plataforma con alta producción de oolitos, sin matriz arcillosa, y dispersión sin previa cementación y una cuenca oxigenada con deposición de hemipelagitas.

En la sección de Cutri II ha podido datarse la siguiente asociación de microfauna: *Ammobaculites* sp *Barkerina*, sp, *Pfeuderina*, sp., *Cornuspira* sp, *Labyrinthina mirabilis*, WEYNSGH, *Nautiloculina oolitica*, MOHLER, *Trocholina elongata*, LEUP, *Astaculus* sp, *Protopeneloplis striata* WEYNSCHY y microfiliamentos. Esta asociación corresponde al Bathoniense.

A techo de la formación ha sido determinada: Microfiliamentos, Protoglobigerinas, *Aulotortus sinuosus* WEYNSCH, *Eothrix alpina* LOMB, *Lenticulina* sp, y *Spirillina* y debe corresponder a sedimentos del Calloviense.

En la sección estratigráfica de Porrassa, la potencia de esta unidad cartográfica oscila alrededor de los 160 m de los cuales únicamente los 23 m basales corresponden al Dogger perteneciendo el resto a la totalidad del Malm.

La serie comienza por un tramo muy cubierto en el que se reconocen wackestones y mudstones en bancos de 50 cm de potencia media. La potencia del tramo no sobrepasa los 25 m y se sitúa directamente encima de las calizas del Lías descritas en el apartado 1.2.2. de la presente memoria.

Las muestras que se han estudiado son biomicritas con un porcentaje de micrita del 80-85 por ciento y un contenido en fósiles del 15-20 por ciento de los que se han determinado: Microfiliamentos, *Lenticulina* sp, *Globochaete alpina* (LOMB, *Spirillina* sp protoglobigerinas, radiolarios, *Dentalina* sp y restos de crinoides. Esta asociación de fauna nos define una edad: Malm probable Calloviense.

A continuación de este tramo se han medido 135 m de sedimentos, consistente en una serie de calizas grises bien estratificadas en bancos de 20 a 50 m con muy escasas intercalaciones de grainstones bioclásticos.

En la base aparece un banco de 4 m de calizas nodulosas brechoides con tonalidades verdes y amarillentas que se podría asimilar a una facies "Ammonítico Rosso". Está compuesto por biomicritas con un 30 por ciento de fósiles y una recristalización acusada por dolomitización.

El resto de la serie son micritas y pelmicritas con gravels con un contenido variable en fósiles entre el 5 y el 30 por ciento en las que se aprecia la presencia de cuarzos antígenos y una tendencia a la orientación de los fósiles en láminas paralelas. La presencia de sílex es importante.

En los últimos 15 m de la serie aparecen wackestones y grainstones de tonos claros y un nivel de conglomerados calcáreos poligénicos clast-supported con cantos muy heterométricos y huellas de presión-solución. Algunos cantos con bioclastos de corales, belemnites y erizos, así como cantos de sílex y óxidos de hierro. la matriz es un grainstone bioclástico.

El último tramo de la formación lo constituye una caliza pisolítica algal con un 40 por ciento de micrita en la que se observa una matriz grumo gravelosa por acción algal.

En la base de la formación se ha reconocido la presencia de: Protoglobigerinas, *Globochaete alpina* LOMB, *Eothrix alpina*, LOMB, Radiolarios y ostrácodos y puede representar el Oxfordiense.

En el resto de la serie: Ostrácodos, espículas, *Ophthalmidium*, *Pseudochrysalidina* sp., *Polygonella inneselata* ELLIOT, *Ammobaculites*, y representa al Kimmeridgiense y al Portlandiense inferior.

Los tramos más altos de la serie son: *Calpionella alpina* LORENZ, *Crassicolaria massutiniana* (COLOM), y *Cr. intermedia* (DURAND-DELGA), corresponden al Tithónico.

1.3. CRETACICO

El Cretácico inferior de la Sierra de Levante de Mallorca ha sido estudiado por los siguientes autores: HERMITE (1879) reconoció la existencia de Neocomiense en diversos puntos de la Sierra. DARDER (1932) da un mapa geológico con la distribución de los principales afloramientos del Cretácico. BOURROUILH (1970) estudia estos sedimentos y los define como "coladas de limos calizos con restos de organismos de la plataforma continental".

1.3.1. Calizas arenosas y margas (6) Cretácico inferior

Afloran en gran parte de la mitad oriental de la hoja fundamentalmente en la depresión existente en los alrededores de la localidad de Artá y en la costa nororiental, así como en el valle de Torrente de Son Mesquida situado al noroeste de la localidad de Capdepera.

Debido a la naturaleza de los sedimentos que componen esta unidad cartográfica, algo más blandos que los sedimentos del Jurásico, da lugar a valles y zonas deprimidas, encajadas entre los fuertes escarpes que originan las masas calizas, descritas en apartados anteriores de esta memoria.

Ha sido estudiado a partir de las secciones estratigráficas de Porrassa (x: 1:201.250, y: 595.900), Cutri III (x: 1.206.600, y: 590.325) y Cala Mesquida (x: 1.208.150, y: 596.650). Así como en numerosas muestras aisladas en los distintos afloramientos.

En la sección de Porrassa únicamente puede observarse la base del Cretácico debido a que el resto de los sedimentos quedan cabalgados por el Jurásico. En esta sección se han medido 25 a 30 m de wackestones de color gris claro con intercalaciones de margas grises y amarillentas en capas de 20 a 30 m que a veces tienen aspecto noduloso. Al microscopio son biomicritas con gravels con un contenido en fósiles del 20 al 30 por ciento, un 20 por ciento de intraclastos y en algunas muestras se ha detectado la presencia de cuarzo en un 5 por ciento de tamaño limo.

En los levigados y láminas delgadas han podido determinarse: *Lenticulina* sp., *Ammodiscus* sp., *Calpionella elliptica*, CADISEH, *Tintinnopsella* sp. *Calpionella alpina*, LORENZ, *Tintinnopse-*

Illa longa (COLOM); *T. carpatica* (MURG-FILIP), *Marsonella* sp, *Textularia* sp, ostrácodos y crinoides.

Esta asociación de fauna nos da una edad Berriasiense para los tramos más inferiores del Cretácico en la zona de Puig d'és Porrassa.

En la sección de Cutri III y en las muestras aisladas recogidas en sus alrededores, se han determinado la misma asociación de fauna además de: *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH), *Crassicolaria intermedia* (DURAND DELGA), *Trocholina elongata* (LEUP) y *Calpionellopsis simplex* (COLOM).

El Berriasiense está aquí constituido por una serie de micritas, que a veces llegan a contener hasta un 70 por ciento de fósiles, bien estratificadas en capas de 30 a 50 cm con muy pocas intercalaciones de margas.

En la sección de Cala Mesquida se han medido 550 m de una serie muy monótona de calizas grises con estratificación difusa, tectónica acusada con fuerte esquistosidad, fracturas y diaclasas con calcita, así como gran profusión de fenómenos de *slumping* de grandes dimensiones que hace muy difícil los cálculos de potencia real en muchos puntos de la serie estratigráfica.

Los 240 m locales están constituidos por una alternancia de calizas arenosas y calizas arcillosas de colores grises más o menos oscuros en capas de 15 a 50 cm con nódulos de sílex.

Fundamentalmente son biomicritas con un contenido en fósiles entre el 15 y el 40 por ciento en las que es frecuente la orientación en bandas paralelas de los bioclastos, y la presencia de nanopolacton en la matriz. Un número elevado de las muestras estudiadas presentan un contenido en cuarzo de tamaño limo con un porcentaje constante del 5 por ciento.

A techo de algunas secuencias únicamente se puede observar una cierta laminación paralela y presencia de *ripples*. Los fenómenos de *slumping* en la serie son espectaculares, esto unido a la fuerte esquistosidad existente hace que la potencia sea estimativa.

El resto de la serie lo constituye una sucesión de calizas en bancos de 30 a 80 cm bien estratificados, en donde los fenómenos de *slumping* son más ocasionales y puede seguirse mejor la sucesión de las distintas capas. Se trata de micritas y biomicritas con un contenido en fósiles entre el 10 y el 30 por ciento, en las que sólo se ha podido observar la presencia ocasional de bioturbación no muy intensa a techo de algunos bancos. Son frecuentes los erizos y restos de ammonites.

El techo de la serie está formado por 20 m de una alternancia de micritas y margas blanquecinas en capas de 20 a 40 cm.

Desde el punto de vista sedimentológico, los materiales del Cretácico inferior se interpretan como sedimentos de talud ya que las estructuras de *slumping* que indican traslación gravitacional de sedimentos a favor de una pendiente y la mezcla de faunas pelágicas de mar abierto y organismos propios de aguas poco profundas apuntan en este sentido.

En la mitad inferior de la serie estratigráfica de Cala Mesquida se ha determinado la siguiente asociación de microfauna: *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Nannoconus* cf. *steinmanni* KAMPT, *Spirillina* sp., *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Calpionellites darderi* (COLOM), *Tintinnopsella longa* (COLOM), *Calpionellopsis oblonge* (CADISCH) *Marssonella* sp, *Glomospira*, sp, *Tintinnopsella carpathica* (MURG-FILL), *Epistomina (Brotzenia)* sp. radiolarios, espículas y ostrácodos.

Esta asociación de fauna nos indica una edad Valanginiense para la mitad inferior de la serie.

En la mitad superior se han determinado Radiolarios espículas, *spirillina* sp, *Nannoconus*, cf. *steinmanni* KAMPT, tintinidos indeterminados, *Citharina* sp, *Tintinnopsella carpathica* (MURG-FIL).

En la parte de la serie debe corresponder al Valanginiense y Hauteriviense y únicamente los últimos términos de la misma con: Textuláridos *Lenticulina* cf. *macrodisca* (REUSS), *Lenticulina* cf. *ouachensis*, SIGAL, *Ammodiscus* sp, *Ramulina* sp, *Dorothia* cf. *filiformis* (BERTH) y *Veneuilina* sp, puede ser que lleguen a tener una edad Barremiense.

Dentro del ámbito ocupado por la hoja y debido a las malas condiciones de afloramiento que presentan los sedimentos del Cretácico inferior, no han podido realizarse más secciones estratigráficas que nos daten sedimentos cretácicos posteriores al Barremiense. Únicamente en nuestras aisladas recogidas más al noreste en las proximidades de Cala Matzocs. Se ha detectado la presencia de: *Hedbergella* cf. *trochoidea* (GANDOLFI); *Astacolus* sp. y *Ticinella* sp. que nos indica una posible edad Aptiense de los sedimentos.

1.4. Terciario

El terciario de la hoja de Artá, fue estudiado por HERMITE (1819) quien aportó los primeros datos generales sobre el Terciario de Mallorca. DARDER (1921-1925) dio el primer análisis detallado de la serie estratigráfica del Terciario de la Sierra de Levante. ESCANDELL y COLOM (1962) en la hoja geológica de Artá y basándose en los datos de DARDER realizan la cartografía de los afloramientos terciarios. BOURROUILH (1973), pone de relieve la existencia del Eoceno medio-superior depositado en un mar epicontinental. Al mismo tiempo describe los afloramientos del Mioceno inferior depositados en un área marina profunda, así como los pertenecientes al Mioceno superior, posttectónico, depositados en una plataforma carbonatada.

ALVARO, BARNOLAS, DEL OLMO, RAMIREZ y SIMO (1983) realizan, en base a todos los datos obtenidos en la ejecución del proyecto MAGNA, una síntesis estratigráfica y sedimentológica del Neógeno de la Isla de Mallorca.

1.4.1. Conglomerados, arcillas, areniscas y calizas (7) Eoceno

Sus afloramientos más importantes en la presente hoja se sitúan al Norte y noroeste de la localidad de Artá, en los alrededores de los siguientes puntos Puig Arbos (x: 1.201.900, y: 592.525), Puig Rey (x: 1.200.850, y: 591.300) y Puig d'Escastellon (x: 1.202.150, y: 594.250).

Debido a la naturaleza de sus sedimentos, conglomeráticos y calizos, originan un cierto resalte morfológico en formas alomadas que contrastan en las suaves pendientes a que dan lugar los afloramientos de calizas margosas del Cretácico inferior.

La intensa tectónica que afecta a sus afloramientos y el recubrimiento que presenta la serie estratigráfica, imposibilita la realización de secciones estratigráficas en esta unidad cartográfica habiéndose estudiado en afloramientos parciales y mediante la toma de muestras aisladas BOURROUILH (1973) estudia estos sedimentos en la granja de Son Arbos, 500 m al Oeste del Puig de Arbos.

En esta localidad y sobre los sedimentos del Cretácico inferior, mediante discordancia afloran 15 m de conglomerados, de cantos de calizas de 3 a 5 cm de tamaño medio y de hasta 15 cm de tamaño máximo, poligénico, y una matriz microconglomerática con cuarzo.

Estos cantos son fundamentalmente de calizas del Jurásico y Cretácico que forman parte de la Sierra de Levante, pero también aparecen algunos cantos de calizas con orbitolinas, que pertenecen a unidades Cretácicas no observables en la actualidad en superficie en ningún punto.

Por encima de esta unidad conglomerática se sitúan algunos niveles muy enmascarados de areniscas y arcillas que dan paso a bancos calizos con estratificación difusa y una potencia que oscila entre los 10 y 15 m. Al microscopio son biomicritas y biopelmicritas con un contenido en fósiles entre el 30 y el 45 por ciento y un contenido en cuarzo entre el 5 y el 10 por ciento y de tamaño limo y arena fina.

En algunas muestras puede apreciarse una micritización debida a bioturbación así como una cierta tendencia a la orientación de bioclastos en bandas paralelas.

En la zona del Puig Rer, coronando la serie de sedimentos aparece un nivel de oncolitos sueltos de tamaños variados llegando hasta los 15 cm de diámetro y que aparentemente semejan un conglomerado de cantos muy bien redondeados.

En los sedimentos calizos ha podido datarse la existencia de: *Nummulites cf. striatus* (BRUG), *Nummulites aff. fabianni* (PREVER) y *N. aff. discorbinus* (SCHLOT) así como, *Rotalia sp.*, y textuláridos.

La edad de esta unidad cartográfica comprende el Eoceno medio y el superior.

1.4.2. Conglomerados, areniscas y calizas margas a techo (8) Aquitaniense-Langhiense

Esta unidad cartográfica ampliamente representada en la Sierra Norte y Llano Central de Mallorca, dentro de la hoja de Arta, solamente afloran en una estrecha franja que con dirección noreste, suroeste, se sitúa entre el Coll de sa Font Crutia (x: 1.199.700, y: 590.400) y el Puig d'en Choroy (x: 1.197.700, y: 592.250).

Sus sedimentos forman un sinclinal muy fracturado, cabalgado por las dolomías del Jurásico inferior.

Las condiciones de afloramiento debido a la intensa tectónica no permiten el levantamiento de secciones estratigráficas y únicamente permite reconocerlo en puntos aislados y compararlo con el Mioceno inferior que aflora en mejores condiciones en el resto de la Isla.

Esta unidad ha sido estudiada en las muestras sueltas tomadas en la hoja de Artá y en la sección estratigráfica de San Lorenzo en la hoja de Manacor (40-27) situada inmediatamente al Sur.

BOURROUILH (1973) realiza un corte esquemático de unos 25 m de potencia en las proximidades de la Ermita de Artá y da una unidad conglomerática basal con restos de ostreidos y políperos, a la que sigue una unidad carbonatada con *Miogypsina* sp. a continuación cita una unidad de calizas margosas en las que también aparecen miogypsinas. En otro afloramiento encuentra en el cemento de los conglomerados *Miogypsina gunteri* (COLE), por lo que asigna una edad Aquitaniense superior.

Las muestras que han sido estudiadas por nosotros corresponden a los niveles más altos de la unidad basal conglomerática y son litarenitas muy tectonizadas con aspecto de microbrechas. Al microscopio presentan un 55 por ciento a un 60 por ciento de fragmentos de calizas un 5 por ciento de cuarzo y un 10 a un 15 por ciento de chert con una matriz micrítica.

Los fragmentos de calizas corresponden fundamentalmente a micritas, calizas recristalizadas, calizas dolomíticas y fragmentos de fósiles. Todas las muestras presentan microestratificación paralela.

En esta unidad se ha determinado la existencia de la siguiente asociación de microfauna: *Operculina* sp, *Amphistegina* sp, *Miogypsina* sp. *Cibicides* sp, globigerinaceos, *Osangularia*, sp, fragmentos de ostreidos y restos de equinodermos.

La edad de la base de esta formación es Mioceno inferior Aquitaniense-Burdigaliense.

1.4.3. Calizas arrecifales (9) Tortoniense-Messiniense

Afloran en la mitad occidental de la hoja de Artá, a lo largo de tres estrechas bandas con dirección suroeste-noroeste que se ajustan a los cursos de los torrentes encajados en la amplia llanura que se desarrolla en esta parte de la hoja y que contrasta morfológicamente con el fuerte relieve que se desarrolla en la mitad oriental y que constituye las alineaciones montañosas de la Sierra de Levante.

Debido a sus condiciones de afloramiento solamente ha podido estudiarse en cortes muy parciales, mediante observaciones puntuales.

La potencia media de esta formación es de unos 80 m aunque debido al carácter arrecifal de la misma, sus variaciones pueden ser importantes, como demuestran los sondeos realizados para investigación de aguas subterráneas. En los sondeos realizados al sureste de la localidad de Sta. Margarita en la vecina hoja de Pollensa (39-26) se han cortado entre 60 y 80 m de esta formación.

En la base, aparecen unos 10 m de conglomerados, mal clasificados, de cantos bien redondeados con una matriz arenosa.

Por encima se sitúan 40 m de *grainstones* oolíticos y bioclásticos, bien clasificados, con porosidad interpartícula y móldica y bioturbación abundante. Continúan 10 m de *floatstones* de rodolitos y rodoficeas ramosas, estando este tramo muy poco cementado. Por encima se sitúan 15 m de *grainstones* a *packstones* de fragmentos esqueléticos fracturados muy bien cementados y compactos. Continúan 5 m de *grainstones* a *packstones* de fragmentos esqueléticos fracturados muy bien cementados y compactos. Continúan 5 m de *framstones* de corales en domos de 25 a 30 cm y algunos de tipo planar. A techo de la formación se sitúan 5 m de *grainstones* de componentes esqueléticos bien cementados.

Los niveles de *grainstones* son normalmente intrabioesparitas, a veces con oolitos, y contienen *Borelis melo* (FICHT y MOLL), grandes Miliolidos, Rotalidos, fragmentos de *Lithothamnium*, Gasterópodos y Ostrácodos.

Esta unidad constituye un complejo arrecifal depositado en una plataforma arrecifal interna.

La edad es Messiniense, aunque la unidad cartográfica incluye sedimentos de edad Tortoniense.

1.5. PLIOCENO Y CUATERNARIO

Sus principales afloramientos se sitúan en la mitad occidental de la hoja y en la costa oriental.

Las margas y limolitas con *Ammusium* del Plioceno inferior ampliamente representadas en la vecina hoja de Pollensa (38-26) no llegan a aflorar en la presente hoja, y hasta hoy no tenemos noticia de que se hayan cortado en ningún sondeo de los realizados dentro de la misma.

Están bien representados los sedimentos del Plioceno superior-Pleistoceno.

1.5.1. Calcarenitas y "mares" (10) Plioceno superior-Pleistoceno

Afloran ampliamente en la mitad occidental de la hoja.

En conjunto se trata de calcarenitas bioclásticas de grano medio a grueso que se sitúan directamente encima de los sedimentos del complejo arrecifal.

El espesor medio de la formación es de 30 a 50 m.

Se trata de calcarenitas compactas amarillentas con ostreidos y pectínidos de pequeño tamaño, así como foraminíferos y fragmentos de algas Rodofíceas. A techo se localiza una lumaquela de Lamelibranquios, bien cementada, siendo los últimos términos de la formación, calcarenitas con estratificación cruzada.

Generalmente contienen *Elphidium* y *Ammonia*, no determinables en lámina delgada. Se trata de sedimentos de una llanura litoral que muestran secuencias somerizantes en la que se localizan desde *shoals* bioclásticos hasta depósitos de playa.

Los niveles más altos corresponden a dunas de playa con retoque eólico.

1.6. CUATERNARIO

1.6.1. Holoceno

Hay que destacar el magnífico trabajo que sobre el cuaternario marino de Baleares ha realizado el Sr. CUERDA BARCELO en 1975.

1.6.1.1. *Terra rossa* (11) Holoceno

Sus afloramientos se sitúan en la mitad occidental de la hoja, directamente encima de la unidad cartográfica descrita en el apartado anterior.

Se trata de un suelo fundamentalmente arcilloso de color rojizo con un contenido en limo del 30 por ciento y un 10 por ciento de arena que constituye la tierra de labor en esta parte de la Isla.

Su potencia en las zonas más karstificadas llega a superar los 5 m, y en algunos puntos existen evidencias de que ha sufrido un transporte más o menos importante. Son frecuentes las costras calcáreas por oscilaciones del nivel freático.

1.6.1.2. *Arenas eólicas* (12) Holoceno

Afloran en una amplia banda paralela a la línea de costa de la mitad occidental de la hoja. En su mitad oriental se sitúan en las zonas de Cala Mesguida y Cala Guya.

Morfológicamente dan lugar a un amplio campo de dunas constituido por arenas calcáreas de grano fino a medio, que en algunos puntos supera los 25 m de potencia.

1.6.1.3. **Aluviales** (13) **Holoceno**

Afloran a lo largo de los cursos fluviales y están constituidos por limos arenosos con pasadas centimétricas de limos orgánicos así como niveles con pequeños cantos de caliza y matriz limo arenosa.

Esta unidad cartográfica está constituida por los sedimentos por los cursos fluviales cuyos aportes están relacionados con las variaciones climáticas y oscilaciones del nivel del mar comprendidas entre el Pleistoceno y el Holoceno.

Recientemente COLOM (1979) ha caracterizado la asociación de fósiles que presenta esta unidad, tanto en la Albufera de Alcudía como en la Bahía de Pollensa. Contiene: *Cardium*, *Bythinella*, *Loxoconcha rhomboides* (FISCHER), *Cyprideis torosa* (JONS), *Elphidium crispum*, (L.) *Elphidium complanatum* (d'ORB), *Cibicides lobatulus* (WALK. y JAC.), *Quinqueloculina cf. vulgaris* (d'ORB), *Ammonia inflata* (SEG) y *Ammonia tepida* CUSHM.

1.6.1.4. **Coluviales** (14) **Holoceno**

Afloran a lo largo de toda la Sierra de Levante y solamente se han representado en la cartografía, aquéllos con potencia superior a los 5 m.

Están constituidos por cantos y bloques de materiales del Mesozoico y del Terciario, según los distintos puntos y el área madre de los mismos, empastados en una matriz limo-arcillosa.

1.6.1.5. **Tobas calcáreas** (15) **Holoceno**

El afloramiento más importante de esta unidad cartográfica se sitúa en las proximidades del caserío de Sa Cora (x: 1.204.975, y: 575.000).

Son tobas calizas con travertinos envolviendo a restos de cañas, que llegan a tener una potencia superior a los 30 m y se sitúan enmascarando el contacto mecanizado existente entre las dolomías del Jurásico inferior y el Cretácico inferior.

2. TECTONICA

2.1. TECTONICA 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 son el Tías Inferior y Medio; el Jurásico y Cretácico inferior margosos, el Paleógeno y el Burdigaliense. Las directrices estructurales regionales tienen una marcada linealidad NE-SO, subparalelas o ligeramente oblicuas a la costa, que indudablemente tiene un carácter morfotectónico. La vergencia de las estructuras es hacia el NO, 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 suroriental 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, el Jurásico y el Cretácico margoso, 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 NE-SO, las de la elongación del conjunto, con directrices NO-SE ortogonales a las anteriores subordinadas. Esta dirección NO-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-SO. Este sector queda orlado por depósitos del Mioceno Superior y Cuaternario, considerados postorogénicos, que presentan disposición subhorizontal y se han acumulado en varias fosas (Cuencas de Palma, de la Puebla, de Campos, etc.) en la 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 NO, 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.

POMAR (1979) ha propuesto recientemente un modelo alternativo sobre la estructura de Mallorca que ofrece un enfoque de la problemática estructural totalmente opuesto al clásico. Este autor 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 Africa 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 la 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 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-SO. 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 procedentes de la plataforma carbonatada. Los aportes proceden del NO 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 NO-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 O y NO evidencian que la profundización del surco continúa al mismo tiempo que se reduce la influencia del talud submarino. En el Cretácico medio tiene lugar un evento anóxico de características mal conocidas y que posiblemente refleja en los océanos un cambio en los movimientos relativos de las placas continentales, iniciándose la convergencia entre África 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 estructuración 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, sí 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 circunmediterráneas y en 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 NO 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 cobertera 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 cobertera de conglomerados aquitanienses o la serie burdigaliense ha desaparecido frecuentemente por erosión. La serie tectónica 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 MATAILLEX 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-O, 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-SO, 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 ocho series corridas hacia el Norte, afectadas posteriormente por una fase de "retrocharriage". Posteriormente FALLOT, y el mismo DARDER disminuyen el número de series corridas a tres y cinco, respectivamente, y descartan la fase retrovergente. El modelo clásico de la estructura de esta zona comprende una serie de pliegues y corrimientos de dirección NO-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-SO. 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-SO.

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 NE-SO, que provoca el juego de fallas de esta dirección y cabalgamientos limitados, y el segundo de dirección NO-SE, siendo éste el principal responsable de la estructuración que afecta al zócalo y a la cobertera. Los esfuerzos N-SE generan pliegues rectos o vergentes al NO, y posteriormente reactivan las fallas de zócalo de la misma dirección, provocando la compartimentación de la cobertera y el zócalo en paneles deslizantes hacia el NO, mientras que los accidentes N-S a NE-SO son reutilizados hacia el NO 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.

POMAR (1979), ha establecido un modelo alternativo para la evolución de Mallorca. Este modelo 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 "horts" 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 transgresión marina generalizada en las Baleares y que alcanza su valor máximo durante el

Langhiense; las cuencas burdigalienses se generan por sistemas de fracturas distintos 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 Serravaliense 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 Tortonense 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 pretende desmontar gran parte de las estructuras imbricadas del modelo clásico, aunque persistiendo la posibilidad de estructuras compresivas en los depósitos burdigalienses.

2.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

En el territorio de la Hoja de Artá se diferencian dos dominios estructurales: la extremidad septentrional de la Sierra de Levante, y el sector del Llano Central situado a su pie que da lugar a la Bahía de Alcudia.

La Sierra de Levante está constituida por materiales mesozoicos y, en menor grado, terciarios fuertemente estructurados con una tectónica de cobertera. El estilo estructural dominante está caracterizado por superficies mecánicas de bajo ángulo (cabalgamientos, fallas inversas y planos de corrimiento) y fallas verticales de componente lateral y vertical. El desarrollo cinemático y la geometría final de las estructuras han estado condicionados asimismo por la naturaleza y comportamiento mecánico de los diferentes tramos de la serie estratigráfica.

Existe un nivel de despegue regional, las margas yesíferas de la facies Keuper, que ha permitido que toda la cobertera mesozoica se desolidarice de su zócalo, que no es conocido en la región. Los materiales jurásicos constituyen un conjunto competente que se deforma mediante plegamiento y fractura, aunque la ritmita del Dogger actúa con frecuencia como nivel de despegue secundario, originando disarmonías y cabalgamientos secundarios. Los niveles margosos del Cretácico inferior se deforman plásticamente, con numerosos pliegues de orden menor, despegues y desarrollo de esquistosidad en la base de las superficies de corrimiento.

Como ya se ha mencionado en el capítulo anterior DARDER y FALLOT propugnaron para esta región de Mallorca un modelo de tectónica tangencial que conducía al apilamiento de varias unidades tectónicas superpuestas con geometrías de tipo "manto". Sin embargo BOURROUILH adopta un modelo autoctonista, en el que, admitiendo el desplazamiento generalizado de la cobertera hacia el Norte, descarta la existencia de recubrimientos anormales de gran envergadura, y explica las geometrías que inducen a ellas en base al desarrollo de pliegues invertidos, extrusiones dolomíticas y posterior obliteración por fallas transversales.

En la elaboración de la Hoja de Artá se ha adoptado de nuevo una versión aloctonista de la estructura de la Sierra de Levante. Los criterios de índole diversa que justifican esta postura son fundamentalmente:

- Criterios regionales: existencia de estructuras tangenciales con recubrimientos kilométricos en un dominio más externo de la cadena, la Sierra Norte; aloctonía de materiales mesozoicos correspondientes a los dominios paleogeográficos de la Sierra de Levante en los llanos centrales y pie meridional de la Sierra Norte (cerro de Santa Magdalena, colinas de Son Fe); existencia en todo el ámbito de la Isla de una secuencia Burdigaliense - Langhiense de carácter sintectónico posterior al hundimiento generalizado de una plataforma somera, difícil de explicar si no es el contexto de un conjunto de surcos inducidos por el emplazamiento de unidades alóctonas.
- Criterios estratigráficos: no aflora ningún elemento estratigráfico más antiguo que la facies Keuper, nivel de despegue regional. En una interpretación autoctonista, con tectónica casi de estilo germánico, el estilo extrusivo justifica algunas geometrías, pero es difícil concebir que en toda la Sierra, pese a las numerosas fallas con salto vertical, nunca aflore el zócalo, ni el nivel del Trías medio de facies Muschelkalk.
- Criterios geométricos: la traza de las superficies mecánicas muestra recubrimientos de orden kilométrico y geométrico de "klippes" y ventanas tectónicas. La verticalización que muestran localmente, que en algunos casos podrían interpretarse por compresión posterior, se debe fundamentalmente a su obliteración por las fallas transversales de rumbo, como bien indica BOURROUILH (1983). Los materiales cretácicos suelen aparecer frecuentemente esquistosados, a veces en grandes extensiones, lo que es coherente con el hecho de haber sido recubiertos por una unidad tectónica superior. De manera análoga las dolomías del Lías, cuando no existe el Keuper, presentan un grado de trituración muy elevado, que afecta al conjunto del tramo, por lo que frecuentemente son descritas en la literatura como "milonitas" o "dolomías milonitizadas". En el sector de Manacor además se ha determinado la existencia de flancos inversos con recubrimientos anormales del orden de varios kilómetros. Pliegues tumbados, y posiblemente desenraizados, sólo adquieren sentido en un contexto de traslaciones tangenciales notables.

En el ámbito de la Sierra de Levante presente en esta Hoja se pueden distinguir tres o cuatro unidades tectónicas que no se han definido formalmente, pues el nivel actual de conocimientos no permite precisar sus límites exactos en algunas zonas.

La unidad inferior es la más septentrional, y se extiende desde la Zona de Aubarca y Cabo Farrutx, por el Norte, hasta la de Artá y el Puig Paré por el Sur, constituyendo el escarpe noroeste de la Sierra sobre la Bahía de Alcudia. Presenta una parte frontal en la que predominan los materiales del Lías afectados de numerosos cabalgamientos y fallas inversas de rumbo NE-SO y vergencia NO, patente especialmente en las estribaciones de la Sierra, y una parte posterior (Zonas de Aubarca hundida por una falla transversal, S del Puig d'es Porrassa, alrededores de Artá, zona del Puig Paré) constituida esencialmente por materiales del Jurásico medio y superior, Cretácico y Eoceno fuertemente replegados y esquistosados, con cabalgamientos secundarios y pliegues de vergencia Noroeste frecuentemente disarmónicos. Hay que mencionar que la mayor parte de los numerosos

pliegues menores existentes en el Cretácico inferior de la zona de Aubarca, de rumbo NE-SO son pliegues de slumping anteriores a la deformación. Los micropliegues observables en las calizas jurásicas tienen una dirección axial de 030 a 040 y planos axiales muy tendidos y vergentes al Norte, siendo frecuente de desarrollo de cuñas en las charnelas. Las imbricaciones de la zona frontal de esta unidad son muy patentes en la ladera de la Atalaya de Morey, Puig Tudosa, Ermita de Betlem y Puig d'en Choroy, donde quedan pinzados en sinclinales los materiales aquitano-burdigalienses. DARDER (1921) y FALLOT (1822) consideran la posibilidad de que exista otra unidad tectónica más baja, correspondiente a los afloramientos de Jurásico y Cretácico que, a veces bajo el Keuper, afloran en el pie occidental de la Sierra. El carácter limitado de los afloramientos no permite añadir ninguna precisión a lo ya expuesto por dichos autores.

La segunda unidad tectónica se superpone a la anterior, a la que recubre en una longitud que se puede estimar, al menos, del orden de 6 a 10 kilómetros. Presenta un frente de trazado irregular, con numerosas digitaciones y algunos "klippes" y ventanas tectónicas en las que aflora la unidad inferior. En su base suele aparecer el Keuper margo-yesífero, cabalgando al Cretácico inferior esquistosado y al Eoceno. La mayor parte de la unidad está constituida por dolomías del Lías muy tectinizadas, con cabalgamientos secundarios. Hacia la parte posterior presenta el Jurásico medio-superior y el Cretácico inferior, con despegues y cabalgamientos secundarios en la Zona del Puig Cutri.

La unidad superior aparece en el sector oriental de la Hoja. Sus límites y relaciones con la unidad anterior no se pueden precisar con exactitud pues suelen estar recubiertos por depósitos posttectónicos. A esta unidad corresponden los afloramientos mesozoicos situados al Oeste y Sur de Capdepera y posiblemente el cerro Jaumell. Su constitución y estructura interna es análoga a la de la segunda unidad, y el recubrimiento tectónico no se puede precisar por falta de indicadores adecuados.

Un rasgo tectónico de primer orden en este sector de la Sierra de Levante, que ya intuyó FALLOT (1922) y ha puesto en evidencia BOURROUILH (1973) es la existencia de numerosas fallas transversales con importante componente de desgarre. El segundo autor les asigna un papel primordial, relacionándola con fallas de zócalo, que originarían una tectónica en "paneles deslizantes" que oblitera la estructura anterior. Son fallas de desgarre frecuentemente con componente vertical primario, aunque otras veces han sido reutilizadas como fallas normales en las etapas de distensión posteriores, que se manifiestan a todas las escalas, incluso microtectónicas. Su orientación media es 110 a 140. Familias secundarias asociadas son las de direcciones próximas a Norte-Sur y Este-Oeste. Son subverticales, con superficies alabeadas, tanto en planta como en perfil. Las más importantes presentan un recorrido de 5 a 12 kilómetros, atravesando toda la Sierra de Levante, a la que disectan en un conjunto de bloques entre los que es difícil correlacionar las estructuras de plegamiento. La falta de marcadores adecuados impide realizar una estimación de la magnitud de los desplazamientos laterales. Con respecto a su cronología, es evidente que han funcionado con posterioridad al emplazamiento de las unidades tectónicas, pliegues y cabalgamientos. Sin embargo implican una compresión Este-Oeste a Noroeste-Sureste compatible con la que corresponde al emplazamiento de las unidades. Posiblemente los desgarres se generaron ya durante la etapa de corrimiento, permitiendo además la acomodación de traslaciones diferenciales, y su actuación se prolongó

más allá del emplazamiento definitivo de los corrimientos, cabalgamientos y pliegues, a los que obliteran parcialmente.

La zona occidental de la Hoja está ocupada por depósitos posttectónicos del Mioceno superior, el Plioceno y el Cuaternario. Corresponde a un bloque hundido separado posiblemente de la Sierra de Levante por un accidente del zócalo pretectónico de rumbo NE-SO. Los depósitos posttectónicos aparecen en disposición subhorizontal descendiendo suavemente hacia el Norte, donde se sumergen bajo la Bahía de Alcudia, el trazado de cuya costa posiblemente está condicionado por la prolongación de una falla de zócalo de rumbo NO-SE. Las únicas estructuras tectónicas existentes en estos materiales son algunas fallas normales de pequeño salto y recorrido.

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

La evolución geológica de Mallorca durante el Terciario se inscribe en el contexto de la desaparición del área oceánica del Tethys y sus cuencas asociadas por colisión entre Africa y Europea 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, cuyas estructuras son difíciles de caracterizar, pero que sin duda son los 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 medio o ya durante el Oligoceno inferior. La discordancia de los depósitos continentales del Oligoceno superior - Aquitaniense sobre su sustrato evidenciada en la Sierra Norte, indica la existencia de un nuevo suceso compresivo, posiblemente en relación con la fase del plegamiento intraoligocena que tiene lugar en la Península.

Durante el Oligoceno superior - Aquitaniense en la Sierra Norte de Mallorca se depositan brechas. Sus características sedimentológicas y la variabilidad lateral que presentan permiten interpretarlas como el relleno de un sistema de cuencas transtensionales con sus bordes NO y SE en fallas normales y los márgenes NE y SO en fallas transcurrentes. La mayor frecuencia y talla de olistolitos en el borde septentrional de la Sierra probablemente marca la posición del margen activo principal mientras que hacia el borde opuesto y longitudinalmente podría desarrollarse un sistema fluvio-lacustre más evolucionado, como atestiguan los depósitos fluviales del Paleógeno superior de la región SO de la Sierra Norte, con olistolitos en facies de llanura de inundación.

La unidad de conglomerados y calizas zoógenas Aquitano-burdigalienses es extensiva sobre la anterior, y en conjunto marca un hundimiento generalizado de toda el área mallorquina que es ocupada casi totalmente por el mar.

La unidad turbidítica carbonática del Burdigaliense superior - Langhiense marca el paso brusco de unas condiciones de plataforma somera en la unidad deposicional anterior a otras de

sedimentación profunda. La deposición de margas pelágicas con turbiditas, los fenómenos de delapsión que indican abundante transporte gravitacional sinorogénico y la vergencia de las deformaciones sinsedimentarias (hacia el Norte) indican que la sedimentación de esta unidad tuvo lugar en una serie de surcos en relación con un margen tectónicamente activo situado al SE del área mallorquina. Finalmente la cuenca es colapsada por el emplazamiento de unidades tectónicas alóctonas y para-autóctonas en condiciones submarinas. Esta fase de deformación es la responsable de la estructura general de Mallorca. Las secuencias somerizantes que aparecen en el sector central de la isla son interpretables tanto en el contexto de una zona de plataforma más elevada sobre el surco de la Sierra Norte que se eleva en la medida en que este último se profundiza, como en relación con la colmatación local de un surco progradante generado por el apilamiento y desplazamiento de unidades alóctonas hacia el Norte.

La evolución sedimentaria en Mallorca entre el Oligoceno superior y el Langhiense es coherente con los eventos geodinámicos descritos anteriormente. El área mallorquina se enmarca en un margen activo en el que se pasa de condiciones locales de distensión en relación con la apertura de una cuenca marginal a condiciones de compresión con el progreso y/o bloqueo de la subducción (ALVARO et al, 1983).

El Serravalliense corresponde a dos unidades deposicionales que quedan limitadas a los sectores centrales de Mallorca. La inferior es continental en la base y marina a techo, y está ubicada en zonas deprimidas muy localizadas. La superior es extensiva y de carácter continental. En conjunto corresponden a un episodio regresivo relacionado con la emersión generalizada del área mallorquina como consecuencia de la estructuración Langhiense. El ajuste isostático se realizó a favor del juego de un sistema de fracturas del zócalo estructurado que controlaron la sedimentación Serravalliense.

Entre el Mioceno medio y el superior tuvo lugar una fase de compresión de poca intensidad, la última registrada en Mallorca, ya que a partir de esta época se mantienen condiciones distensivas hasta finales del Neógeno.

Las discontinuidades que separan las unidades deposicionales del Mioceno superior y el Plioceno corresponden a fase de distensión que acentúan, invierten o renuevan una tectónica vertical de "horsts" y "grabens" controlada por las fracturas del zócalo pretectónico. Estas líneas condicionan el ámbito de deposición y las facies del Complejo arrecifal, Complejo terminal y el Plioceno. La fase que separa el Complejo terminal de la unidad deposicional pliocena introduce un cambio paleogeográfico importante con respecto a las condiciones anteriores, y posiblemente es la responsable de la subsidencia de las cuencas actuales del Mediterráneo Occidental y surrección de las áreas continentales en las que actualmente aparecen los depósitos pliocenos fuertemente encajados.

3. GEOMORFOLOGIA

En la hoja de Artá existen dos dominios geomorfológicos claramente diferenciados, que han sido puestos de manifiesto por el ataque de los procesos erosivos sobre materiales de diferente litología y configuración estructural.

El primero de estos dos dominios lo constituye la mitad suroriental de la hoja, que aparece ocupada por afloramientos de sedimentos calizos del Mesozoico fundamentalmente y que corresponden a la unidad geomorfológica y estructural de la Sierra de Levante de Mallorca.

La mitad suroccidental de la hoja, está ocupada por sedimentos neógenos y cuaternarios en disposición subhorizontal, y corresponde a la unidad geomorfológica y estructural del llano Central.

El límite entre ambos dominios está netamente definido en la parte central de la hoja, mediante un fuerte escarpe de dirección noreste-suroeste.

El primer dominio se caracteriza por un relieve muy accidentado desarrollado entre los 0 y 560 m de altitud, en donde predominan las alineaciones de cumbres con dirección NE-SO, que constituyen las estribaciones más septentrionales de la Sierra de Levante. Los vértices más importantes son: Paré, Farruch, Morey y Atalaya de Morey.

Los sedimentos del Mesozoico y del Terciario que constituyen este dominio, presentan un modelado de formas estructurales condicionadas fundamentalmente por la tectónica de imbricación que afecta a los sedimentos que forman la arquitectura de la Sierra de Levante.

Las formas con expresión morfológica mejor representadas son los escarpes, las crestas y las cuestas y hog-backs, en cuyos reversos se originan modelados estructurales de tipo chevron. Las fallas que afectan a los sedimentos mesozoicos, en muchos casos tienen una clara expresión morfológica y en su trazado se originan pequeños escarpes que separan distintas litologías.

Los frentes de cabalgamiento que separan las distintas unidades estructurales, dan origen a potentes escarpes subverticales desarrollados en los sedimentos calizos del Jurásico.

Las estructuras alpinas, aparecen arrasadas dando lugar a un relieve de tipo Apalachiano. El encajamiento de la red fluvial durante el Cuaternario, origina profundos valles con las laderas muy pendientes y en algunos casos subverticales, en donde son frecuentes las formas de acumulación de tipo coluvial con bloques y gravas desprendidos de los escarpes. Los conos de deyección tienen amplia representación a lo largo del escarpe que separa los dos dominios geomorfológicos, así como en la desembocadura de los torrentes en los valles principales. Cuando en la base de los escarpes que separan las distintas unidades estructurales afloran los sedimentos de la Facies Keuper, tienen lugar deslizamientos rotacionales de escasa importancia.

Así como en la Sierra Norte de Mallorca, sobre los sedimentos del Jurásico se desarrolla un lapiaz estructural de gran amplitud en la Sierra de Levante no se reconoce este fenómeno, lo mismo ocurre con la superficie de erosión que arrasa las estructuras alpinas.

En este primer dominio geomorfológico la red fluvial sigue la dirección NO-SE fundamentalmente.

El segundo dominio geomorfológico constituido por los sedimentos del Terciario y Cuaternario que en disposición subhorizontal ocupan la mitad suroccidental de la hoja, forman parte de la unidad geomorfológica denominada como Llano Central en Mallorca y que se sitúa entre la Sierra Norte y la Sierra de Levante.

La disposición de los materiales del Neógeno es predominantemente horizontal, salvo en algunos puntos, en donde los sedimentos que colmatan la cuenca, aparecen afectados por deformaciones recientes que dan lugar a modificaciones importantes en los buzamientos de las distintas capas.

El área de este dominio está constituida fundamentalmente por una extensa llanura únicamente interrumpida por el escarpiamiento de la red fluvial que en algunos puntos da origen a escarpes netos que se generan sobre los materiales calizos que conforman esta superficie.

Las formas acumulativas existentes en este segundo dominio geomorfológico son fundamentalmente, los depósitos de fondo de valle y las acumulaciones de Terra Rossa que recubren parcialmente la superficie de erosión que da lugar al Llano central. En la zona de la costa son muy importantes los cordones de dunas eólicas que flanquean la playa actual.

Las diferentes formas encontradas en la hoja son el resultado de una evolución geomorfológica compleja. En Mallorca, la superficie de erosión que arrasa los materiales mesozoicos que forman la Sierra Norte y la Sierra de Levante es prácticamente imposible de plasmar en la cartografía debido a las deformaciones que presenta y que debieron producirse en una posterior etapa de fracturación.

Los procesos activos no son importantes en el ámbito de la hoja, y únicamente son de destacar los fenómenos de deslizamientos rotacionales y coluvionamiento en las márgenes de los escarpes. Los depósitos de dunas eólicas que jalonan la playa actual, están perfectamente fijados para 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. Para la redacción de este capítulo se han tenido en cuenta los datos existentes en la bibliografía y los obtenidos en la realización del resto de hojas de la Isla de Mallorca.

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 ofrece una visión de conjunto de la evolución paleogeográfica del sector abarcado por las seis 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 de la Isla de Mallorca corresponden al Buntsandstein y al Muschelkalk, y no están representados en el sector de la Sierra de Levante. En esta zona los sedimentos más antiguos pertenecen al Triásico superior, en facies Keuper. Son depósitos correspondientes a un ambiente continental en el que se desarrolló además actividad volcánica en condiciones predominantemente subaéreas (coladas y materiales piroclásticos). El desarrollo de lagos efímeros de tipo "Sebkha", en las que se depositaron evaporitas, podría estar relacionado con la proximidad de una llanura litoral que sufriría invasiones del mar esporádicamente.

La intensa dolomitización secundaria que afecta a la base de la serie jurásica, que puede alcanzar el Dogger, dificulta la reconstrucción de las condiciones originales de depósito y el establecimiento de la Historia Geológica. Ello debe realizarse en base a los datos obtenidos donde existen retazos de la serie estratigráfica que conserven su carácter original y a la comparación con otros sectores de la Isla, como la Sierra Norte.

En la Sierra de Levante las condiciones marinas se establecen definitivamente a partir del Rethiense, con una plataforma carbonática somera, con predominio de ambientes de llanura de mareas. En el tránsito Rethiense-Hettangiense regionalmente existe una discontinuidad sedimentaria. Las brechas que constituyen la base del Lías, y que en la Cordillera Ibérica se han interpretado como brechas de colapso por disolución de evaporitas correspondientes a un ambiente de lagoon hipersalino, deben estar representadas en la Sierra de Levante por niveles de brechas dolomíticas existentes en la base del Lías.

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

Durante el Pliensbachiense a esta llanura de mareas ya perfectamente establecida llegó un importante aporte de terrígenos procedente del continente, que son redistribuidos por corrientes de marea.

En el ámbito de la Sierra de Levante no se han caracterizado sedimentos del Toarciense, existiendo un hard-ground sobre los niveles Pliensbachenses. En la Sierra Norte el Toarciense está representado por un nivel de condensación. En cualquier caso en el Lías superior tiene lugar un cambio paleogeográfico importante, pasándose de unas condiciones de plataforma carbonatada subsidente al establecimiento de un dominio oceánico caracterizado por depósitos pelágicos y una tasa de sedimentación más reducida.

Durante el Dogger y el Malm la sedimentación tiene lugar en un ambiente de cuenca y talud carbonático entre dicha cuenca y una plataforma somera. La presencia ocasional de niveles de facies "Ammonito rosso" indica que hubo momentos de ralentización de la sedimentación.

Durante la sedimentación del Cretácico inferior 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 especialmente acusadas en el sector septentrional de la Sierra de Levante, mientras que hacia el Sur parecen dominar las facies de cuenca profunda: calizas con *Nannoconus*, Radiolarios y Tintínidos, faltando las Globigerináceas, lo que COLOM (1975) explica suponiendo que 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.

En este sector de Mallorca no se han conservado registro estratigráfico del Cretácico medio y superior. El registro de la Sierra Norte indica que durante este período persisten las condiciones de sedimentación pelágica, con un episodio de sedimentación anóxica durante el Aptense-Albense.

Los primeros sedimentos del Eoceno medio-superior aparecen discordantes sobre el Mesozoico y evidencian la existencia de una fase de plegamiento entre el Cretácico superior y el Eoceno medio. Mientras en la Sierra Norte la sedimentación del Eoceno medio es lacustre, con depósitos de lignitos en su base, en la Sierra de Levante tiene lugar un episodio marino transgresivo, con deposición de sedimentos litorales, episodio que no se refleja en la Sierra Norte hasta el Eoceno superior - Oligoceno inferior.

En la Sierra Norte de Mallorca los depósitos del Oligoceno superior - Aquitaniense son continentales y se sitúan discordantemente sobre el resto del Terciario o sobre el Mesozoico, indicando posiblemente una nueva fase de deformación. 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.

En la Sierra de Levante no existen depósitos equivalentes a las brechas de la Sierra Norte, y la sedimentación marina que atestigua el hundimiento generalizado de toda el área mallorquina al progresar la actividad distensiva se inicia en el Aquitaniense y Burdigaliense, con sedimentos de carácter litoral.

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. En el sector central de la Isla culminan con una secuencia regresiva de plataforma carbonática progradante hacia el Norte. 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 Mallorca, 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 Circummediterráneas.

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, marinos en la base, y fluviales y lacustres después, 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 franjeaba los relieves emergidos, con facies de talud hacia las zonas de mar abierto. Esta unidad deposicional del Complejo arrecifal se inicia con una facies extensiva y de distribución irregular, la "capa de Heterosteginas" (Tortoniense superior). A continuación se instala en los márgenes de la Isla un sistema arrecifal progradante que origina secuencias *shallowing-upwards*, y presenta morfologías franjeantes, en barrera y en rampa en función de las condiciones fisiográficas locales. Las "capas de Heterosteginas" se asignan al Tortoniense superior y se correlacionan con la zona N. 16 de BLOW, mientras que el Complejo arrecifal pertenece al Mioceno superior (Messiniense), careciendo de Foraminíferos planctónicos.

Sobre el Complejo Arrecifal se dispone mediante un contacto erosivo la unidad del Complejo Terminal. Esta unidad representa una repetición cíclica (oolitos-estromatolitos, etc.) de episodios de salinidad normal y episodios hipersalinos, con facies lacustres a techo. Las facies lacustres se caracterizan por contener Ostrácodos, Charáceas y Gasterópodos, mientras que los episodios de salinidad normal contienen Foraminíferos de hábitat litoral.

La serie neógena culmina con una unidad Pliocena que, apareciendo fuertemente encajada en su sustrato, presenta una secuencia fundamentalmente deltaica en la base y termina con depósitos de playa, extensivos sobre los anteriores. La secuencia deltaica (margas con *Amussium*) es muy fosilífera, indicando los Foraminíferos planctónicos una edad Plioceno inferior que se corresponde aproximadamente con las zonas N. 18 y N. 19 de BLOW, mientras que en los depósitos de playa, de carácter calcisiltítico y calcarenítico, predominan los Foraminíferos bentónicos muy litorales que no permiten precisar la edad.

Las condiciones distensivas enmarcan la deposición de las unidades del Mioceno superior (Complejos arrecifal y terminal) y el Plioceno, que están separados por discontinuidades que señalan las épocas de fuerte reactivación de la tectónica vertical. La última de ellas, situada en el Plioceno inferior, es muy energética y está en relación con la fase de hundimiento del Mediterráneo occidental y surrección de las áreas continentales actuales.

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

No existen indicios mineros de ningún tipo en la hoja de Artá.

- Los materiales del Jurásico inferior son explotados en importantes canteras al Oeste de Artá. En estas canteras, debido a la intensa tectonización que los materiales presentan, no es necesario el empleo de explosivos para la extracción de áridos para las obras públicas.
- En las proximidades del vértice Cutrí, los materiales del Jurásico superior, son explotados en pequeñas canteras, en las que se extraen grandes losas de caliza empleadas después en la construcción.
- Los materiales del Cretácico inferior son extraídos para la obtención de margas con las que los agricultores benefician los terrenos arcillosos de la "Terra rossa" en otros puntos de la Isla.
- En otros tiempos existieron yeseras al Sur de la localidad de Capdepera, en donde se explotaban los yesos de la Facies Keuper.
- Las areniscas cementadas del Pleistoceno ("Mares") son utilizadas en la extracción de bloques de sillería para la construcción.

5.2. HIDROGEOLOGIA

La complejidad geológica de la Isla de Mallorca hace difícil realizar un esbozo de subcaracterísticas 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.

Únicamente, 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. 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 arrecifales 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. y HUGUENEY, M. (1976).— Des Ronguers (Mammalia) africaine dans une faune de l'Oligocene élève de Majorque (Baleares, 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. y PONS, J. (1978).— Paguera II, nouveau gisement de petits Mammifères (Mammalia) dans l'Oligocene de Majorque (Baleares, Espagne), *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon*, fasc. 16, suppl. pp. 13-15.
- ALVARO, M., OLMO, O. del y RAMIREZ DEL POZO, J. (1981).— Características geológicas de Mallorca. Síntesis preliminar. *Informe interno* (Inédito). IGME.
- ALVARO, M.; BARNOLAS, A.; DEL OLMO, P., RAMIREZ DEL POZO, J. y SIMO, A. (1983).— El Neógeno de Mallorca: caracterización sedimentológica y estratigráfica. *Bol. Inst. Geol. y Minero de España* (en prensa).
- ALVARO, M.; DEL OLMO, P.; RAMIREZ DEL POZO, J. y NAVIDAD, M. (1983).— Facies vulcanosedimentaria en el Trías superior de la Sierra Norte de Mallorca. *Com. X Congreso Nacional de Sedimentología*. A. Obrador. Edit. p. 627-28, Mahón, 1983.
- ALVARO, M.; BARNOLAS, A.; DEL OLMO, P. y SIMO, A. (1983).— Depósito de talud carbonático en el Dogger de la Sierra de Artá, Mallorca. *Com. X Congreso Nacional de Sedimentología*. A. Obrador Edit. p. 410-12. Mahón, 1983.
- BARON, A. (1976).— Estudio sedimentológico y estratigráfico del Mioceno medio y superior, postorogénico, de la Isla de Mallorca. *Premio ciudad de Palma*. Inédito.
- BARON, A. (1980).— El Complejo Terminal messiniense de la Isla de Mallorca. *Bol. Inst. Geol. Min. España* (en prensa).
- BARON, A. y GONZALEZ, C. (1983).— Esquema litoestratigráfico del Mioceno medio superior de las Baleares. *Com. X Congreso Nacional de Sedimentología*. A. Obrador Edit. p. 746-48. Mahón, 1983.
- BATALLER, J.R. (1930).— Excursión científica por Mallorca. *Ibérica*. Vol. XXXVIII, nº 945. Barcelona.

- 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. (1971).— Estudio estructural del Extremo Occidental de la Sierra de Mallorca. *Tesis de Licenciatura*. Univ. Barcelona. Septiembre. 1971, 53 pp. Inédito.
- BATLLE, A. y GARGALLO, A. (1981).— Presencia d'olistolits a la sedimentació burdigaliana de la Serra Nord de Mallorca. *Acta Geol. Hispánica*. 14 (1879), pp. 311-317.
- 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.
- BIZON, G., BIZON, J.J. y COLOM, G. (1967).— Note préliminaire sur les microfauces planctoniques du Miocene de l'île de Majorque (Balears). *Comm. Mediterr. Néogène Stratiogr.* 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 pp., 196 fasc. p5 pl., 6 cortes lito.
- BOURROUILH, R. y GEYSSANT, J. (1968).— Présence de *Simosphinctes* (*Ceratosphinctes*) *rachistrophus* (GEMM.) (*Perisphinctestidae*, *Idoceratinas*) dans le Jurassique supérieur de l'Est de Majorque (Baléares). *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr.* n° 3, p. 77-79.
- BOUVY, P. (1967).— 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 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, n° 4.
- COLOM, G. (1945).— Los Foraminíferos de "concha arenácea" de las margas Burdigalienses de las Baleares (Ibiza-Mallorca). *Estud. Geol.* n° 2, pp. 5-33.
- COLOM, G. (1946).— Los sedimentos burdigalienses de las Baleares. *Estud. Geol.*, n° 3, pp. 21-112.
- COLOM, G. (1946).— Los foraminíferos de las margas Vindobonienses de Mallorca. *Estud. Geol.* n° 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 láms.
- COLOM, G. (1961).— La paléogéographie des lacs en Ludien-Stampien inférieur de l'île de Majorque. *Rev. de Micropal.* Vol. 4, nº °, 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 varves. *Bull. Soc. Geol. France*, 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 litofacies 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*. r. 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 baléare. *Livre à la Mémoire du Prof. P. Fallot Paris*, vol. 4, nº 1, pp. 125-136.
- COLOM, G.; FREYTET, P. y RANGUEARD, Y. (1973).— Sur des sédiments lacustre et fluviaux stampiens de la Sierra Nord de Majorque (Baleares). *Ann. Sc. Univ. de Besançon (Geol)*, 3ª 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.
- COLOM, G. y SACARES, J. (1976).— Estudios sobre la Geología de la Región de Randa-Lluchmayor-Porreras. *Rev. Balear.* nº 44/45: 21-71.
- COLOM, G. y SACARES, J. (1976).— Estudio geológico de la región de Randa-Lluchmayor (SE de Mallorca). *Rev. Balear.* 11:22-71.
- COLOM, G., SACARES, J. y CUERDA, J. (1968).— Las formaciones marinas y dunares Pliocénicas de la Región de Lluchmayor (Mallorca). *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*. 14: 46-60.
- 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 (Baleares, Espagne). *Ann. Sc. Univ. de Besançon, Geo.* fasc. 26, 3ª serie.
- DARDER, B. (1913).— Los fenómenos de corrimiento en Felanatix (Mallorca). *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Madrid*. Ser. Geol. nº 6.
- DARDER, B. (1914).— "El Triásico de Mallorca". *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.* nº 7, pp. 88, varias fgs. 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, B. (1921).— Nota preliminar sobre la tectónica de la región de Artá (Mallorca). *Id.* vol. 21, pp. 204-223.
- DARDER, B. (1924, a).— Sur la tectonique desenvirons de Siranen et du Puig de San Onofre (Majorque). *C.R. Acad. Scienc. Paris*, vol. 177.
- DARDER, B. (1924, b).— Sur l'age des phenomenes de charriage de l'île de Majorque, *C.R. Acad. Cienc. Paris*. Vol. 83.
- DARDER, B. (1925).— La tectonique de la region orientale de l'île de Majorque. *Bull. Soc. Geol. France*, t. 25, pp. 245-278.
- DARDER, B. (1928).— Nota preliminar sobre la tectónica de la región de Artá (Mallorca). *Bol. Real. Soc. Espa. Hist. Nat.* 21: 204-203.
- DARDER, B. (1929).— Le relief et la tectonique de Majorque *Geol. Medite. Occid.* Barcelona.
- DARDER, B. (1933, a).— Duas notes sobre la geologie de la Serra de Llevant de Mallorca. *Butll. Inst. Catalana. Hist. Nat.* Barcelona. vol. 33, nº 12, pp. 154-158.
- DARDER, B. (1933, b).— L'existencia del Burdigaliá a la Serra de Farrutz (Artá). *Id.* vol. 33, nº 13. Barcelona.
- EGUIZABAL, F.J. (1983).— Unidades estrato-sedimentarias del Macizo de Ronda. *Com. X Congreso Nacional de Sedimentología*. A. Obrador. Edit. p 4, 25-29. Mahón, 1983.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1960, a).— Sobre la existencia de una fase de contracciones tangenciales en Mallorca durante el Burdigaliense. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 61:395-407.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1960, b).— Sur l'existence de diverses phases de plissements Alpins dans l'île de Majorque (Balears). *Bull. Soc. Geol. France. Ser.* 7,2: 267-272.
- 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. (1962).— Mapa geológico de España. Hoja nº 673 (Artá). *Inst. Geol. y Min. de España*.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1962).— Mapa Geológico de España. Hoja nº 700 (Manacor). *Inst. Geol. y Min. de España*.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1962).— Mapa Geológico de España. Hoja nº 725 (Felanitx). *Inst. Geol. y Min. de España*.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1962).— Estudio geológico de la zona de Ronda. *Not. y Com. I.G.M.E.* 65: 23-48.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1963).— Mapa Geológico de España. Hoja nº 698 (Palma). *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*.
- ESTEBAN, M.; BARON, A., CALVET, F. y POMER, L. (1977).— The Messinian Reefs of Mallorca. (In "The Messinian Reefs of Spain", por M. Esteban).
- ESTEBAN, M.; CALVET, F.; DABRIO, C., BARON, A.; GINER, J.; POMAR, L.; SALAS, R. y PERMANYER, A. (1977, a).— Messinian (Uppermost Miocene) reefs in Spain Morphology, composition and depositional environment. *Com. Third Int. Coral Reef Symp.* Miami, Florida May. 23-27.
- ESTEBAN, M.; CALVET, F.; DABRIO, C.; BARON, A.; GINER, J.; POMAR, L.; SALAS, R. y PERMANYER, A. (1977, b).— Aberrant features of the Messinian coral reefs. Spain. *Com. eminario nº 3 sobre el Messiniense*, 26-27, Sep. 1977. Málaga. IGCP Project nº 96.
- ESTEBAN, M.; CALVET, F.; DABRIO, C.; BARON, A.; GINER, J.; POMAR, L.; SALAS, R. y PERMANYER, A. (1978, c).— Aberrant features of the Messinian coral reefs. Spain. *cta Geol. Hisp.* 13: 20-22.
- FALLOT, P., Ed. (1914).— Sur la tectonique de la Sierra de Majorque. *C.R. Sc. Paris*, t. 168, pp. 645-649.
- FALLOT, P. (1914).— Sur la stratigraphie de la Sierra Majorque. *C.R. Ac. Sc. Paris*, vol. 158, 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.
- FORNOS, J.V. (1983).— Estudi sedimentologic del Miocé terminal de la illa de Mallorca. *Tesis Lic. Univ. Barcelona*, 228 pp.
- FORNOS, J.J.; POMAR, L. y RODRIGUEZ, A. (1983).— Depósitos marinos litorales y de abanico aluvial del Mioceno de la Isla de Cabrera (Baleares). *Com. X Congreso Nacional de Sedimentología*. A. Obrador Edit. p. 732-35. Mahón, 1983.
- FOURCADE, E.; AZEMA, J.; CHAURLER, G.; CHAUVE, P.; FOUCAULT, A. y RANGGHEARD, Y. (1977).— Liaisons paleogeographique su 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 Publ./Min. Ind./Min. Agric.* Comité de Coordinación. 2 tomos.
- HAIME, J. (1955).— Notice sur la geologie de l'île de Majorque. *Bull. Soc. Geol. France. Ser. 2*, vol. 12, pp. 734-752.
- HERMITE, H. (1979).— Etudes geologiques sur les îles Baleares, 1^{ère} 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.
- HOLLISTER, J.S. (1934).— La posición de las Baleares en las orogenias Varisca y Alpina. *C.S.I.C. Inst. José Acosta. Publ. Alem. Geol. Esp.* Madrid. 1942, pp. 71-102.
- 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. (1935).— Observations geologiques sur les deux îles Baleares. *Mem. R. Acad. Sc. Torino*, V. 38, nº 51.
- MARZO, M.; POMAR, L.; RAMOS, E. y RODRIGUEZ, A. (1983).— Itinerario A. en: El Terciario de las Baleares. Guía de las Excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología. Menorca, 26-30 de Septiembre, 1983.
- 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*, 161 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 Baléares. *C.R. Ac. So. 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. París.
- 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.
- PASCUAL, J.M. (1982).— Estudi micropaleontologic del Miocé margós del Massís de Randa (Mallorca). *Tesis Lic.* Univ. Palma de Mallorca. 197 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.
- POMAR, L.; ARON, A. y MARZO, H. (1983).— El Terciario de Mallorca en: El Terciario de las Baleares. Guía de las Excursiones de *X Congreso Nacional de Sedimentología*. Menorca, 26-30 de Septiembre. 1983.
- POMAR, L.; RIBA, O.; RODRIGUEZ, A. y SANTANACH, P. (1980).— Estructuras de escape de agua sintectónicas en el Mioceno inferior de Mallorca. *Comunicación IX Congr. Nac. Sedimentología*. Salamanca.
- POMAR, L.; RIBA, O.; RODRIGUEZ, A. y SANTANACH, P. (1983).— Estructuras de deformación en el Mioceno inferior de Es Port d'es Canonge y del Macizo de Randa (Mallorca). en: El Terciario de las Baleares. Guía de las Excursiones del *X Congreso Nacional de Sedimentología*. Menorca, 26-30 de Septiembre, 1983.

- RIBA, O. (1981).— Aspecto de la Geología marina de la Conca Mediterránea Balear durant el Neògen. *Me. Real Acad. Cienc. Artes Barcelona*. nº 805, vol. 45, nº 1.
- RIBA, O. (1983).— Las islas Baleares en el Marco Geológico de la Cuenca Mediterránea Occidental de las Baleares. Guía de las Excursiones del *X Congreso Nacional de Sedimentología*. Menorca. 26-30 de Septiembre 1983.
- RODRIGUEZ-PEREA, A. (1981).— Estudio sedimentológico del Mioceno basal Transgresivo de la Sierra Norte de Mallorca. *Tesis Lic. Univ. Barcelona*.
- SIMO, A. (1982).— El Mioceno terminal de Ibiza y Formentera. *Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona*. Inédita.
- VIDAL, L.M. (1985).— Note sur l'Oligocène de Majorque. *Bull. Soc. Géol. France*, ser. 4, vol. 5, pp. 651-644.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA