



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

Primera edición



MANACOR

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.O. 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

MANACOR

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1991

Depósito Legal: M-29.021-1992

I.S.B.N.: 84-7840-139-3

NIPO: 241-92-011-7

Imprime: Gráficas Topacio, S.A.

c/ Príncipe de Vergara, 210 - 28002 MADRID

HAN INTERVENIDO:

Cartografía:	M. Alvaro López, P. del Olmo Zamora, F. Sabat (Unidades de Puig Galiana, So Amoixa y Puig Banus).
Estratigrafía:	J. Ramírez del Pozo, P. del Olmo Zamora y M. Alvaro López.
Tectónica:	M. Alvaro López.
Sedimentología:	A. Simó Marfá y P. del Olmo Zamora.
Geomorfología:	P. del Olmo Zamora.
Prospección de Micromamíferos:	R. Adrover (Univ. Lyon)
Micropaleontología:	J. Ramírez del Pozo y M.A. Uralde.
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 de Baleares).
Memoria:	M. Alvaro López, P. del Olmo Zamora, J. Ramírez del Pozo y M.J. Aguilar Tomás.
Dirección del Proyecto y supervisión:	A. Barnolas.

INTRODUCCION

En la hoja de Manacor está situada en el sector oriental de la Isla de Mallorca. De las tres zonas que conforman geológicamente y morfológicamente la Isla: La Sierra Norte (Sierra de la Tramuntana), Los llanos centrales (el Pla) y la Sierra de Levante (Serras de Llevant), la hoja de Manacor está situada fundamentalmente en ésta última.

La Sierra de Levante ocupa el sector central de la hoja, a la que atraviesa en dirección NO-SE, separando un sector oriental, en el que las estribaciones de la Sierra dan paso a la región de los llanos centrales, y otro oriental, la franja costera de la Marina de Levante.

El sector de la Sierra de Levante presente en la hoja de Manacor no presenta un relieve tan energético como su extremidad septentrional, la denominada Sierra de Artá. Su tercio septentrional, hasta el meridiano de San Lorenzo, es de mayor amplitud, alcanzando el mar por el Este, y su relieve es el más importante. Consiste en un conjunto de serratas de 300 a 400 metros de altura sobre el nivel del mar separadas por depresiones de 100 a 200 metros de altitud. Las más notables son la sierra de Callicant (472 m), Puig d'en Cotó (360 m), Esquerda (382 m), Puig d'es Corp (354 m) y Jordi (315 m). El sector central de la Sierra pierde su carácter orográfico y corresponde a una zona de relieve suave situada a unos 100 metros sobre el nivel del mar, en la que únicamente destacan los vértices Galiana (220 m), Atalayas (183 m) y Moncadas (146 m). Finalmente el sector meridional recobra un carácter orográfico más energético a partir de la alineación NO-SE de las Sierras de Llodrá (300 m) y Amoixa (333 m). La zona noroccidental de la hoja, que se abre el Llano Central, se caracteriza por un relieve tabular con una altitud media de 150 metros, en el que se ha encajado la red fluvial.

La Marina de Levante corresponde a la franja costera oriental, en la que el relieve desciende suavemente desde la Sierra hasta el Mar Mediterráneo. Por el Norte termina bruscamente contra el macizo de Cap d'es Pinar.

La red fluvial de la parte NO corresponde a la cuenca hidrográfica de Alcudia, siendo el curso de agua más importante el Torrent de S'Avall. La Sierra es la divisoria de aguas que separa la cuenca del litoral, caracterizada por numerosos torrentes (Canyamel, de sa Font d'es Molins, de Can Amer, Hebrona y Barranc de Sa Marina) que nacen en la Sierra y descienden rápidamente hacia el mar. La pluviosidad media anual, unos 600 litros por metro cuadrado, el régimen de lluvias, escasas y de carácter tormentoso en verano y primavera y algo más frecuentes en invierno y otoño, junto con la brevedad del desarrollo fluvial y la relativa abundancia de materiales permeables, condicionan que el funcionamiento de los cursos de agua sea esporádico y con frecuencia de carácter torrencial.

El clima de la región es lógicamente de carácter mediterráneo, con influencia marítima, presentando inviernos benignos y veranos secos. La vegetación de las zonas montañosas está constituida por bosque de pinos y encinas, y monte bajo. Las zonas de poco relieve están ocupados por monte bajo y cultivos.

El territorio de la hoja abarca la casi totalidad de los Municipios de Manacor, San Lorenzo de Descardazar y Son Servera, y una pequeña parte de los de Petra, Capdepera, Felanitx y Artá.

Los principales núcleos de población son tres citados en primer lugar. Manacor es la segunda población de Mallorca. Porto Cristo es su puerto natural, situado a 12 kilómetros. Cala Millor y S'Illot son otras poblaciones costeras, existiendo además varias urbanizaciones que absorben una población turística flotante.

Existe una red de carreteras y caminos vecinales bastante densa, siendo la carretera comarcal 715, que pasa por Manacor y San Lorenzo, la principal arteria que une este sector de la Isla con Palma.

La principal actividad económica de la región, al menos en cuanto al porcentaje de población que ocupa, es la agricultura, con cultivos de secano y zonas en regadío mediante la explotación de aguas subterráneas, y la ganadería, fundamentalmente de ganado lanar. La única actividad industrial se localiza en Manacor con fábricas de muebles y perlas. Un sector que ha sufrido un incremento enorme en los últimos años ha sido el turístico, localizado en la zona costera, y que es responsable de un cierto abandono del campo y del deterioro paisajístico del litoral. Las cuevas de Artá, Hams y el Drach, éstas últimas descubiertas por el espeleólogo francés Martel, son sin duda puntos de atracción importante para los miles de turistas que anualmente visitan Mallorca. La configuración geológica general de Mallorca responde a tres unidades bien definidas identificadas con las unidades fisiográficas anteriormente enumeradas. La Sierra Norte se individualiza como un conjunto de estructuras noreste-suroeste que afectan a materiales que van desde el Triásico hasta el Mioceno medio. La Sierra de Levante tiene una constitución semejante, aunque el Cretácico superior está ausente, y manifiesta menor linearidad y continuidad en sus estructuras. La zona central de la Isla está ocupada principalmente por depósitos terciarios postorogénicos y cuaternarios, entre los que afloran algunos ísleos de terrenos mesozoicos y terciarios afectados por las estructuras alpinas.

La posición de las Islas Baleares en el Mediterráneo, como continuación de las zonas externas de las Cordilleras Béticas, ha motivado que tradicionalmente sean consideradas como su prolongación estructural y paleogeográfica, especialmente de las zonas prebética interna y subbética. Sin embargo su relación con los ámbitos celtibérico y catalánide de los que constituye su extensión natural hacia el Mediterráneo es patente, 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, BOUBY, HAIME, HERMITE, NOLAN y COLLET, visitan la Isla y ofrecen los primeros datos e hipótesis sobre su constitución geológica.
- FALLOT marca el comienzo de la segunda época en la realización de su tesis doctoral sobre la Sierra Norte. Dicho autor junto a DARDER PERICAS impulsan decididamente el

conocimiento de la geología mallorquina durante el primer tercio del siglo. La ingente labor realizada por PAUL FALLOT, la abundancia y calidad de sus observaciones, y la claridad y certeza de sus hipótesis y conclusiones son bien patentes hoy, a pesar del tiempo transcurrido, para los geólogos que abordan el estudio de la Sierra Norte.

- Una tercera época es la que caracteriza GUILLEM COLOM, que a impulso de la etapa anterior desarrolla lo esencial de su obra durante un período de casi treinta años. Aunque su obra se centra en temas paleontológicos y estratigráficos, interviene en la realización de la primera cartografía geológica a escala 1:50.000 de toda la Isla. ESCANDELL y OLIVEROS están asociados a este período, que culmina con los trabajos de investigación de lignitos por ENADIMSA, y de aguas subterráneas realizadas por el IGME y el SGOP en la pasada década. En esta actividad hay que mencionar a C. FELGUEROZO, A. BATLLE 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, MATAILLEX 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 G. Sand - La Calobra.
- III Unidad de Teix Tomir.
- IV Unidad de Alfavia - 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 (39-25).

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 ESCANELL 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 evidencia 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.

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

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

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

1. ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Manacor afloran materiales que pertenecen al Triásico (facies Keuper), Jurásico (Lias, Dogger y Malm), Cretácico inferior, Eoceno, Oligoceno, Mioceno y Cuaternario. Todos estos materiales, a excepción de los del Mioceno superior y Cuaternario, están afectados por varias fases de fracturación y plegamiento. Los materiales postorogénicos están afectados por varias etapas de fracturación distensiva. El resultado de ello es una estructura compleja sobreimpuesta a unos materiales que además presentan variaciones en su composición y espesor, como resultado de corresponder a dominios paleogeográficos diversos.

Las primeras observaciones precisas sobre la constitución estratigráfica de la Sierra de Levante se deben a DARDER (1915 a 1933). FALLOT (1922) comenta en su tesis los resultados de DARDER y los enriquece con algunas observaciones propias. ESCANDELL y COLOM (1962) y COLOM (1975) se ajustan esencialmente a los resultados de estos autores, y ofrecen nuevos datos especialmente de carácter paleontológico.

BOURROUILH (1973) estudia detalladamente el sector septentrional de la Sierra, realizando numerosas secciones estratigráficas y realizando las primeras interpretaciones sedimentológicas.

1.1. TRIASICO

En la Sierra de Levante la presencia de Triásico fue reconocida por DARDER (1921, 1925, 1932), FALLOT (1922), y ESCANDELL y COLOM (1962). Diferencian entre la facies de margas abigarradas con yesos y ofitas, que afloran principalmente en la región de Artá, y las dolomías suprayacente, que atribuyen en su totalidad al Triásico superior. En el área de la Hoja de Manacor es BOURROUILH (1973) el primer autor cita la presencia de pequeños retazos de la facies Keuper localizados en accidentes tectónicos.

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

Son los materiales más antiguos que afloran en el territorio de la hoja. La Facies Keuper es el nivel de despegue regional, apareciendo a favor de zonas de falla y superficies de cabalgamiento en cuatro pequeños afloramientos del sector norte de la Sierra: Son Llunes, S'Auma, es Coll Baix y Cán Blanch. Las escasas dimensiones de sus afloramientos, el grado de tectonización y los recubrimientos superficiales dificultan su caracterización. Consisten en lutitas y areniscas versicolores, con predominio de los tonos rojos, y niveles de yesos negros y blancos. También pueden presentar niveles delgados de carniolas.

BOURROUILH (1973) resalta la importancia de los niveles de yeso y anhidrita en los afloramientos de la hoja de Artá (40-26), 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 de este tramo, que se atribuye al Triásico superior en base a su posición, características litoestratigráficas y consideraciones regionales.

1.2. TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO

El Jurásico de la sierra de Levante ha sido estudiado por los autores citados anteriormente, aunque ya NOLAN en 1895 recogió ammonites del Dogger al Sur de Manacor, que posteriormente serían estudiados por FALLOT. DARDER es el primer autor que con su mapa geológico de la Sierra de Levante ofrece una visión de la 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 las Sierras de Artá, del que se desprenden ideas sedimentológicas y paleogeográficas generales para todo el sector. ALVARO et al (1983) describen los depósitos de talud carbonático del Dogger de la Sierra de Artá.

En la hoja de Manacor, excepto el afloramiento del Torrent de S'Avall, el Jurásico aflora en el sector ocupado por la Sierra de Levante, de la que constituye su osamenta, originando siempre las zonas de mayor relieve.

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

Esta unidad cartográfica constituye la mayor parte de los afloramientos jurásicos en el borde del Norte de la hoja (zona de Can Xidati), macizo del cabo d'es Pinar, macizo de Puig d'es Corp, Zona Norte y Oeste de Son Servera, Oeste de Son Carrió y zona de Montada al W de Porto Cristo.

La morfología y condiciones de afloramientos son variables en función del grado de tectonización que presentan. Cuando éste es elevado, lo que ocurre frecuentemente, origina zonas deprimidas o de escaso relieve y aparece recubierto por depósitos superficiales. En el caso contrario pueden dar lugar a zonas de relieve enérgico, como los macizos del Cabo d'es Pinar y el Puig d'es Corp. En los afloramientos exhiben un elevado grado de fracturación, apareciendo frecuentemente como brechas tectónicas que suelen ser explotadas en numerosas canteras como áridos para la construcción, ya que no precisan de voladuras.

Los límites de la unidad son imprecisos. En la base puede aparecer localmente la Facies Keuper (S'Auma y Son Llunes, en el borde septentrional de la hoja), aunque generalmente es un contacto mecánico o no aflora. Comprende dos unidades litoestratigráficas (2B y 2A) que han podido ser separadas en las estructuras de Son Amoixa y Puig Galiana, en la unidad sur de la hoja. El espesor total es del orden de 200 a 400 metros.

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 amigdalas orbiculares de cristales de tamaño medio, microdolomías vacuolares con posibles fantasma de porosidad móldica de sales, y microdolomías brechoïdes. Las únicas estructuras sedimentarias observables, aparte de los posibles fantasma de porosidad móldica de sales y el carácter brechoide primario, es la 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.

La edad de esta unidad cartográfica es Triásico superior - Jurásico inferior (Rethiense a Hetangiense). Su datación se basa en su posición estratigráfica y en consideraciones regionales.

1.2.2. Dolomías tableadas (2B). Triásico superior (Rethiense)

En el sector meridional de esta Hoja, unidades de Son Amoixa y del Puig Banús, así como en el extremo septentrional de la unidad de Puig Galiana, ha sido posible separar cartográficamente a esta unidad litoestratigráfica de la unidad de brechas dolomíticas y carniolas que le sigue.

En ningún punto de este sector es visible la base de la unidad que se dispone sobre las facies arcillosas rojas, yesos y rocas volcánicas del Keuper. Litológicamente está formada por dolomías finas, y microdolomías laminadas de colores claros, presentando frecuentes secuencias somerizantes de espesor muy reducido, que culminan frecuentemente, con facies laminadas de origen algal.

Esta unidad está afectada por una microfracturación muy importante que la hace fácilmente explotable para áridos de construcción. Al mismo tiempo, esta microfracturación aumenta la ya de por sí importante porosidad de la roca lo que la convierte en una de las formaciones más importantes de la Isla desde el punto de vista hidrogeológico.

1.3. JURASICO

1.3.1 Brechas dolomíticas (2A). Jurásico inferior (Hettangiense)

Corresponde a una unidad litoestratigráfica que ha sido separada cartográficamente en la unidad estructural de Son Amoixa, en el sector meridional de la hoja. En el resto de la hoja, conjuntamente con la unidad infrayacente de dolomías tableadas (2B) ha sido incluida en una unidad compresiva (2).

Las facies de esta unidad litoestratigráfica son muy características. Constituyen rocas de aspecto masivo, reuniforme, de color oscuro que en el detalle se presentan como brechas dolomíticas

de grano grueso y clastos de color y tamaño de grano variables. Estos son angulosos y heterométricos y la roca presenta abundantes cavidades por disolución que le confieren una gran porosidad y la convierten, junto con la unidad infrayacente cuando está muy desarrollada, en un excelente acuífero regional.

1.3.2. Calizas, calizas oolíticas y dolomías tableadas (3) - Lías

Esta unidad cartográfica se dispone concordantemente sobre la anterior. Los principales afloramientos están situados en la zona de las Cuevas de Artá, al Norte de Son Servera y en la vertiente septentrional de la Sierra de Llodrá-Amoixa. Generalmente no es fácilmente diferenciable sobre el terreno de la serie dolomítica infrayacente, excepto cuando ésta aparece muy tectonizada, dando entonces zonas de mayor relieve por erosión diferencial. En la alineación de Llodrá-Amoixa la disposición monocinal origina un conjunto de cuestas con chevrons.

En el sector norte de la hoja BOURROLJILH (1973) describe calizas con intraclastos y gasterópodos, que atribuye al Lías medio por contener *Lituosepta gr recoarensis* CATI, y piensa que están ausente los niveles con cuarzo característicos de estos niveles en las Sierras de Artá y Sierra Norte. ESCANELL y COLOM (1962) atribuyen al Dogger los afloramientos de esta unidad situadas al Sur de Manacor, pensando que existe una laguna estratigráfica que afectaría al Lías inferior y medio.

La caracterización de la unidad se ha realizado fundamentalmente en la sección de Llodrá (x: 1.192.800 y: 571.000), donde se ha medido un espesor de 103 metros en serie invertida. Se trata de un conjunto de calizas bioclásticas, calizas oolíticas y micritas de colores grises y beiges dispuestas en capas de 40 centímetros a un metro. En la base 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 galuconita y cuarzo que terminan con una superficie ferruginizada (*hard ground*).

Petrográficamente son intrabiomicritas e intrabioesparitas oolíticas (15 a 35% de gravels, 10 a 40% de bioclastos, 10 a 20% de oolitos) con gravels micríticos, bioclastos de fragmentos de moluscos, crinoideos, miliolidos y ostrácodos, cuarzo autigénico ocasional, y matriz micrítica (10-60%) a veces peletoide, y cemento esparítico (0 a 30%), oobiopelmicritas (10% de oolitos, 20% de bioclastos y 30% de pellets), biomicritas (20 a 40% de biclastos) y micritas con microlaminación de origen algal (estromatolítica) y vacuolas de calcita, a veces con porosidad fenestral.

Hacia la base predominan las dolomicritas, a veces brechoides y recristalizadas, con fantasma de fósiles y gravels. En el techo del tramo las rocas son intrabiomicritas arenosas con oolitos y pellets (30% de gravles, 10% de oolitos, 15-20% de bioclastos, 20% de pellets, 5 ó 10% de cuarzo detriticos), 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 granodecrescentes que varían ligeramente de la parte inferior a la superior. Las secuencias inferiores comienzan con un nivel de *packstones* de bioclastos y gravels, 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 *packstones*, 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 hacia el techo de la unidad, 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-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, *Orbitopsella praecursor* GUMB, *Cayenxia liásica* LEMAITRE, *Mayncina termieri* HOTT, *Thaumatoporella parvoresiculifera* RAIN, *Hanrania amiji* HENSON, *H. deserta* HENSON, *Stosmiosphaera minutissima* COLOM, así como *Ammobaculites* sp., *Fraudicularia* sp., *Glomospira* sp., *Aeolisaccus* sp., *Ophtalmidium* sp., Textuláridos, atasophraguidos, ostrácodos y restos de moluscos, crinoides y equinídos.

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-ground existente en el techo se ha encontrado en otros puntos de Mallorca un nivel de condensación con fauna de edad Toarcense medio, por lo que no puede excluirse esta edad para el techo del tramo, aunque no se ha encontrado fauna en el marco de la hoja de Manacor que confirme esta posibilidad.

1.3.3. Margas y calizas arcillosas con silex (4) Dogger

Este tramo se dispone concordantemente sobre el anterior. Aflora principalmente al Norte de Son Servera, en el área situada entre las Sierras de Callicant y de Ses Esquerdes, donde no se ha diferenciado cartográficamente pues debido a la complicación tectónica suele estar fuertemente laminado, y en la alineación de Llodrà-Amoixa.

Sustituye un tramo blando que da lugar a laderas suaves cubiertas por depósitos superficiales. Al estar situado entre dos potentes conjuntos calcáreos suele presentarse muy tectonizado, con laminaciones y repliegues, e incluso estar ausente. ESCANDELL y COLOM (1962) atribuyen a este tramo una edad Lías superior - Dogger, sin que a su juicio se puedan separarla, y citan *Perisphinctes*, *Cancellophycus*, radiolarios y *Halobias*.

NOLAN recogió en Llodrá una fauna de ammonites que posteriormente serían clasificadas por FALLOT (1922), quien capta la posición invertida de la serie estratigráfica en este lugar. BOURROUILH (1973) estudia en el sector Norte de la Sierra de Levante el tramo de calizas con "filamentos", bioturbación y *Cancellophytus*, recogiendo una fauna de ammonites del Bajociano en la zona del Puig Cutri. (Hoja de Artá).

El espesor del tramo es muy variable, como ya se ha señalado, principalmente por causas tectónicas. En el sector donde se ha caracterizado, sección de Llodrá (x: 1.92.800 y: 571.000) se han medido 110 metros, sin alcanzar su techo, consiste en una ritmita calcárea constituida por calizas wackestones, arcillas grises con "filamentos" y pirita, y margas grises lajosas, dispuestas en capas de 30-50 cm en la base y 30 a 15 cm 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 recristalizados.

No se han observado otras estructuras sedimentarias de laminación paralela y bioturbación. En la hoja de Artá (40-26), en la sección de Cutri (x: 1.206.000 y: 591.625) esta unidad presenta 42 metros de espesor, presentando en la base un nivel de calizas nodulosas rojas y verdes con ammonites fragmentos (facies "Ammonítico - Rosso") de edad Aaleniana 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 (hoja de Artá) permiten definir la zona de *Strenoceras subfurcatum*: *Apsorroceras baculatum* QUENST, *Parkinsonia subarietis* WETZ, *Leptoshnctes* sp. y *Strenoceras* sp.

El levigado de margas ha proporcionado la siguiente microfauna: *Lenticulina munsteri* ROEM, *L. andax* LOEBL/TAPR, *L. quendstedti* GUMB, *L. acutiangulata* TERQ, *Ramulina* cf. *spandeli* PAALZ, *Amodiscus tenuissimus* GUMB, *Cytherella toarcensis* BIZON, *Falsopalmula deslongchampsi* TERQ, *Procytheridea sermoinsensis* APOST, *Dentalina* sp. y ammonites piritizados.

La edad de esta unidad cartográfica es Dogger, comprendiendo el Aaleniano y el Bajociano, al menos.

1.3.4. Calizas oolíticas (5A). Bathoniense

Esta unidad cartográfica corresponde a una unidad litoestrigráfica muy característica de la sierra de Levante. Ha sido identificada como tal y representada en la cartografía en las unidades meridionales de la hoja: Puig Galiana, Sierra de Son Amoixa y Puig Banús.

Litológicamente está formada por bancos de 0,5 a 10 m de espesor de calizas oolíticas que presentan base erosiva y una ordenación interna con grano selección decreciente. Estos bancos alternan con tramos de calizas micríticas tableadas, calizas bioclásticas de grano fino y margas. El espesor de esta unidad cartográfica varía ligeramente, siempre en valores comprendidos entre los 100 y 150 m. Ha sido estudiada en el Puig Cutri (hoja de Artá) por ALVARO, et al. (1983) e interpretada como facies resedimentadas en el talud.

1.3.5. Calizas micríticas y bioclásticas muy silicificadas (5B). Bathoniense - Oxfordiense

Sobre las facies oolíticas del Bathoniense y en tránsito brusco se disponen facies micríticas rojas muy silicificadas y con abundantes radiolarios. Este tramo es muy poco potente (15 a 20 m) y representa a facies pelágicas condensadas cuya edad, por posición estratigráfica y significado sedimentológico, atribuimos al Oxfordiense.

Cartográficamente, se han incluido en la misma unidad, a las facies de la parte superior de la formación oolítica infrayacente. Estas facies corresponden a facies de talud distal, formadas por calizas bioclásticas de grano fino y micritas en capas centimétricas, muy silicificadas y con escasas intercalaciones de capas oolíticas de espesor muy reducido (inferior a 0,5 m). En el tránsito entre ambas formaciones no hemos reconocido la existencia de ningún hard-ground en ninguno de los cortes estudiados. Es probable que pueda estar representado marcando la discontinuidad regional que separa Dogger y Malm. Esta unidad cartográfica ha sido individualizada exclusivamente en la unidad estructural de Son Amoixa.

Las facies del techo de la unidad oolítica son objeto de explotación como losas para la construcción en numerosos puntos de la sierra de Levante.

1.3.6. Calizas bioclásticas y calizas micríticas (5C). Kimmeridgiense - Tithonico - Berriasiente

Sobre las facies de calizas micríticas y arcillosas rojas silicificadas del Oxfordiense se encuentra un tramo de calizas bioclásticas en capas de espesor decimétrico cuyo contenido se restringe casi exclusivamente a fragmentos de crinoideos (encrinitas). Este tramo está formado por capas con estructura turbidítica ordenadas en secuencias estratocrecientes. Contienen *Belemnites* orientados y presentan abundantes silicificación, muy característica, que afecta, preferentemente a la matriz. Sobre las mismas facies y en tránsito brusco, encontramos calizas micríticas, que presentan abundantes slumps, y conglomerados con cantos de micritas y de grainstones bioclásticos así como fragmentos de macrofósiles (entre ellos corales) silicificados. Estas facies

contienen una microfauna (*Globochaete* y *Calpionellidos*) que permiten identificar al Kimmeridgiense, Tithonico y Berriasiense. Ambas unidades litoestratigráficas han sido agrupadas en esta unidad cartográfica en la unidad estructural de Son Amoixa. Al sur de Son Macià incluye también a los materiales descritos en la unidad cartográfica infrayacente (5B), lo mismo que en el sector norte de la estructura de Puig Galiana. En el sector sur de esta estructura incluye también a las calizas oolíticas de la unidad cartográfica (5A).

1.3.7. Calizas oolíticas y calizas tableadas con sílex (5) - Dogger - Malm

Esta unidad cartográfica incluye desde el Jurásico margoso del tránsito Lias-Dogger a las calizas micríticas y bioclásticas del techo del Jurásico (Unidades 4, 5A, 5B y 5C) identificadas en la mitad sur de la hoja. Su uso se restringe a la mitad norte de la hoja donde estas unidades no han podido ser separadas. Aflora principalmente entre las Sierras de Callicant y Puig de ses Esquerdes, en las inmediaciones de Son Servera y Son Carrió, en el Cap Vermell. Al ser una serie fundamentalmente calcárea generalmente da lugar a las zonas de relieve que coinciden con las sierras principales de la hoja de Manacor. Aparece siempre implicada en estructuras tangenciales complejas, con pliegues y cabalgamientos vergente al NO y NE.

ESCANDELL y COLOM (1962) atribuyen al Jurásico superior las calizas con sílex y radiolarios y calizas oolíticas que aparecen en el ámbito de la hoja. Consideran al Tithónico representado por falsas brechas con radiolarios y calpionellas. BOURROUILH (1973) establece para el sector norte de la Sierra de Levante la presencia del Jurásico medio y superior constituido por calizas con filamentos, radiolarios y protoglobigerinas con intercalaciones detriticas (oolitos, bioclastos, cantos, etc.) de espesor y distribución variable, que presentan localmente evidencias de deformaciones sinsedimentarias. COLOM (1975) considera estas intercalaciones como propias de facies litorales.

El carácter más sobresaliente de los depósitos que comprenden esta unidad cartográfica es que, en el conjunto de la Sierra de Levante, dentro de una homogeneidad general de bio y litofacies presenta gran diversidad local de distribución de dichas litofacies y de las potencias.

En el sector septentrional de la hoja este tramo se ha caracterizado en la sección de Na Penyal (x: 1.204.450 y: 579.750), al Sur de Son Servera, donde se han medido 110 metro de potencia. La sección presenta de base a techo:

30 a 45 metros de calizas oolíticas brechoides blancas con sílex y calizas bioclásticas y oolíticas con gravels en capas de 30 a 60 cm. Son intrabioesparitas con oolitos y laminación paralela, que contienen un 20% de graveles, 40% de bioclastos, 5% de oolitos, 10% de matriz micrítica y 25% de cementos esparítico sintaxial, así como óxidos de hierro. Presentan trocholinas, lenticulares, filamentos y restos de crinoides.

50 a 60 metros de calizas de filamentos grises y beiges, con sílex, estratificados en capas de 5 a 30 cm en la base y 20 a 50 cm a techo, donde adquieren carácter noduloso. Son biomicritas con un contenido del 10 al 20% de fósiles, que presentan orientación paralela, y matriz algo pelleteoide.

Presentan microfilamentos, protogliberinas, radiolarios, restos de crinoides y *Eothrix alpina*.

20 metros de calizas grises nodulosas y calizas tableadas en capas de 20 a 40 cm. Petrográficamente son intrabioesparitas (10% de intraclastos, 20% de bioclastos, 40% de pellets, con algo de matriz micrítica, 10%, y cemento esparítico sintaxial, el 20%). Contienen radiolarios, miliolidos, ostrácodos, restos de crinoides y *Eothrix alpina*.

El tramo inferior (Unidad 5A) se ha tipificado para toda la Sierra de Levante en la sección de Cutri II (x: 1.206.000, y: 591.625), en la vecina hoja de Artá (40-26), donde comienza por un potente banco de 20 metros de espesor de calcarenitas oolíticas grises de aspecto masivo, que al microscopio se aprecia que está compuesto por un 70% de oolitos, un 10% de micrita y un 20% de esporita. La base del banco es erosiva y lateralmente varía de espesor.

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

La serie continúa con otros dos 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 packestones bioclásticos bien clasificados con matriz arcillosa con ripples de corriente o laminación planar, *packestone* a *wackestone* bioclástico y *mudstone* masivo. Ocasionalmente a techo presenta arcillas, los componentes son bivalvos pelágicos y peletoideos.

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 m con intercalaciones de niveles centimétricos de calcarenitas oolíticas y con presencia de silexitas y nódulos de sílex. Se trata de biomicritas con un contenido en fósiles entre el 15 y el 25%.

El tramo superior es un conjunto de 100 a 150 m de espesor de calizas tableadas en capas delgadas de 5 a 30 cm amarillentas, beige y grises, con niveles delgados de 2-5 cm de sílex, margas, y ocasionalmente calizas nodulosas y limolitas rojas y verdes ("falsas brechas"). Las calizas son *mudstones* - *wackestones* con filamentos (biomicritas con un 20-40% de fósiles con matriz peleteido) con intercalaciones de *packestones* - *grainstones* (biopelesparitas con 20% de fósiles, 50% de pellets, 20% de esparita y 10% de micrita). Las calizas nodulosas rojas con biomicritas con un 30% de fósiles, fundamentalmente radiolarios silíceos y espícululas, y fuerte silicificación que puede afectar al 50% de la roca. El sílex se dispone preferencialmente en capas y lentes delgadas paralelas a la estratificación (Unidad 5B).

El techo del tramo son unos 25 m de calizas wackestones (biomicritas con un 25-40% de fósiles, radiolarios, calcionellas, etc.) que pueden contener intraclastos y niveles de silex y margas verdes, en los que se intercalan calizas packestones y grainstones con cantos que pueden llegar a constituir niveles de conglomerados. Al microscopio son intrabioesparitas con oolitos e intrabiomicritas (20 a 30% de intraclastos, 20 a 40% de fósiles, 0 a 10% de oolitos, 10 a 20% de esparita, y 20 a 30% de micrita). Los intraclastos contienen calcionellas, y la fracción bioclástica contiene fragmentos de briozos, milíolidos, ostreidos, lamelibranquios, crinoides y algas, mientras que los fósiles predominantes en la matriz son radiolarios y calcionellas (Unidad 5C).

En la interpretación sedimentológica de esta unidad cartográfica ha de partirse del hecho de que coexisten facies propias de aguas tranquilas con fauna pelágica y facies detríticas (BOURROUILH). En el tramo inferior de la unidad ALVARO et al (1983) han descrito dos tipos de facies:

A.) Mudstones - wackestones de filamentos y radiolarios y niveles arcillosos, con ammonites y bioturbación. Estratificación en bancos delgados de gran continuidad lateral e intervalos arcillosos. Se interpretan como Hemipelagitas, esto es de depósitos de decantación sin influencia de corrientes tractivas.

B.) Facies formadas por componentes de agua poco profunda o de talud con evidencias de transporte (facies resedimentada). Presentan tres litofacies:

1.— Cuerpos de grainstones oolíticos, que aparecen bien como canales con base erosiva, clasificación interna pobre, estratificación cruzada de gran escala y techo plano retrabajado, bien como una amalgamación de capas con gradación normal, base erosiva con marcas de corriente, a veces conglomerática, y techos planos retrabajados. Son cuerpos lenticulares tabulares con buena clasificación interna.

2.— Capas de 5-7 cm con gradación normal, ripples de corriente o laminación planar en los packestones de la base y mudstone masivo y ocasionalmente arcilloso a techo. Se interpretan como turbiditas T_{C-D} y T_{C-F} .

La asociación de facies descrita corresponde a depósitos de talud, entre una plataforma con alta producción de oolitos y una cuenca oxigenada con deposición de hemipelagitas.

En el tramo superior la disminución en importancia de las intercalaciones oolíticas indica un disminución de los episodios de resedimentación, que sin embargo se mantienen durante todo el período, para acentuarse nuevamente al final del Jurásico. Hay que destacar que tiene lugar un progresivo relevo en la naturaleza del material resedimentario (material oolítico - bioclástico) que indica el peso progresivo de una plataforma carbonatada próxima con predominio de shoals oolíticos a shoals bioclásticos y edificios arrecifales.

En el tramo inferior de la unidad se ha determinado la siguiente microfauna: *Trichololina cf. alpina* LEUP, *Trocholina cf. elongata* LEUP, *Labyrinthina mirabilis* WEYNNSCH, *Protopeneroplis*

striata WEYASCH., *Lenticulina* sp., *Triplasia* sp., *Textularia* sp., *Astacolus* sp., *Ammobaculites* sp., y microfilamentos, que permiten atribuirlo al Bathoniense.

En el tramo superior se ha encontrado la siguiente asociación: *Conicospirillina basiliensis* (MOHLER), *Polygonella incrassata* ELLIOT, *Eothrix alpina* LOMB., *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp., *Paolzovuella* sp., y microfilamentos, radiolarios y protoglobigerinas, que indica una edad Calloviana a Tithónico. BOURROUILH y GEYSANT (1968) datan el Kimmeridgense con *Simosiphinctes rachistrophus* GEMM cerca de las cuevas de Artá.

Los últimos niveles de la unidad cartográfica, además de la fauna de aguas poco profundas, resedimentada, contienen: *Crassicolaria alpina* LORENZ, *Carsicolaria intermedia* DURAND DELGA, *C. massutiniana* COLOM, *Clypeina jurásica* FAVRE, *Trocholina alpina* LEUP., *Everticyclammina virguliana* KOECHIL., *Eothrix alpina* LOMB, *Saccocoma*, radiolarios, datan el Tithónico.

La edad de esta unidad cartográfica es pues Dogger Malm (Bathoniano a Tithónico).

1.4. CRETACICO

En la Sierra de Levante de Mallorca únicamente está presente el Cretácico inferior. El Cretácico superior, existente en algunos puntos de la Sierra Norte, falta, posiblemente por erosión durante el Paleógeno. HERMITE (1879), DARDER (1913, 1915, 1925) y FALLOT (1928) dan cuenta de la existencia de materiales y faunas del Cretácico inferior en la Sierra de Levante. BOURROUILH (1970, 1973) describe don detalle estos terrenos en el sector septentrional de la Sierra, y evidencia que las facies consideradas como neríticas por DARDER son más profundas, caracterizando un talud submarino.

1.4.1. **Calizas, calizas arcillosas y margas (6). Cretácico inferior**

Esta unidad consiste en un conjunto de materiales calcimargosos que coronan el Jurásico Superior y frecuentemente suelen aparecer recubiertos anormalmente por el Lías. Dan lugar a laderas suaves y amplias zonas deprimidas con relieves de colinas de poca altura. Localmente originan un paisaje de barrancos encajados y cárcavas. Sus principales afloramientos están localizados al Norte de Son Servera, NE de Son Carrió y SO de la Sierra de Callicant, SE de Manacor y en la zona de Son Masiá, en el extremo SO de la Hoja.

Se apoya concordantemente sobre el Tithónico, y generalmente está cubierta por depósitos superficiales. Cuando aflora generalmente lo hace de manera reducida, apareciendo muy tectonizado, con repliegues, repeticiones y aspecto esquistoso. Su espesor es difícil de estimar, calculándose al menos en 200 a 300 m. Esta unidad, por las características señaladas, no se han podido caracterizar en el ámbito de la hoja mediante secciones estratigráficas.

En Son Carrió aparecen los tramos basales de la unidad constituidos por 30 ó 40 m de calizas wackestones amarillentas con intercalaciones de calcarenitas y conglomerados poligénicos.

Petrográficamente son biomicritas con 30 ó 35% de fósiles (radiolarios, espículas, crinoides y calpiorellas), indicios de cuarzo detrítico y laminación paralela, e intrabioesparitas (40% de gravels y 15% de fósiles) con zonas de matriz micrítica y hasta un 5% de limo de cuarzo.

Sobre estos niveles se dispone en el ámbito de toda la hoja una potente serie de calizas mudstone - wackestone blancas y margocalizas dispuestas en capas de 5 a 30 cm, que al microscopio son biomicritas con un 15 a 25% de fósiles (radiolarios, calpionellas, tintínidos), con microlaminación paralela y abundante microplancton en la matriz.

La microfauna que contienen, además de la citada, es: *Calpionellopsis simplex* COLOM, *C. oblonga* CADISCH, *Calpionella elliptica*, CADISCH, *Tintinnopsella carpathica* MORG-FIL Marsonella sp. *Lenticulina* sp., lo que indica una edad Berriasiense para los niveles basales, y *Calpinoenllopsis simplex* COLOM, *Calpionellites* sp., *Tintinnopsella longa* COLOM, que permiten atribuir los niveles superiores al menos al Valanginiense.

En la región estudiada al Norte de Artá, en la hoja 40-26, el Cretácico inferior presenta una potente serie en la que se han medido 550 metros, pero que posiblemente puede superar el millar (Sección de Cala Mesquida x: 1.208.150, y: 596.650) y que alcanza el Barremiense. Consiste en un conjunto con influencia detrítica procedente de un área de plataforma e importantes fenómenos de *slumping*. En esta hoja los niveles Berriasienses, donde se han identificado, también contienen cuarzo detrítico.

En síntesis, los niveles Berriasienses parecen presentar continuidad sedimentológica con el Tithónico, con depósitos de talud (calcarenitas, conglomerados), aunque se acentúa la influencia continental puesta de manifiesto por la aparición de cuarzo detrítico. Durante el Neocamiense, sin embargo, mientras en el Norte de la Sierra de Artá persisten las condiciones de talud, con inestabilidad acentuada (*slumps*), en el sector de la hoja de Manacor parece producirse una profundización del ámbito de sedimentación, que tiene lugar en condiciones de mar profundo y bien oxigenado.

1.5. TERCIARIO

El Terciario de la región fue estudiado por HERMITE (1819), que aportó los primeros datos generales sobre el Terciario de Mallorca. DARDER (1921- 1925) ofrece el primer análisis detallado de la serie estratigráfica del Terciario de la Sierra de Levante. ESCANDELL y COLOM (1962) realizan la cartografía de los afloramientos terciarios de la hoja, describiendo el Numulítico, el Burdigaliense marino, el Burdigaliense salobre-lacustre y el Helveciense. BOURROUILH (1973) pone de relieve, para el sector norte de la Sierra, la existencia de un Eoceno medio-superior depositado en un mar epicontinental, un Mioceno inferior depositado en un mar epicontinental, un Mioceno inferior depositado en un área marina que evoluciona de litoral a profunda, y materiales pertenecientes al Mioceno superior, postectónicos, depositados en una plataforma carbonatada ALVARO, et al. (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.

1.5.1. Conglomerados, areniscas y calizas (7). Eoceno.

Esta unidad cartográfica se apoya mediante discordancia angular y erosiva sobre los materiales del Cretácico inferior. Afloran exclusivamente al Sur de Manacor, en ambas vertientes de la Sierra de Llodrá-Amoixa.

Su espesor es reducido, no superando los 40 ó 50 m. En la base, cuando no aparece cubierta por depósitos superficiales, suele estar constituidos por conglomerados. En los conglomerados equivalentes de la hoja Artá (40-26) BOURROUILH ha puesto de manifiesto la presencia de cantos con orbitolinas del Albense-Cenomanense, cuya área fuente no se conoce en la Isla de Mallorca.

Sobre los conglomerados basales se dispone un tramo de calizas grainstones bioclásticas y microconglomerados de color gris-azulados en fresco y marrón-amarillento cuando se alteran. Al microscopio son bioesparitas con trazas de cuarzo y un 65% de fósiles (nummulites, miliolidos, algas, equinodermos y peliápodos). Localmente pueden presentar estratificación cruzada de gran escala y bioturbación.

Son sedimentos marinos de plataforma, característicos de un ambiente litoral. La microfauna que se ha determinado: *Nummulites cf. striatus* BRUG, *Alveolina gr. munieri*, *Orbitolites complanatus* LAM., *Fabiana casis* OPPENH. *Gypsina* sp. *Quinqueloculina* sp., *Rotalia* sp., *Ophthalmidium* sp. y *Lithothamnium* sp., permite atribuir a esta unidad una edad Eoceno medio (Luteciense superior - Bartonense).

1.5.2. Arcillas rojas, margas, areniscas y conglomerados (8) Oligoceno

Corresponde a varios pequeños afloramientos situados en el borde occidental de la Hoja, en el límite con la de Porreras (39-27). Aparecen muy cubiertos y solamente es posible observar sus características en las canteras de arcillas existentes en la zona.

Consisten en un conjunto de arcillas rojas y marrones y limos arcillosos, con intercalaciones de areniscas de grano medio-fino y conglomerados. Siempre están muy tectonizados, siendo imposible caracterizarlos en sección ni realizar una estimación de su espesor. Su base es desconocida, y el techo es erosivo, apoyándose sobre ellas discordantemente depósitos cuaternarios o la unidad cartográfica Serravallense (12).

La caracterización más completa de esta unidad se ha realizado en las proximidades del pueblo de Felanitx, Hoja (39-28), donde en las canteras de arcilla es observable una serie de al menos 100 m de potencia muy replegada en pliegues tumbados vergentes al Norte, consistente en secuencias granodecrescentes con cuerpos de 50 a 60 cm de arena de base y techo plano en la base, y capas de unos 3 m de limos y arcillas a techo. Las arenas son masivas, sin gradación, de colores marrón amarillento, con granos de cuarzo, micas y pizarras de tamaño medio-fino. Contienen yeso en vetas, xilópalos, restos carbonosos transportados e incluso troncos completos. Sobre ellas se disponen limos arcillosos ocres y rosados con laminación paralela, arcillas rojas y eventualmente costras de limos calcáreos a techo.

Los elementos para la caracterización sedimentológica de esta unidad son escasos. Con los existentes es posible aventurar que se trate, bien de depósitos de llanura de inundación, bien de facies de frente distal de abanicos aluviales, incluso en relación con un ambiente transicional.

También son insuficientes los criterios para su datación. En base a la fuerte estructuración que presentan, y de ser recubiertos por depósitos continentales del Mioceno medio, se atribuyen al Oligoceno.

1.5.3. Conglomerados, areniscas y calizas (9). Aquitaniense - Burdigaliense

Los principales afloramientos de esta unidad están situados al Norte de Son Servera, Puig de Sa Font, al Este de San Lorenzo de Descardazar, al Sur de la Sierra de Calicant y al Este de Manacor, en la zona de Cán Juan.

Se apoyan discordantemente sobre las dolomías del Lías y las margocalizas del Cretácico inferior, y están recubiertos por las margas de la unidad siguiente. DARDER presenta en su cartografía de 1932 la distribución de los principales afloramientos, aunque en 1925 ya citaba la existencia de Burdigaliense con *Pecten paescabriusculus* (FONT) en Son Servera. ESCANDELL y COLOM (1962) describen conglomerados con intercalaciones de areniscas y calizas detriticas que en Son Juan contienen Miogipsinas y operculinas. Es BOURROUILH (1973), el autor que realiza el estudio más sistemático y completo de esta unidad describiendo los cortes Covas Rotjas, Puig de Sa Font, Son Comparet y San Jordi. Se ha caracterizado en la sección de San Lorenzo, en la trinchera de la carretera de esta localidad a Son Servera, donde se han medido 17 metros, potencia que puede ser característica en todo el área de la Hoja.

Sobre el Neocamiense, y mediante discordancia angular y erosiva, se disponen 5 m de conglomerados polígenicos masivos, de color gris, *clast-supported*, con cantes heterométricos de calizas y dolomías jurásicas de tamaño medio 5-8 cm y tamaño máximo 20 a 30 cm. Los cantes son subangulosos a redondeados, y están empastados por una matriz de microbrechas y calcarenitas gris claro y amarillento. La base es una secuencia inversa, aumentando el tamaño de los cantes hasta 60 cm (bloques) en el techo. Sobre este tramo se disponen otros dos metros de conglomerados similares, con cantes de 5 a 7 cm, con lentejones de 20 a 40 cm de calcarenitas de grano medio con *Pecten* sp. Petrográficamente las calcarenitas presentan un 65% de clastos de fragmentos de calizas y fósiles, un 10% de clastos de sílex y un 25% de cemento calcáreo, con miliolidos, ataxophragnides y ostreidos. La sección culmina con 10 m de areniscas calcáreas bioclásticas de grano medio a grueso, de tonos amarillentos, con cantes (hasta el 25%) angulosos de calizas jurásicas y sílex aislados. Se disponen, en bancos de un metro, en secuencias granodecrecientes con bases acanaladas con conglomerados. Contienen equinídos (*Clypeaster* sp.) en posición de vida y deformados. Al microscopio la fracción detritica varía entre 10 a 25% de grava y 50-60% de arena, con un 60% de clastos de calizas polígenicas y un 10% de clastos de sílex; el cemento (25 a 30% de la roca) es calcáreo. Contienen equinodermos, ostreidos y miliolidos.

En los afloramientos situados al W de San Lorenzo, las areniscas contienen además un 10-50% de clastos de cuarzo.

Las litofacies de calcarenitas con equinodermos y ostreas se interpretan como depósitos de plataforma carbonática costera; los niveles basales de conglomerados y brechas representarían el lag transgresivo basal de la formación.

Además de la macrofauna citada, se ha determinado *Amphistegina cf lessoni* d'ORB, *Operculina cf. complanata* DEFR., *Miogypsina* sp., *Textularia* sp., *Rotalia (Ammonia)* sp., *Lithothamnium* sp., y *Elphidium* sp. BOURROUILH (1973) da cuenta además en los afloramientos de la Hoja de Manacor, de *Lepidocyclus (Eulepidina) gr. dilatata* MITCH, *Nephrolepidina* sp., *Miogypsina cf. gunteri* COLE, *Ditupra* sp.

La edad de esta unidad cartográfica es pues Mioceno inferior (Aquitaniense - Burdigaliense).

1.5.4. Areniscas, margas y silexitas (10) Aquitaniense - Langhiense

Es una unidad cartográfica que representa esencialmente a las margas que se disponen sobre los conglomerados y areniscas del Aquitaniense-Burdigaliense, pero que también puede incluir a éstos últimos en aquellas zonas en que no se han diferenciado en la cartografía. Aflora al NE de Son Servera, el Este de San Lorenzo, y de manera más reducida en la zona de Callicant. Como en el caso de la unidad anterior, los principales antecedentes bibliográficos corresponden a DARDER (1925), ESCANELL y COLOM (1962) y BOURROUILH (1973). Debido a su composición esencialmente margosa y a la complicación tectónica su espesor es difícil de estimar, no cifrándose en menos de 100 m. Suele originar zonas llanas deprimidas y laderas suaves recubiertas por depósitos superficiales. En el Puig de Sa Font esta unidad aparece dispuesta, mediante contactos mecánicos, entre la unidad inferior y las dolomías liásicas. Estos afloramientos han sido interpretados por BOURROUILH como olistolitos.

La unidad está constituida por margas de color verde o gris cuando están frescas y amarillentas cuando están alteradas, con intercalaciones de niveles de areniscas y silexistas en capas de 20 a 100 y 5 a 20 cm, respectivamente.

Las areniscas presentan granoselección positiva, laminación paralela y ripples, y ocasionalmente conglomerados en la base. Están constituidos por clastos de cuarzo (10 a 20%), silex (5-10%), 45-50% de fragmentos de calizas jurásicas, fósiles y fragmentos de rocas volcánicas, y glauconita, con un 30% de cemento calcáreo. Los clastos, de tamaño arena fina, son subangulosos. Entre los fragmentos de fósiles aparecen Orbitolinas.

Las silexistas están constituidas por un 60% de sílice criptocristalina y amorfa, un 35% de micrita y un 5% de cuarzo detritico dispuestas en lármicas onduladas.

Los depósitos de esta unidad se interpretan en relación con la existencia de un talud inestable en el que se depositan margas pelágicas con silexitas turbidíticas y olistolitos (BOURROUILH, 1973); esta secuencia finaliza por colapsamiento tectónico.

BOURROUILH (1973) ofrece una completa relación de la fauna que contienen las margas, con una asociación de globigerinas que definen el Aquitaniense (biozona con *Globigerinoides primordius*) en los niveles basales, y *Cibicides cf. mundula* PADY, PARKER y JONES, *Gyroidina cf. soldanii* d'ORB, *Haplhagmoides* sp, en las superiores.

En base a este contenido paleontológico, y a los criterios regionales, es posible considerar que la edad de esta unidad es Mioceno inferior y medio (Aquitaniense - Langhiense).

1.5.5. Calizas, areniscas y conglomerados (11) **Serravilliense**

Esta unidad se ha cartografiado al NNE de Manacor, en las zonas del Puig de Sa Creu y S'Hort d'en Oleza, y se ha reconocido su presencia en sondeos en la zona situada al Norte de Manacor, entre esta población y el Puig de Son Sureda (Can Jaume y Son Sureda Pobre). Se apoya discordantemente sobre el Mesozoico (Lías y Cretácico inferior) y es recubierto por los conglomerados y margas yesíferas de la unidad suprayacente (12). Corresponde a los primeros depósitos posteriores a la fase principal de estructuración de la Isla de Mallorca.

BOURROUILH (1973) menciona al afloramiento del Puig de Sa Creu, atribuyéndolo al Vindoboniense. BARON (en prensa) y POMAR et al (1983) incluyen esta unidad en las "Calizas de Randa", de edad Burdigaliense superior - Langhiense y claramente sintectónicos.

Se ha caracterizado en base a observaciones en la zona del Puig de Sa Creu y a datos de los sondeos. Su espesor es del orden del centenar de metros.

El límite inferior corresponde a conglomerados y regolitas. El techo está truncado por conglomerados continentales. La sedimentación de esta unidad es marina, siendo los componentes más abundantes: fragmentos de equinídos, rodoficeas, bivalvos, gasterópodos y briozos. La serie presenta unos conglomerados basales mal clasificados, poco rodados, subesféricos y heterométricos, que hacia el techo pasan a estar bien clasificados, bien rodados y esféricos, disminuyendo el tamaño de grano de 5-12 cm a 2-7 cm. La matriz pasa de arcilla roja a matriz calcilutítica. Le sigue un tramo carbonático calcilutítico de color ocre-rosado con pasadas de cantos de 0,5 a 1 cm pulidos flotando en una matriz de textura wackstone-packstone de púas de equinídos; el tamaño de grano es de arena media a fina. De forma progresiva se observan facies de rodolitos, bivalvos, gasterópodos y briozos, con pequeñas pasadas conglomeráticas, y recurrencias de las facies anteriores. La matriz es blanca pulvirenta muy chalkyficada.

Las rocas del tramo calcáreo están constituidas principalmente por fósiles (60-85%), con tendencia a la orientación paralela de los bioclastos, fragmentos de rocas dolomíticas y sílex (0 a 10%) y cuarzo detrítico (índicios a 5%), con poca matriz micrítica (10-25%) y escasa o nula cementación por esparita sintaxial. Presentan porosidad intergranular y en cámaras de bioclastos.

En la base corresponde a depósitos continentales de carácter aluvial, localizados en las áreas más deprimidas. Posteriormente se depositan sedimentos marinos que hacia el techo evolucionan a una plataforma carbonática abierta.

En cuanto al contenido paleontológico, presentan: *Amphistegina lessoni* d'ORB., *Operculina complanata* (DEFR.), *Cibides* aff. *lobatus* (WALK y JAC.) *Spiroplectammina* cf. *carinata* (d'ORB5, *Ossangularia* sp., *Dorthia* sp., y especialmente las Algas Rodofíceas (*Lithuthanium*, *Lithophyllum*) y Briozoos. Ocasionalmente se encuentran Globigerinidos (principalmente *Orbulina* y *Globigerinoides*) así como *Heterostegina complanata* MENEGHINI. Es frecuente la presencia de otros fósiles, mal conservados y fragmentos que sin duda son resedimentos (*Miopypsina*, *Lepidocyclus* y a veces *Amphistegina*).

La edad Mioceno medio (Serravaliense) viene definida por la posición en la columna general y por la presencia de *Orbulina* y *Heterostegina*.

1.5.6. Margas con yeso, areniscas y conglomerados (12). Calizas, margas y sílex (13). Serravalliene

Afloran en el sector nordoccidental de la hoja, entre la línea Manacor-San Lorenzo y el valle del Torrent de S'Avall. Al estar constituidos fundamentalmente por materiales blandos dan lugar a morfologías suaves. Cuando está coronadas por las calcarenitas de la unidad suprayacente, éstas originan cejos en cuyo pié se disponen las margas serravallienenses recubiertas por depósitos de ladera.

ESCANELL y COLOM (1962) destacan su carácter postorogénico, y las atribuyen a su "Burdigaliense salobre-lacustre".

La base es erosiva y discordante sobre todas las unidades más antiguas (Lías, unidad carbonática Serravalliene (11) Oligoceno, etc), y presenta malas condiciones de observación, aunque se puede estudiar en algunos sondeos y canteras de arcilla del borde occidental de la Hoja. A techo se dispone un conjunto de calizas lacustres, que se han diferenciado en la cartografía (13) cuando ha sido posible, frecuentemente truncada por erosión por el Mioceno superior. El espesor es variable, disminuyendo hacia los bordes, y difícil de estimar, aunque se puede evaluar en unos 150 metros, como máximo, en el ámbito de la Hoja.

La base está constituida por conglomerados poligénicos *clast-supported*, con cantos redondeados y esféricos y matriz arcillosa y microconglomerática, que en la vertical pasan a margas verdes con pasadas de conglomerados y cantos dispersos, y margas verdes con yesos masivos y niveles de lignitos con *Hydrobius* y *Planobius* asociadas a canales. Los yesos son masivos, y crecen en los niveles de arcilla distorsionando su estructura deposicional. Los lignitos alternan en bandas con niveles de margas verdes y grises laminados. Los niveles carbonáticos del techo son calizas lacustres con laminación algal, con *tepees*, pseudomorfos de yesos, y niveles y nódulos de sílex negro. Sobre ellas puede existir una nueva intercalación de margas grises y negras y niveles carbonosos, coronados por calizas masivas brechoides claros, calizas oscuras fétidas y calizas algales de color café con leche.

Petrográficamente estas calizas son dismicritas con grumos algáceos y recristalización microesparítica y microdolomítica, y micritas con algas (20%) con tendencia pisolítica y/o estomatolítica, y ostrácodos, grumos algales, charáceas y gasterópodos.

Estos depósitos corresponden a una secuencia deposicional que se inició con un episodio de canales fluviales con relleno conglomerático y evoluciona a un ambiente cuenca evaporítica, culminando con un episodio lacustre de agua dulce.

Desde el punto de vista paleontológico, presenta una asociación de fósiles constituida por Ostrácodos (*Cyclocyprys balearica* COLOM, *Lectocythere cf. castanea* (SARS) y *Candona sp.*) Characeas (*Nitellopsis meriani* (BRAUN), *Chara notata* GRAMB., *Chara maioricensis* COLOM y *Rhabdochara sp.*) y Gasterópodos (*Hydrobia* sp. y *Planorbis* sp.). Además son frecuentes los Coprolitos de Gasterópodos y en muchos niveles margosos los microfósiles (Foraminíferos) son resedimentados de unidades inferiores. En particular es frecuente encontrar, en niveles conglomeráticos, una asociación de Miogypsinas con Foraminíferos planctónicos mal conservados (entre ellos *Globigerinata ciperoensis* BLOW y BANNER) *Globigerinata dissimilis* (CUSHM. y BERM.), *Globorotalia acrostoma* WEZEL, *Globigerinoides triloba* (REUSS), *Globigerinoides diminuta* BOLLI, y *Globoquadrina dehiscens* (CHAPM., PARR y COLLINS) que son resedimentados, como han señalado BIZON, et al. (1967).

MEIN y ADROVER (1982) han datado esta unidad deposicional mediante Micromamíferos, en la región de Santa Margarita, como Mioceno medio. La prospección realizada para este proyecto por el segundo autor citado, en dos puntos de la Hoja de Manacor, ha resultado infructuosa, lo que impide realizar mayores precisiones en cuanto a su edad en base a datos paleontológicos. No obstante esta unidad se dispone regionalmente sobre las margas langhienses y es recubierta por depósitos tortonienses, lo que justifica su atribución al Serravallense.

1.5.7. Calizas arrecifales y calizas oolíticas (14) Tortoniense Messiniense

La unidad Tortoniense - Messiniense aparece a ambos lados de la Sierra de Levante, en la Orla de la Marina de Levante, y en el sector nordoccidental de la hoja. Su disposición subhorizontal origina en la Marina una orla litoral de relieve descendente hacia el mar, recubierto por depósitos de "Terra Rossa" en los que se ha encajado al red fluvial actual. En la vertiente Norte de la Sierra origina relieves tabulares con desarrollo de alguna "mesa". ESCANDELL y COLOM atribuyen estos depósitos "molásicos" al Helveciense. ESTEBAN et al. (1977, 1978) consideran messinienses los depósitos del Mioceno Terminal de la Marina de Levante, y FORNOS (1983) los estudia desde el punto de vista sedimentológico en la vecina hoja de Felanitx (40-28), donde ya BARON (inédito) había realizado una primera definición de ambientes sedimentarios.

ALVARO et al (1983) caracterizan sedimentológicamente y bioestratigráficamente esta unidad en el conjunto de la Isla.

Esta unidad cartográfica presenta en la hoja de Manacor un espesor máximo del orden de 80 a 100 metros, y comprende dos unidades deposicionales que no son diferenciables cartográficamente: el Complejo arrecifal y el Complejo terminal Messiniense.

En el sector nordoccidental se apoya discordantemente sobre la unidad deposicional Serravallense. Se ha caracterizado en la mesa de Es Rafalet (x: 1.187.900, y: 578.400), donde presenta la siguiente sucesión:

- Complejo arrecifal, con un espesor de unos 40 metros. Comienza con conglomerados con matriz calcarenítica y continúa con *rudstones* de ostreidos con matriz calcarenítica, *Grainstones* masivos blancos con matriz de *grainstones* - *packstones* (biomicritas con 85% de fósiles, matriz micrítica y algo de cementos sintaxial, con briozoos, equinodermos, algas y macroforaminíferos) que contienen Miliolidos, *Rotalia cf. beccari* (LINNEO), y Borelis melo FITCHEL y MOLL. A techo presenta niveles de calcarenitas masivas (*grainstones* de gasterópodos y ostreidos).
- Complejo terminal. Se dispone sobre el anterior mediante un tramo de margas blancas y arcillas verdes, y consiste fundamentalmente en unos 20 metros de calcarenitas blancas (*grainstones* oolíticas y bioclásticas con miliólidos).

En el sector de la Marina de Levante que comprende la Hoja de Manacor las exposiciones de los acantilados costeros sólo muestran los niveles correspondientes al Complejo terminal, que frecuentemente aparecen transformadas a calizas neomórficas y dolomías blancas y masivas, con sombras de oolitos, bioclastos. Algunos niveles ocasionales de *rudstones* de molusco y *grainstones* bioclásticos con grandes ostreidos y abundante bioturbación que aparecen en las costas inferiores pudieran pertenecer ya al Complejo arrecifal.

La litofacies que constituye la mayor parte de los acantilados costeros son calizas blancas con algunos niveles de lumaquelas de moluscos. Son *grainstones* oolíticos y bioclásticos. Su espesor es del orden de 30 a 40 metros. En este sector la configuración actual de la costa impide seguir con precisión el frente arrecifal, que no obstante es accesible en algunos puntos, pudiéndose identificar, a nivel regional, las facies de talud y de frente arrecifal. Hacia el interior, según los datos de sondeos, se pasa lateralmente a un complejo clástico marginal. Ello, y la distancia de 1 a 0,5 kilómetros del frente arrecifal o la línea de costa, hace pensar en un arrecife franjeante (*fringing reef*) con un pequeño *lagoon*.

La unidad deposicional del Complejo terminal presenta regionalmente una alternancia de niveles oolíticos y estromatolíticos (ESTEBAN 1977, 1979; BARON, (inédito) FORNOS, 1983; ALVARO et alt, 1983). El carácter sedimentario es expansivo (SIMO, 1982), en la que se diferencian varias facies deposicionales:

- *Grainstone* oolítico blanco con estratificación cruzada. *Sand shoal*.
- Estromatolitos, *bindstones* de algas cianofíceas de estructura planar a columnar, blancas, y de gran continuidad lateral.
- Calcisiltitas bioturbadas. Depósitos de *mangroove*.

El conjunto está afectado por colapsos que afectan a volúmenes de hasta 80 m³.

Respecto al contenido paleontológico, en las facies de frente arrecifal del Complejo arrecifal además de los corales (Porites, Montastrea y Tarbestrea) se han reconocido algas Rodofíceas (*Lithothamnium*), Miliolidos y espículas. En las facies de plataforma interna o "back reef" son

muy frecuentes los niveles calcareníticos (intrabioesparitas, a veces con oolitos) con *Borelis melo* (FITCHEL y MOLL), Miliolidos de gran tamaño, *Dendritina?*, *Ammonia cf. beccarii* (LINNEO), Ataxophragmidos, fragmentos de *Lithothamnium* y de *Lithopyllum*, Gasterópodos, Equinodermos, Ostreidos y Ostrácodos.

En el Complejo terminal tanto los grainstone oolíticos como los estromatolitos suelen ser muy pobres en fósiles. Los grainstones son intraesparitas más o menos oolíticos con Miliolidos (*Quinqueloculina*, *Triloculina*) Ophthalmidios, *Ammonia cf. tepida* (CUSHM), *Glomospira*, Gasterópodos y Ostrácodos. Los niveles de carácter estromatolítico se caracterizan por presentar niveles oncolíticos y con calcificaciones algales, observándose solamente secciones de Ostrácodos, Gasterópodos y Favreina.

La edad de esta unidad cartográfica, en base al contenido paleontológico y especialmente, a su correlación con las unidades deposicionales reconocidas en el Mediterráneo es Tortoniense – Messiniense.

1.5.8. Calcarenitas (15) Plioceno - Pleistoceno

Afloran en el sector nordoccidental de la hoja. Se apoyan mediante una discordancia erosiva sobre los sedimentos del Mioceno superior o aparecen adosados a los paleorrelieves mesozoicos de la Sierra, estando entonces frecuentemente recubiertas por depósitos de ladera. Suelen desarrollar depósitos de "tierra rossa" y se explotan frecuentemente en canteras (piedra "mares") para su uso en construcción. El espesor es variable, desde algunos metros a 30 ó 40.

Se trata de calcarenitas bioclásticas de grano medio de tonos ocres y rojizos, con abundante bioturbación por raíces y niveles ocasionales de gravas y arcillas rojas (niveles edáficos). Retrográficamente son areniscas compuestas por bioclastos y granos de cuarzo (10%), calizas con escaso cemento carbonático y elevada porosidad. Presentan estratificación cruzada de gran escala y gran ángulo.

Son depósitos de carácter eólico. Su datación se basa en la posición geográfica que ocupan y en la correlación con depósitos análogos que en otros puntos de la Isla aparecen entre el Plioceno marino y los depósitos continentales pleistocenos.

1.6. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios continentales de la hoja de Manacor no han sido estudiados hasta el momento por ninguno de los autores que se han ocupado de la Geología de esta región, que se han limitado a lo sumo a representarlos en la cartografía geológica. No ha sido así con los depósitos cuaternarios de origen marino situados en el litoral. BAUZA, BUTZER, SACARES y CUERDA son los principales autores que les han dedicado su atención. CUERDA (1975) en su excelente síntesis sobre el Cuaternario de las Baleares recoge los principales datos existentes sobre los depósitos cuaternarios marinos existentes en el litoral levantino de Mallorca, citando los yacimientos

del Pleistoceno superior de Porto Cristo, Cala Morlanda, S'illot, Cala Maciá, Cala Nao, Ses Rotes de Sa Cova, Es Port Roig, Playa Canyamel y Cuevas del Artá. Son niveles de carácter litoral situadas a alturas de 2 a 7 metros sobre el nivel actual del mar, depósitos sólidos y rellenos cársticos, situados en las proximidades de la actual línea de costa, y bien caracterizados paleontológicamente, con *Strombus bubonius* y faunas senegalesas que certifican su edad Euthyrreniense, y *Myotragus babaricus* en los sedimentos eólicos y brechas cársticas. Las dimensiones y características de los depósitos marinos no permiten su expresión cartográfica. Los depósitos eólicos pleistocenos de Son Jaumel se han representado en la unidad cartográfica plio-pleistocena.

1.6.1. **Aluviales (16) Holoceno**

Son depósitos relacionados con la red fluvial, cuya composición y espesor es variable y controlados por el relieve y litología de la cuenca de drenaje. Los depósitos existentes en la zona de Manacor generalmente presentan un nivel basal de areniscas rojas con estratificación cruzada, y encima una alternancia de lentejones de gravas rodeada de caliza y de arcillas rojas.

1.6.2. **Coluviales (17) Holoceno**

Estos depósitos corresponden a depósitos coluviales, conos de deyección de torrentes y derrubios de ladera en relación con las zonas de relieve, habiéndose representado en la cartografía los más notables.

Están constituidos por gravas, y a veces bloques, de elementos calizos y dolomíticos, con proporción variable de matriz limo-arcillosa y ocasionalmente niveles cementados. La granulometría y naturaleza de cada depósito está muy controlada por los factores locales de pendiente y litología del sustrato.

1.6.3. **"Terra - rossa" (18) Holoceno**

Son depósitos residuales procedentes de la alteración de rocas calcáreas. Aunque son frecuentes en el sector de la Sierra, alcanzan importancia sobre los afloramientos de calcarenitas terciarias, dado que su mayor porosidad facilita la disolución. Se trata de un suelo fundamentalmente arcilloso, de color rojizo, con un contenido en limo del 30%, y un 10%, de arena, y frecuentes costras calcáreas. Su potencia varía desde algunos centímetros hasta los cinco metros. Cuando son observables en canteras o calicatas muestran evidencia de que, al menos en parte, han sufrido procesos de transporte.

1.6.4. **Arenas de playa (19) Holoceno**

Corresponde a los depósitos actuales de las playas de la Costa (Platja d'es Ribell, S'Estanyol, Saloma, etc).

Están constituidos por arenas calcáreas, de grano grueso a medio, con niveles de arenas gruesas y lumaquelas de moluscos actuales.

1.6.5. Arenas eólicas (20) Holoceno

Constituyen un campo de dunas litorales paractuales existentes en la Punta de Amer, al Sur de Cala Millor. Está parcialmente fijado por la vegetación y conserva la morfología. Son arenas calcáreas de grano fino, bien clasificadas, de colores grises y amarillentos, no consolidadas.

1.6.6. Cuaternario indiferenciado (21)

Se incluyen en este apartado depósitos de gravas, limos y arcillas de poca extensión que constituyen fondos de valle y otras acumulaciones difícilmente clasificables y que, por tanto, se asignan a este apartado general.

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 Lias inferior y medio. El resto de los términos estratigráficos que intervienen en la estructura son el Trías inferior y medio, el Jurásico y Cretácico inferior margosos, el Paleógeno y el Burdigaliense. Las directrices estructurales regionales tienen una marcada linearidad 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 Lias calco-dolomítico, el Jurásico y el Cretácico margosos, estos últimos con mayor grado de participación que en la Sierra Norte. El Paleógeno y Aquitano-burdigaliense son los términos estratigráficos terciarios que aparecen claramente estructurados. Las directrices estructurales regionales no aparecen en la Sierra de Levante tan nítidamente marcadas como en el Norte. En la región de Artá predominan las directrices 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 íleos 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 (Cuenca 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 islas 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 África y América en las proximidades de las futuras líneas de disyunción del Tethys y el Atlántico durante la distensión mesozoica. La transgresión del Trías medio señalaría la acentuación de estas condiciones que culminarían en el Keuper con la efusión de basaltos alcalinos a lo largo de las principales líneas de disyunción continental.

La abundancia y 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 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 oceánicos 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 alodáficas 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 estructura cenozoica

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

El modelo clásico, apadrinado inicialmente por FALLOT y DARDER, muestra la fuerte influencia de las ideas orogénicas en boga en aquella época sobre las cadenas alpinas circummediterráneas 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 cobertura Burdigaliense que recubre los tramos mesozoicos y sobre la que desliza la segunda serie. La serie tectónica II se encuentra corrida sobre la anterior y ocupa la parte central de la Sierra Norte. Presenta un gran desarrollo desde Andraitx a Pollensa y conforma los principales relieves de la Sierra: Galatzó, Tomir, Massanella, Puig Major, etc. Su cubierta de conglomerados aquitanienses o la serie Burdigaliense ha desaparecido frecuentemente por erosión. La serie tectónica III está deslizada sobre la II y sólo aparece en una estrecha franja a lo largo de todo el borde meridional de la Sierra, siendo la que presenta una serie terciaria más completa.

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

En la región de Alcudia y Colinas de Son Fé existen pliegues de dirección orthogonal 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 monoclinal 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 serie corridas hacia el Norte, afectadas posteriormente por una fase de "retrocharriage". Posteriormente FALLOT, y el mismo DARDER disminuyen el número de serie 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 Sioerra 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 este el principal responsable de la estructuración que afectan al zócalo y a la cobertura. 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 cubierta 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 alloctonas, 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.

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

El modelo de POMAR pretende desmontar gran parte de las estructuras imbricadas del modelo clásico, aunque persistiendo la posibilidad de estructuras compresivas en los depósitos burdigalienses.

2.2. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

En el territorio de la Hoja de Manacor se diferencian dos dominios estructurales: el sector central de la Sierra de Levante, y los depósitos posttectónicos poco o nada deformados de sector oriental del Llano Central y de la orla litoral de la Marina de Levante.

La Sierra de Levante está constituida por materiales mesozoicos y, en menor grado, terciarios fuertemente estructurados con una tectónica de cobertura. El estido 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 estructurales 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 las facies Keuper, que ha permitido que toda la cobertura 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 desarmonías y cabalgamientos secundarios. Los niveles margosos del Cretácico inferior se deforman plásticamente, con numerosos pliegues de orden menor, despegues y desarollo 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 cobertura 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 Manacor 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 Fé); 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 no es difícil concebir que en toda la Sierra, pese a las numerosas fallas con salto vertical, nunca aflore el zócalo, ni los niveles del Trías medio de facies Muschelkalk.
- Criterios geométricos: la traza de las superficies mecánicas muestran recubrimientos de orden kilométrico y geometrías de "klippe" 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 recubiertas por una unidad tectónica superior. De manera análoga, las dolomías del Lias, cuando no existe Keuper, presentan un grado de trituración muy elevado, que afecta al conjunto del tramo, por lo que frecuentemente son descritos en la literatura como "milonitas" o "dolomías milonitizadas". En el ámbito de esta Hoja existen además flancos inversos con recubrimientos anormales de orden kilométrico. Pliegues tumbados, y posiblemente desenraizados, sólo adquieren sentido en un contexto de traslaciones tangenciales importantes.

En el sector de la Sierra de Levante presente en la Hoja de Manacor 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 aflora en la parte central de la Sierra, entre San Lorenzo de Descardazar y Son Carrió. Está constituida por materiales del Jurásico medio y superior, del Cretácico inferior, y del Mioceno inferior. No presenta estructuras lineares definidas, excepto algunos cabalgamientos. La estratificación presenta orientaciones NE-SO al Oeste de San Lorenzo, y progresivamente adopta hacia el Este orientaciones NO-SE. Las disposiciones invertidas, y el desarrollo de esquistosidad en los materiales cretácicos son fenómenos frecuentes.

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 ocho o nueve kilómetros. Presenta un frente inferior de trazado irregular con numerosas digitaciones sobre la unidad inferior, que prácticamente aflora en ventana tectónica. Está constituida por dolomías del Lías, que en la base de la unidad aparecen muy tectonizadas, constituyendo potentes niveles de brechas tectónicas, el Jurásico medio y superior y el Cretácico inferior afectados por pliegues y cabalgamientos, y frecuentemente esquistosados, y algunos afloramientos del Eoceno. El sector situado al Norte de San Lorenzo presenta una sucesión de pliegues anticlinales y sinclinales de rumbo NE-SO y vergentes al Noroeste, con frecuentes laminaciones y cabalgamientos secundarios a favor de los flancos inversos. Hacia el Oeste las estructuras pierden linearidad, para recuperarla de nuevo en las inmediaciones de Son Servera. En esta zona los pliegues y cabalgamientos tienden a adoptar rumbo NO-SE y vergencia Oeste. La parte de esta unidad existente entre la unidad inferior ya la carretera de Manacor a Porto Colom está caracterizada asimismo por el desarrollo de estructuras NO-SE, transversales a la elongación general de la Sierra.

La tercera unidad está situada en los extremos meridional y septentrional de la Hoja. Recubre anormalmente a la anterior y la magnitud del recubrimiento puede estimarse en unos ocho kilómetros por lo menos, aunque su evaluación es delicada, pues la diversidad de direcciones de transporte, tectónico lo dificulta. Está constituida por materiales del Keuper, Lías dolomítico muy tectonizado, Jurásico medio y superior, Cretácico inferior, Eoceno y Mioceno inferior. En el sector Norte el "klippe" de Xiclati está constituido por dolomías liásicas con una suela de Keuper ocasional, sobre el Cretácico inferior de la unidad inferior. Al Sur de Son Servera se acentúa la tendencia manifiesta en la unidad inferior en este sector, adquiriendo los pliegues y cabalgamientos orientación NO-SE y vergencia suroeste. La disposición estructural en el sector meridional cambia sensiblemente, adoptando las estructuras la configuración en pliegues NO-SE que mantienen en toda la parte meridional de la Sierra de Levante. Asimismo varía el estilo estructural, que deja de basarse predominantemente en cabalgamientos e imbricaciones con plegamiento subordinado, para dominar los pliegues de gran estilo con flancos inversos más desarrollados, e imbricaciones secundarias. La alineación de Amoixa - Llodrá, considerada clásicamente como un anticinal simétrico como un gran pliegue anticlinal tumbado y vergente hacia el noroeste. Su flanco noroeste, constituido por el Dogger y el Lías, es inverso y recubre anormalmente al Cretácico inferior de la unidad inferior. Una falla normal recorre longitudinalmente toda la estructura, habiendo hundido el bloque suroeste en el que actualmente aparece el flanco normal. Hacia el SO se dispone un sinclinal con núcleo Cretácico y Eoceno, vergente al NE, con el flanco meridional afectado por varias imbricaciones de las calizas del Jurásico superior, seguramente favorecidas por su despegue a nivel de la ritmita del Dogger.

Finalmente es posible que en el marco de la hoja exista otra unidad tectónica, la más alta estructuralmente, en el extremo noreste de la Sierra. Estaría representada por los afloramientos jurásicos de Cap Vermell y los que constituyen las "klippes" de Na Penyal y Ses Penyes, en las inmediaciones de Son Servera, que descansan sobre el Jurásico superior y el Burdigaliense, respectivamente, de la Unidad inferior. El afloramiento de Ses Penyes fue interpretado por BOURROUILH (1973), en el marco de una tectónica autoctonista, como un olistolito Burdigaliense.

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 10 kilómetros, atravesando toda la Sierra de Levante, a la que disecan 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 corrimientos, permitiendo además la acomodación de traslaciones diferenciales, y su actuación se prolongó más allá del emplazamiento definitivo de los corrimientos, cabalgamientos y pliegues, a las que obliteran parcialmente.

En el sector meridional de la Hoja, donde las estructuras de plegamiento adoptan la dirección NO-SE, las fallas de desgarre transversales a la estructura también aparecen con nueva orientación, NE-SO y N-S, mostrando su relación genética, aunque persisten grandes accidentes NO-SE como la descrita en el pliegue de Amoixa - Llodrá, que han rejugado posteriormente como fallas normales.

Los depósitos posttectónicos del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario de la zona noroeste de la Hoja y de la Marina de Levante se disponen, en líneas generales, sobre bloques hundidos limitados por accidentes del zócalo pretecnico de rumbo NE-SO, NO-SE, y Norte-Sur, que actuaron condicionando la distribución y facies de los depósitos postorogénicos. Los materiales serravallenses aparecen estructurados en pliegues suaves de gran radio. La unidad carbonática basal está limitada a zonas deprimidas al pie de la Sierra de Levante, y la unidad de margas yesíferas y calizas es extensiva sobre ella, mostrando estructuras que se atenúan progresivamente hacia el techo. Estas estructuras se atribuyen a una fase de compresión de poca intensidad posterior a la que causa el emplazamiento de las unidades tectónicas, cuyos contactos quedan sellados por los depósitos serravallenses. Los depósitos del Mioceno superior y el Plioceno posttectónicos presentan disposición subhorizontal. Las únicas estructuras existentes en estos materiales son 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 África y Europa y la creación de la cuenca mediterránea con su configuración actual.

Hasta el Cretácico superior en Mallorca se mantienen condiciones marinas. El inicio de las condiciones compresivas en este sector del Mediterráneo posiblemente se manifestó por una etapa de plegamiento y emersión entre el Cretácico superior y el Eoceno medio, cuyas estructuras son difíciles de caracterizar, pero que sin duda son los responsables del comienzo del desmantelamiento de la cobertura 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 cuentas transtensionales con sus bordes NO y SE en fallas normales y los márgenes NE y SO en fallas tanscurrentes. 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 conglomerado 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 paroautóctonas 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 alt., 1983).

El Serravallense 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 Serravallense.

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 fases de distensión que acentúan, invierten o renuevan una tectónica vertical de "horts" y "grabens" controlada por las fracturas del zócalo prectónico. 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 Messiniense 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 zona de Manacor existen dos unidades morfoestructurales claramente diferenciadas, que están controladas por el ataque de los procesos erosivos sobre materiales de diferente litología y configuración estructural.

La unidad de la Sierra de Levante ocupa el sector central de la hoja, atravesándola en dirección NE-SO. Se caracteriza por corresponder a afloramientos de materiales mesozoicos y terciarios plegados y fracturados.

La unidad del Llano Central corresponde a materiales neógenos poco o nada estructurados y aparece ocupando el sector oriental de la hoja. Entre la Sierra de Levante y la costa existe una franja de materiales neógenos que da lugar a la orla costera de la denominada Marina de Levante, que aunque ocupa una posición periférica pertenece a esta unidad morfoestructural.

A la unidad morfoestructural de la Sierra de Levante corresponden los relieves más importantes de la hoja. Son varias sierras de 200 a 300 metros de altitud que generalmente adoptan una orientación NO-SE. En el sector septentrional de la Sierra destacan las sierras de Jordi-Coll Baix, Callicant, Esquerda y Ses Comunes. Entre San Lorenzo y Manacor la Sierra tiene un relieve suave, y al Sur de Manacor destacan las sierras de Amoixa y Banus.

Los materiales mesozoicos y terciarios que constituyen esta unidad presentan un modelado de formas estructurales condicionadas fundamentalmente por la tectónica de plegamiento e imbricación propia 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. Algunas fallas y frentes de cabalgamiento en ocasiones tienen una clara expresión morfológica, originando escarpes en los materiales jurásicos.

Las estructuras alpinas aparecen arrasadas dando lugar a un relieve de tipo apalachiano. El encajamiento de la red fluvial cuaternaria ha originado valles en cuyas laderas son frecuentes las formas de acumulación de tipo coluvial. El límite entre los relieves de la Sierra de Levante con los llanos de la unidad morfoestructural neógena generalmente está jalónado por importantes depósitos de tipo coluvial. En la desembocadura de algunos torrentes de las sierras también suelen desarrollarse conos de deyección.

En las zonas deprimidas del sector central de la Sierra también aparecen extensos depósitos de fondo de valle constituidos por límos y arcillas. Así como en la Sierra Norte de Mallorca, sobre los sedimentos carbonatados se desarrolla un lapiaz estructural importante en la Sierra de Levante este fenómeno no se reconoce o es muy poco importante. Tampoco se han detectado vestigios de superficies de erosión.

La Sierra de Levante constituye la divisoria de aguas de los cursos fluviales existentes en la zona. El drenaje se efectúa, mediante torreneras y barrancos de carácter estacional, hacia la orla costera de la Marina de Levante, y hacia la bahía de Alcudia a través del Torrente de

S'Avall. Casi todos los torrentes muestran una profunda incisión lineal en las zonas de relieve, con desarrollo local de cárcavas cuando atraviesan los terrenos blandos del Cretáceo. En zonas de poca pendiente y terrenos blandos se desarrollan valles de fondo plano y valles con depósitos aluviales, en los que puede incidir el curso actual.

La unidad morfoestructural del Llano Central se caracteriza fundamentalmente por estar constituida por materiales calcáreos neógenos en disposición subhorizontal. Estos materiales aparecen arrasados por una superficie de erosión que posteriormente ha sido basculada y desnivelada, y que frecuentemente aparece recubierta por depósitos de "terra rossa". La red fluvial cuaternaria aparece profundamente encajada en los materiales neógenos, originando una morfología de cañones, hoces y algunas mesas. En las laderas de los cañones hay acumulaciones coluviales, y el fondo de los valles suele estar ocupado por depósitos aluviales.

El modelado kárstico en los materiales calcáreos neógenos se manifiesta por algunas dolinas y cavidades subterráneas de la zona de la Marina de Levante (Cuevas del Drach, Cueva del Pirata, Cuevas dels Hams) pero en superficie no se desarrolla un lapiaz importante.

En la zona de Manacor, en que afloran sedimentos serravallenses suavemente plegados se desarrolla un relieve estructural con crestas y cuestas, que hacia el SO pasan a una extensa zona llana ocupada por depósitos de fondo de valle.

El modelado litoral se caracteriza por una costa acantilada hasta S'Illot, esculpida en los materiales calcáreos neógenos. Es un acantilado de menos de 20 metros de altura en que el mar penetra localmente a favor de la desembocadura de los cursos fluviales, originando las "calas" características de este sector de la costa mallorquina. Hacia el Norte el litoral consiste en una costa baja, en el que alternan los tramos de playa rocosa con las playas arenosas. En Punta Amor existe un campo de dunas litorales prácticamente fijado por la vegetación. En la extremidad norte de la hoja, los afloramientos calcáreos de Canyamel y Heretat originan de nuevo algunos tramos de costa acantilada. En este sector se encuentran también las Cuevas de Artá, desarrolladas en calizas y dolomías del Liás.

Las diferentes formas encontradas en la hoja de Manacor son el resultado de una evolución geomorfológica compleja, que se remonta el Terciario, momento en que la Sierra de Levante ya era un relieve emergido. La tectónica de fractura postlanghiense y las variaciones del nivel del mar durante el Neógeno y el Cuaternario son factores muy importantes que han controlado la evolución del relieve.

Los procesos activos no son importantes en el ámbito de la hoja de Manacor. Únicamente son destacables la posibilidad de caídas de bloques en algunos escarpes, inestabilidades de ladera, procesos de acarcavamiento y erosión del suelo en terrenos blandos con fuertes pendientes, y la degradación de algunas zonas del litoral (erosión de playas) por la confluencia de factores naturales y la actividad antrópica.

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 el estudio del resto 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 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.

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 redeistribuidos por corrientes de marea. En el ámbito de la Sierra de Levante no se han caracterizado sedimentos del Toaciense, existiendo un hard-ground sobre los niveles Pliensbachienses. En la Sierra Norte el Torciense 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 Globige ináceas, 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 Norbalear.

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 Tortonense - 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" (Tortonense 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 Tortonense 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 - estomatolitos, 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 enérgica 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. GEOLOGICA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

No existen indicios mineros de ningún tipo en la hoja de Manacor, aunque hay que señalar la presencia de niveles carbonosos en la unidad de margas y yesos Serravallenses en otros puntos de la Isla.

- Los materiales del Jurásico inferior son explotados en numerosas 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.
- Al Norte de Son Massi, los materiales del Jurásico superior son explotados en canteras en las que se extraen grandes losas de calizas empleadas después en la construcción y como piedra ornamental.
- Los materiales margosos del Dogger constituyen una buena materia prima fabricación de cemento, habiendo sido canterados en la antigüedad en la Sierra de Llodrà al sur de Manacor.
- 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.
- Las calcarenitas del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario, son tradicionalmente 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 sus características hidrogeológicas. Por otra parte, la creciente demanda de los recursos de agua para la agricultura y el sector de servicios, con notable impacto de la infraestructura turística, y la misma circunstancia de la insularidad, han planteado los recursos hidráulicos de Mallorca como un problema apremiante para todos los organismos relacionados con el tema.

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

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

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

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

6. BIBLIOGRAFIA

- ADROVER, R. (1967).— Nuevos micromamíferos en Mallorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, t 13, pp. 117-128, lam. x. Palma.
- ADROVER, R., HUGUENEY, M. (1976).— Des Ronguers (Mammalia) africaine dans une faune de l'Oligocene éléve de Majorque (Baleares, Espagne). *Nouv. Arch. Mus. Hist. Lyon*, fasc. 13. pp. 11-13.
- ADROVER, R., HUGUENEY, M. y MEIN, P. (1977).— Fauna africana oligocena y nuevas formas endémicas entre los micromamíferos de Mallorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, t. 13, pp. 137-149. Palma.
- ADROVER, R., HUGUENEY, M., MOYA, S., PONS, J. (1978).— Paguera II, nouveau gisement de petits Mammifères (Mammalia) dans l'Oligocene de Majorque (Baleares, Espagne). *Nouv. Arch. Mus. Hist. Lyon*, fasc. 16, suppl. pp. 13-15.
- ALVARO, M., OLMO, O. del., RAMIREZ DEL POZO, J. (1981).— Características geológicas de Mallorca. Síntesis preliminar. *Informe interno* (Inédito). IGME.
- ALVARO, M., BARNOLAS, A., DEL OLMO; P., RAMIREZ DEL POZO, J. y SIMON, 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 vulcano-sedimentaria 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. 7. 46-48. 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., GARGALLO, A. (1981).— Presencia d'olistolits a la sedimentació burdigaliana de la Serra Nord de Mallorca. *Acta Geol. Hispánica*. 14 (1979), 311-317.
- BATLLE, A., FELGUEROZO, 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 microfaunes planctoniques du Miocene de l'île de Majorque (Baleares). *Comm. Mediterr. Néogène Stratigr. Proc. IV, Sess. Bologne. Giornale di Geolog.* (2), 35, fasc. II, pp. 331-340.
- BOURROUILH, R. (1973).— Stratigraphie, sédimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du NE de Majorque (Baleares). La terminaison nord-occidentale des Cordillères Bétiques en Méditerranée occidentale. *These*, Paris, 2 tomos, 822 po., 196 fasc. p5 pl., 6 cortes lito.
- BOURROUILH, R. y GEYSSANT, J. (1968).— Présence de *Simosphinctes* (*Ceratosphinctes*) *rachstrophus* (GEMM). (*Perisphinctestidae*, *Idoceratinas*) dans le Jurassique supérieur de l'Est de Majorque (Baleares). *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr.* n° 3, p. 77-79.
- BOUVY, P. (1867).— Ensayo de una descripción geológica de la isla de Mallorca, comparada con las islas y el litoral de la cuenca occidental del Mediterráneo. *Imprenta Felipe Guasp y Vicens*, 67 pp. 1 mapa de Mallorca y 2 cortes geol. Palma de Mallorca.
- DE BRUIJN, H., SONDAAR, P. Y. y SANDERS, A.C. (1977).— On a new species of *Pseudoltynomys* (Theridomyidae, 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 lams.
- COLOM, G. (1961).— La paléogéographie des lacs en Ludien-Stampien inférieur de l'île de Majorque. *Rev. de Micropal.* Vol. 4, nº 1, pp. 17-29. París.
- COLOM, G. (1967).— Sobre la existencia de una zona de hundimientos plioceno-cuaternarios, situada al pie meridional de la Sierra Norte de Mallorca. *Acta Geol. Hisp.* año II, nº 3, pp. 60-64. Barcelona.
- COLOM, G. (1967).— Les lacs du Burdigalien supérieur de l'îles de Majorque (Baleares) et le rôle des Melosires (Diatomées) dans la formation de leurs varyes. *Bull. Soc. Geol. Grance*, vol. 9, pp. 835-843. París.
- COLOM, G., (1968).— El Burdigaliense inferior, parálico de la ladera norte del Puig Mayor (Mallorca). *Mem. Geol. Acad. Cienc. Madrid. Serie Cienc. Nat.* tom. 24, nº 1, pp. 1-44.
- COLOM, G., (1968).— Los depósitos lacustres del Burdigaliense superior de Mallorca. *Mem. R. Acad. Cienc. Art. Barcelona*, nº 728, vol. 38, pp. 69.
- COLOM, G. (1970).— Estudio litológico y micropaleontológico del Lías de la Sierra Norte y porción central de la isla de Mallorca. *Mem. R. Acad. Cienc. Madrid.* tomo XXIV, mém. nº 2.
- COLOM, G., (1971).— Sobre la presencia del Senoniense en los lechos finales de la serie geosinclinal, calizo-margosa de Mallorca. *Bol. Soc. Hist. 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*, 3^a 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'evolution du geosynclinal baléare. *Livre à la Méém. du Prof. P. Fallot Paris*, vol. 4, nº 1, pp. 125-136.
- COLOM, G., FREYTET, P., RANGUEARD, Y., (1973).— Sur des sediments lacustre et fluviatiles stampiens de la Sierra Nord de Majorque (Baleares). *Ann. Sc. Univ. de Besançon (Geol)*, 3er serie, fasc. 20, pp. 167.179.
- COLOM, G. y SACARES, J. (1968).— Nota preliminar sobre la geología estructural de la región de Randa (Puig de Galdent-Randa; Mallorca). *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, t. 14, pp. 105-120. Palma.
- COLOM, G. y SCARES, J. (1976).— Estudios sobre la Geología de la Región de Randa-Lluchmayor-Porreras. *Rev. Balear*. no. 44/45: 21-71.
- COLOM, G. SACARES, J. (1976).— Estudio geológico de la región de Randa-Lluchmayor (SE de Mallorca). *Ref. 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, 3 eme 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 figs. Madrid.
- DARDER, B. (1915).— Estratigrafías de la Sierra de Levante de Mallorca (región de Felanitx). *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Madrid. Ser. Geol.* nº 10. pp. 1-41.

DARDER, 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 des environs 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. Scienc. 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 *Geolog. Medite. Occid.* Barcelona.

DARDER, B. (1933, a).—Duas notes sobre la geología de la Serra de Llevant de Mallorca. *Bull. Inst. Catalana. Hist. Nat.* Barcelona. vol. 33, nº 12, pp. 151-158.

DARDER, B. (1933, b).— L'existencia del Burdigaliá a la Serra de Farruts (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 (Baleares). *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 672 (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 onda. *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., 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 PERMANYIER, 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 PERMANYIER, A. (1977, b).— Aberrant features of the Messinian coral reefs. *Sepain. Com. Seminario no. 3 sobre el Messiniense*, 26-27, Sep. 1977. Málaga. IGGP Project no. 96.

ESTEBAN, M.; CALVET, F.; DABRIO, C.; BARON, A.; GINER, J.; POMAR, L.; SALAS, R. y PERMANYIER, A. (1978, c).— Aberrant features of the Messinian coral reefs. *Sapin. Acta Geol. Hisp.* 13: 20-22.

FALLOT, P. (1914).— Sur la tectonique de la Sierra de Majorque. *C.R. Sc. Paris*, t. 158, pp. 645-649.

FALLOT, P. (1914).— Sur la stratigraphie de la Sierra Majorque. *C.R. Ac. Sc. Paris*, vol. 168, p. 817.

FALLOT, P., (1920).— Observations nouvelles sur la tectonique de la Sierra de Majorque *Trav. Lab. Geol. Univers. Granoble*, p.7.

- FALLOT, P., (1922).— Estude géologique de la Sierra de Majorque (îles Baléares). *These Paris et Liège*, 480 p., 214 fasc. 10 pl., 8 fotos, 3 map. géol.
- 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 (Baléares). *Com. X Congreso Nacional de Sedimentología*. A. Obrador Edit. p. 7.32-35. Mahón, 1983.
- FOURCADE, E.; AZEMA, J., CHABRIER, G.; CHAUVE, P.; FOUCault, A. y RANGGHEARD, Y., (1977).— Liaisons paleogeographique au mesozoïque entre les zones externes bétiques, baléares, corsorandes 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 Baléares Informe de Síntesis General. *Min. Obras Púb./Min. Ind./Min. Agric.* Comité de Coordinación. 2 tomos.
- HAIME, J. (1855).— Notice sur la géologie de l'île de Majorque. *Bull Soc. Geol. France*. Ser. 2, vol. 12, pp. 734-752.
- HERMITE, H. (1879).— Etudes géologiques sur les îles Baléares, Iere partie: Majorque et Minorque. *Paris, F. Savy*, 357 pp. 60 fig., 5 pl.
- HINZ, K. (1973).— Crustal Structure of Balearic Sea. *Tectonophysics*, 20. 295-302.
- HOLLISTER, J.S. (1934).— La posición de las Baléares 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. (1835).— Observations géologiques sur les deux îles Baléares *Mem. R. Acad. Sc. Torino*, V. 38, nº 51.
- MARZO, M.; POMAR, L.; RAMOS, E.; RODRIGUEZ, A. (1983).— Itinerario A. en: El Terciario de las Baléares. Guía de las Excusiones del *X Congreso Nacional de Sedimentología*. Menorca, 26-30 de Septiembre re, 1983.
- MATAILLET, R.; y PECHOUX, J. (1978).— "Etude Géologique de l'extremité occidentale de la Sierra Nord de Majorque (Baléares, Espagne)". *These Doct. de la Fac. Sciences et des Techniques de l'Université de Franche-Conté*, 101 pp. 92 figs., 2 cortes litol.
- NOLAN, H. (1893).— Sur les terrains triasiques et jurassiques des îles Baléares. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 117.

- NOLAN, H. (1895 a).— Sur le Jurassique et Crétacé des îles Baléares. *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 117, pp. 821-823.
- NOLAN, H., (1895 b).— Structure géologique d'ensemble de l'archipel Baléares. *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" (Soller, Mallorca) *Bol. Soc. Hist. Nat. de Baleares*, t. 22, po. 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.; BARON, A. y MARZO, H. (1983).— El Terciario de Mallorca. en: El Terciario de las Baleares. Guía de las Excursiones del 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. *Mem. Real Acad. Cienc. Artes Barcelona*. nº 805. vol. 45, nº 1.

RIBA, O. (1983).— Las Islas Baleares en el Marco Geológico de la Cuencia Mediterránea Occidental de las Baleares. Guía de las Excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología. Menorca. 26-30 de septiembre 1983.

RODRIGUEZ-PERE, 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. (1905).— Note sur l'Oligocéne de Majorque. *Bull. Soc. Geol. France*, ser. 4, vol. 5, pp. 651-654.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA