



Instituto Tecnológico
Geominero de España

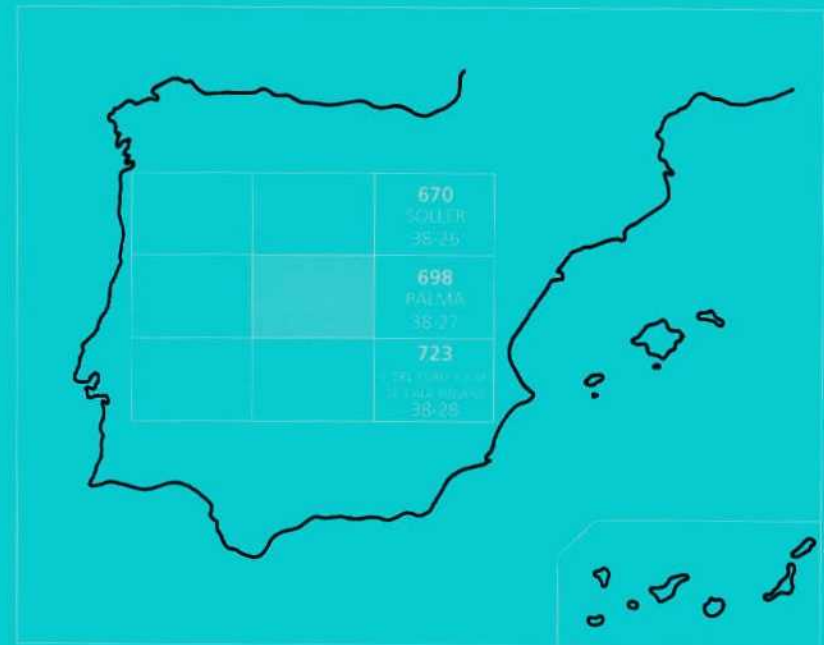
697

37-27

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

Primera edición



ANDRAITX



Instituto Tecnológico
Geominero de España

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

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
Escala 1:50.000

ANDRAITX

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1991

Depósito Legal: M-29.018-1992
I.S.B.N.: 84-7840-144-X
NIPO: 241-92-011-7
Imprime: Gráficas Topacio, S.A.
c/ Príncipe de Vergara, 210 - 28002 MADRID

HAN INTERVENIDO:

Cartografía:	P. del Olmo Zamora y M. Alvaro.
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).
Recogida de Macrofósiles:	A Goy (Univ. Madrid).
Micropaleontología:	J.Ramírez del Pozo y M.A. Uralde.
Macropaleontología:	Ammonites. Goy (Univ. Madrid).
Petrografía y Sedimentología:	M. Aguilar Tomás.
Cuaternario marino:	J. Cuerda Barceló (Palma de M.)
Terciario postectónico:	A Barón (Ser. Hidráulico Baleares).
Memoria:	P. del Olmo Zamora, M. Alvaro López, J. Ramírez del Pozo y M. J. Aguilar Tomás.
Dirección del Proyecto y Supervisión:	A. Barnolas.

INTRODUCCION

La hoja de Andraitx forma parte de la provincia de Baleares y se encuentra situada en el extremo más oriental de la Isla de Mallorca quedando enclavada en la comarca natural de la Sierra Norte, que tiene continuidad en la Isla de Dragonera también comprendida dentro del ámbito de la hoja.

Se caracteriza por un relieve muy accidentado que se desarrolla entre los 0 y los 927 m de altitud que corresponden al vértice Esclojo (x: 1.125.525, y: 575.475) situado en el ángulo nororiental de la hoja.

En este relieve predominan las alineaciones montañosas noreste-suroeste que se corresponden con la alineación general de toda la Sierra Norte de Mallorca.

La red fluvial está constituida por torrentes de montaña que discurren fuertemente encajados con muy poco desarrollo longitudinal y gran pendiente y que sólo son funcionales generalmente en épocas de fuertes precipitaciones.

La alineación de cumbres, que con dirección noreste-suroeste destaca en la mitad septentrional de la hoja, y que actúa como divisoria de aguas, está constituida por la Sierra d'es Pinotells que se continúa por la Moleta d'Esclop hasta el Coll d'es Colom enlazando con los relieves que originan la Pared d'es Moro y el Puig de Sa Trapa.

En esta misma alineación se continúan los relieves que originan la Isla de Dragonera desde el Cabo Tramuntana al Cabo Llebeix.

Hacia la vertiente Norte destacan el torrente de Estellench y el torrente Corral que originan las calas de Estellenchs y de ses Ortigues respectivamente, que rompen la monotonía de la costa acantilada con escarpes que sobrepasan los 300 m de altitud.

Hacia la vertiente Sur son las más importantes el Torrent de Sa Pedrera que se continúa en la vecina hoja de Palma de Mallorca (38-27), el Torrent de Na Foradada que con dirección Norte-Sur discurre fuertemente encajado hasta llegar al valle donde se sitúa la localidad de Paguera, en donde recibe el nombre de Torrent d'es gore hasta su desembocadura en el mar. Por último citaremos el Torrent de Ses Peñes que con dirección noreste-suroeste discurre desde Es Penyal d'en Rico hasta la localidad de Sóller a partir de la cual recibe por su derecha al Torrent de S'Éstret y otros cursos poco importantes continuando con el nombre de Torrent de Salvat hasta su desembocadura en el mar en la estrecha Bahía de Andraitx.

El tramo de costa situado al Sur de la hoja aparece muy recortado contrastando con la escarpada linealidad de la costa Norte, el tramo de costa situado al sureste de la hoja aparece muy recortado por una serie de calas y bahías que de Norte a Sur reciben los nombres de Cala es Canys, Cala d'Antió, Cala d'Egos, Bahía de Andraitx, Cala Marmassen, Cala Llamp y Cala Blanca. En el ángulo sureste de la hoja queda enclavada la amplia ensenada de Santa Ponsa dentro de la cual se sitúan, Cala Blanca, Cala Santa Ponsa y Cala Fornells.

Por lo que respecta a la Isla Dragonera cabe destacar los fuertes acantilados de más de 300 m que delimitan su costa noroeste, y que contrastan con la que se sitúa al sureste, más recortada por pequeñas calas que hacen posible el acceso por mar a la Isla.

Los núcleos de población más importantes están en la mitad Sur de la hoja en donde se sitúan las localidades de San Telmo, S'Arraco, Andraitx, Capdellá, Puerto Andraitx, Paguera y parte de la localidad de Santa Ponsa. La utilización agrícola del suelo es muy escasa debido a que casi la totalidad de la hoja está ocupada por sedimentos calizos y lo escarpado del terreno, únicamente en la mitad Sur de la misma, y aprovechando los valles de los torrentes se desarrollan cultivos hortícolas y frutícolas.

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

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

La posición de las Islas Baleares en el Mediterráneo, como una continuación de las zonas externas de las Cordilleras Béticas, ha motivado que tradicionalmente sean consideradas como su prolongación estructural y paleogeográfica, especialmente de las zonas prebética interna y subbética. Sin embargo el Archipiélago Balear, constituye una extensión natural hacia el Mediterráneo, de los ámbitos celtibérico y Catalánide y son patentes sus relaciones especialmente en ciertos momentos de su historia geológica.

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

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

- La etapa que dura hasta comienzos de siglo, en que varios naturalistas entre los que hay que mencionar a BEAUMOUNT, DE LA MARMORA, BOUVY, HAIME, HERMITE, NOLAN y COLLET, visitan la isla y ofrecen los primeros datos e hipótesis sobre su constitución geológica.
- FALLOT marca el comienzo de la segunda época con la realización de sus tesis doctoral sobre el Sierra Norte. Dicho autor y DARDER PERICAS impulsan decididamente el comienzo de la geología mallorquina durante el primer tercio del siglo. La ingente labor realizada por PAUL FALLOT, la abundancia y calidad de sus observaciones y la claridad y certeza de su hipótesis

y conclusiones son bien patentes hoy, a pesar del tiempo transcurrido, para los geólogos que abordan el estudio de la Sierra Norte.

- Una tercera etapa es caracterizada por COLOM, que a impulso de la etapa anterior desarrolla lo esencial de su obra durante un período de casi treinta años. Aunque su obra se centra en temas paleontológicos y estratigráficos, interviene en la realización de la primera cartografía geológica a escala 1:50.000 de toda la Isla.

ESCANDELL y OLIVEROS están asociados a este período que culmina con los trabajos de investigación de lignitos de ENADIMSA, y de aguas subterráneas realizadas por el IGME y el SGOP en la pasada década. En esta actividad hay que mencionar a C. FELGUEROSO, A. BATLLE y A. BARON.

- Las investigaciones más recientes se deben por un lado a la escuela francesa, continuadora en cierto modo de la tradición de FALLOT, con BOURROUILH, RANGHEARD, MATAILLET y PECHOUX, y por otro lado al equipo de L. POMAR, del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias de Palma. A este autor se debe una reciente interpretación de la evolución tectosedimentaria de las Baleares.

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

Estas unidades tectónicas están separadas por los frentes de cabalgamiento principales y, de Norte a Sur, son las siguientes: (fig. 1).

- Unidad tectónica de Banyalbufar (Unidad I).

Bien representada en el ángulo nororiental de la hoja donde queda situada la localidad de Estellencs. De las seis unidades tectónicas esta unidad I es la más baja estructuralmente.

Está constituida fundamentalmente por afloramiento de materiales triásicos; sobre los que se depositan sedimentos litorales del Burdigaliense y margas del Burdigaliense-Langhiense.

- Unidad de George Sand-La Calobra (Unidad II).

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

Está constituida esencialmente por un zócalo de materiales triásicos que sustenta una potente serie brechoide del Jurásico. Esta potente serie brechoide aparece

recubierta por depósitos litorales del Burdigaliense y las margas del Burdigaliense - Langhiense.

Esta unidad no aflora en la hoja de Andraitx, reposando directamente sobre la unidad I la unidad III.

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

– Unidad de Teix Tomir (Unidad III).

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

Esta unidad está representada en la hoja de Sóller (38-26) donde se sitúa el vértice topográfico del Teix, se continúa por la hoja de Inca (39-26) y entra por la parte central de la hoja de Pollensa (39-25), donde queda situado el Puig Tomir, para continuar por la hoja de Cabo Formentor (40-25).

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

En la presente hoja de Andraitx, ocupa la mitad septentrional de la misma, a excepción del ángulo nororiental en que aflora la unidad I, así como la totalidad de la Isla de Dragona constituida por materiales que atribuimos a la unidad III de Teix-Tomir.

En la parte central de la hoja y con dirección noreste-suroeste existe una estrecha franja en donde es prácticamente imposible definir si los sedimentos que la componen corresponden a la Unidad III o ya son los que constituyen la unidad IV de Alfabia-Es Barraca, por lo que en el esquema estructural hemos optado por dar una zona de interacción de ambas unidades.

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

Recubre a la anterior mecánicamente y la hemos denominado con este nombre debido a que está formando la Sierra de Alfabia, situada en la hoja de Sóller (38-26) y el tercio noroccidental de la hoja de Inca (39-26) donde queda situado el Puig de Barracá.

Ocupa la mitad Sur de la presente hoja y se caracteriza por presentar una serie mesozoica bastante completa desde el Trías superior al Cretácico inferior, así como depósitos paleógenos fluviales. En contraste con la estructura en escamas que predomina en las unidades inferiores, esta unidad tectónica presenta una estructura de plegamiento muy bien desarrollada. Las unidades III y IV constituyen para FALLOT la serie II descrita por este autor en sus tesis doctoral.

– Unidad de Alaró (Unidad V).

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

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

Presenta una serie mesozoica completa hasta el Cretácico superior y entre ella y el Paleógeno fluvial afloran depósitos lacustres del Eoceno que llevan asociados importantes depósitos de carbón. La unidad de Alaró constituye la denominada serie III de FALLOT.

En la presente hoja de Andraitx esta unidad V no aflora.

– Unidad de Alcudia (Unidad VI).

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

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

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 Lías inferior o sobre el Triásico en las unidades I y II.
- Una fase distensiva de importancia regional durante el Oligoceno superior y Mioceno inferior.
- La fase de plegamiento del Mioceno medio, responsable de la arquitectura en escamas cabalgantes de gran envergadura.
- Una etapa de distensión pliocena que retoca las estructuras de plegamiento y condiciona el relieve y la morfología actual de la Sierra Norte.

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

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

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

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

1. ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Andraitx están representadas las unidades tectónicas I, III y IV descritas en el apartado anterior.

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

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

1.1. TRIASICO

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

MATAILLEX y PECHOUX (1978) describen los afloramientos del Trías del sector de Bañalbufar-Estellenchs. FREEMAN y OBRADOR (1974) mencionan paleosuelos y carbón en el Buntsandstein de la zona de Bañalbufar.

1.1.1. Areniscas y lutitas (1) Facies Buntsandstein

Aflora en forma de estrecha banda en la parte nororiental de la hoja, a lo largo de la costa entre el ángulo noreste y Cala Estellenchs continuándose por la vecina hoja de Sóller (38-26) donde sus afloramientos son más extensos.

Todos los afloramientos de esta unidad cartográfica quedan situados en la Unidad Tectónica

I. (Unidad de Banyalbufar).

Debido a la disposición de su afloramiento que origina un fuerte acantilado, no ha sido posible el levantamiento de una sección estratigráfica en los sedimentos de la Facies Buntsandstein dentro de la hoja, habiéndose estudiado en su continuidad en la hoja de Soller, sección de Asá (x: 1.129.250, y: 582.100), en donde es posible el acceso a los mismos.

Se ha medido un espesor de 150 m de sedimentos, aunque la complejidad tectónica y los fenómenos delapsionales impiden obtener una idea exacta de la constitución y espesor real que posiblemente supere los trescientos metros.

La unidad cartográfica está constituida por tres tamos litológicos bien diferenciados, que de muro a techo son:

- 1.— Lutitas rojas con delgadas pasadas de areniscas limolíticas blancas (espesor superior a los 100 m).
- 2.— Areniscas blancas y rojas con intercalaciones de limolitas y microconglomerados (120 m aproximadamente).
- 3.— Lutitas rojas y verdes con intercalaciones de areniscas blancas (20 m).

El tramo inferior está constituido por limolitas y argilitas micáceas rojas con intercalaciones de capas centimétricas de areniscas blancas y rojas.

El tramo medio consiste fundamentalmente en areniscas y areniscas arcillosas blancas y rojas de grano medio a microconglomerados, con estratificación cruzada, dispuestas en bancos de 0,5 a 1,5 m de potencia, que en la base pueden presentar niveles de microconglomerados y en el techo intercalaciones de limolitas rojas y verdes de 0,30 hasta 7 m de espesor. Las areniscas son litarenitas de granos subangulosos y subredondeados de cuarzo (30-70%, y fragmentos de pizarras y chert (5-10%), matriz sericítica y cemento dolomítico y silíceo. En el tercio inferior del tramo algunos niveles contienen hasta un 40% de granos de fragmentos del dolomías ferrosas más o menos cristalinas.

Los contactos entre los granos presentan en ocasiones presión-disolución con crecimientos secundarios.

Las areniscas suelen tener base plana y techo plano u ondulado y estratificación cruzada de gran escala de tipo festoneado. En la base de los bancos son frecuentes los niveles de microconglomerados y los cantos blandos. A techo de los estratos, que presentan secuencias granoderecientes aparecen "ripples", laminación paralela y restos de vegetales carbonizados. La secuencia suele finalizar con una intercalación de limolitas. La bioturbación es intensa en

algunos niveles. En la mitad superior del tramo las limolitas son más escasas, y los restos carbonosos aparecen preferentemente en la base de las secuencias, que localmente presentan bases canalizadas con brechas arenosas y troncos completos de árboles alineados paralelamente. Se observan direcciones de corriente NW-SE con sentido hacia el SE. En este tramo encontró HERMITE (1879) *Equisetum arenaceum* BRONN.

El tramo superior, que suele aparecer tectonizado y cubierto por derrubios, consiste en limolitas micáceas rojas y verdes con intercalaciones de areniscas blancas en capas que no suelen sobrepasar 1 m de espesor.

FREEMAN y OBRADOR (1974) interpretan las areniscas con carbón como depósitos fluviales, representando los niveles de lutitas fases de desbordamiento de los canales.

Todo el conjunto carece fósiles, a excepción de los restos vegetales anteriormente mencionados.

1.1.2. **Dolomías, brechas dolomíticas y lutitas** (2). Facies Muschelkalk

Aflora como la unidad cartográfica anterior en el ángulo nororiental de la hoja, dando lugar a la línea de costa fuertemente acantilada que se desarrolla entre Cala Ca's Xeramier y el vértice Tejera (x: 1.128.125, y: 580.500) de 237 m de altitud. Sus afloramientos se continúan en la hoja de Soller.

Los afloramientos de esta unidad cartográfica quedan situados dentro de la unidad tectónica I (Unidad de Banyalbufar).

Es en la vecina hoja de Soller donde los afloramientos de esta unidad cartográfica son más apropiados para el levantamiento de secciones estratigráficas de detalle para el estudio de los sedimentos de la facies Muschelkalk. En dicha hoja se ha realizado la sección de Son Serralta (x: 1.128.500, y: 581.750) en la que se distinguen cuatro tramos litológicos, que de muro a techo son:

- 1.— Dolomías en gruesos bancos.
- 2.— Lutitas con niveles de dolomías, brechas y carniolas.
- 3.— Dolomías en capas decimétricas.
- 4.— Margas con niveles dolomíticos.

El tramo inferior tiene una potencia de 80 a 90 m y consiste fundamentalmente en dolomías oscuras bien estratificadas en capas de 0,5 a 1,5 m. La parte superior del tramo son brechas dolomíticas monogénicas gris oscuro con clastos de microdolomía y matriz escasa o nula (clast-supported), y algún nivel centimétrico de margas dolomíticas gris-rojizas.

El segundo tramo consiste en una alternancia de arcillas y limolitas rojas con laminación paralela, margas dolomíticas grises, dolomías laminadas, carniolas y brechas dolomíticas, con un espesor del orden de 20 m.

Las dolomías son de color gris oscuro y presentan laminación paralela. Son microdolomías. Las carniolas presentan aspecto cavernoso, son brechoides y contienen nódulos ferruginosos y pseudomorfos de yeso.

Las brechas dolomíticas son monogénicas, presentando un espectro completo desde brechas "mud-supported", con cantos subangulosos subredondeados de 2-3 cm a brechas angulosas "clast-supported" y dolomías brechoides, pudiendo pasar lateralmente a capas de dolomías con laminación criptoalgal (a veces con láminas rotas) de manera gradual. Algunos de los niveles de brechas presentan base canalizada, laminación cruzada y granoselección negativa.

El tercer tramo, de unos 70 m de potencia está constituido por dolomías gris oscuro bien estratificadas en capas decimétricas y brechas dolomíticas con cantos de hasta 15 cm. Se trata de microdolomías intraoosparitas, dolomíticas y dolomías cristalinas. El paso de dolomías a brechas se realiza lateralmente a lo largo de un mismo estrato, por desorganización progresiva. Se han observado pliegues de "slump" de dimensiones decimétricas en los niveles brechificados. Ocasionalmente hacia la parte media del tramo aparecen algún nivel de yeso gris. Las dolomías presentan laminación de tipo algal, ripples de corriente hacia la parte superior de los bancos, y pseudomorfos de sales; algunos niveles aparecen muy bioturbados ("fucoides"). En los niveles de intraoosparitas se han reconocido Foraminíferos de concha aglutinada referibles a *Glomosphira* y en la base del tramo, en niveles tableados, se observa algunos *Lamelibranchios*.

El tramo superior presenta un espesor de unos 20 m, y consiste en margas verdosas con yeso con intercalaciones centimétricas de dolomías grises y amarillentas con laminación paralela (microdolomías).

Los depósitos de la facies *Muschelkalg* son materiales depositados en una plataforma somera en ambiente intermareal, con tendencia a supramareal en el segundo tramo y en el superior. Los niveles de brechas dolomíticas pueden interpretarse como debidos a la existencia de canales que drenaban la llanura de mareas. La presencia de moldes de sales y capas ocasionales de yeso no descartan la formación de brechas de colpaso por disolución.

1.1.3. Lutitas, areniscas, yesos y rocas volcánicas (3). Facies Keuper

Los afloramientos de esta unidad cartográfica se localizan al Norte de la hoja y están ligados al frente de cabalgamiento principal que separa las unidades tectónicas I y III así como a los múltiples cabalgamientos secundarios que aparecen afectando a la unidad III (Teix - Tomir).

Debido a la naturaleza blanda de los sedimentos que entran a formar parte de la Facies Keuper dan lugar a una zona deprimida en la parte central de la hoja que ha sido aprovechada para el trazado de la carretera que une Andraitx con los pueblos situados en la costa Norte de la Isla de Mallorca. En el resto de la hoja aparecen en la base de los fuertes escarpes a que dan lugar los sedimentos calizos pertenecientes al Lías y que se sitúan directamente encima.

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

El punto de la Sierra Norte más favorable para el estudio del Keuper queda situado en la hoja de Sa Calobra (38-25) donde ha sido realizada la sección estratigráfica de Cala Tuent (x: 1.152.000, y: 602.650, en la que pueden distinguirse los siguientes tramos:

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

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

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

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

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

Los basaltos olivínicos son rocas con textura porfídica hipocristalina fluidal a holocristalina subdiabásica, predominando en las coladas más potentes la textura dolerítica de grano fino, a veces ligeramente porfídica. Están compuestas por plagioclasa, olivino, piroxeno, opacos y vidrio, como minerales principales, e ilmenita, ceolitas y minerales arcillosos como accesorios. Como secundarios aparecen iddingsita, sericita, óxidos de hierro, carbonatos, magnetita, serpentinas, ceolitas, talco y arcilla.

El olivino aparece como fenocristales idio a subidiomorfos, con bordes y líneas de exfoliación ferruginosa, y como cristales esqueléticos con reabsorción a vidrio, alterándose a iddingsita y

serpentina. El piroxeno, a veces intersticial, suele aparecer ferruginizado y carbonatado, lo que imposibilita su identificación. La plagioclasa se presenta en microlitos, cruzados en las texturas diabásicas, alterada a sericita y carbonatos. La pasta es microcristalina a vítrea, formada por agregados de minerales opacos, arcillas y carbonatos. La alteración secundaria ha originado la formación de venas de carbonatos y ceolitas intersticiales y en agregados, de tipo escolectia y matrolita. Las coladas superiores muestran evidencias de espilitización, con plagioclasa sódica y carbonatos en los componentes principales, y textura afieltrada de microlitos de albita de hasta 2 mm incluyendo cristales de olivino piroxeno y calcita.

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

Las tufitas y cineritas basálticas son rocas con texturas heterogranudas de grano fino a medio, clastovolcánicas, a texturas fragmentarias con laminación paralela. Están compuestas esencialmente por fragmentos de rocas basálticas, granos de cuarzo (5-15%) y dolomita, y por una matriz ferruginoso-dolomítica, constituida por un mosaico heterogranular de grano fino formado por cristales subidiomorfos de dolomita, que incluye fragmentos ferruginosos (posibles rocas volcánicas alteradas), núcleos dolomíticos (posibles rocas volcánicas sustituidas) y cuarzo detrítico. Ocasionalmente se observan fragmentos desvitrificados.

La textura de estas rocas apunta hacia la sustitución dolomítica de cinerita basáltica rica en finos, más o menos reelaborados en un ambiente sedimentario.

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

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

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

1.2. TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO

El jurásico de la Sierra Norte de Mallorca fue reconocido por E. DE BEAUMONT (1827) y LA MARMORA (1835); posteriormente fue estudiado con mayor detalle por H. HERMITE (1879) y P. FALLOT (1922), G. COLOM (1935, 1947, 1970, 1973). MATAILLET y PECHOUX (1978).

1.2.1. Dolomías tableadas, margas y arcillas, brechas y carniolas (4). Rethiense-Hettangiense

Los afloramientos de esta unidad cartográfica están ligados a los de la facies Keuper descrita en el apartado anterior que se sitúa inmediatamente por debajo y han sido estudiados en la sección estratigráfica de Cala Tuent (x: 1.152.000, y: 602.250) en la hoja de Sa Calobra (38-25) así como en los distintos afloramientos aislados en que ha sido posible su reconocimiento.

– En su base se sitúa un primer tramo, de unos 45 m de potencia constituido por una alternancia de calizas dolomíticas y dolomías grises y beigeas, con margas y arcillas arenosas, amarillentas, en bancos de 10 a 50 cm de potencia. En la base de este tramo aparecen secuencias de 70 cm de potencia de areniscas yesíferas, limolitas y dolomías tableadas que lateralmente aparecen brechificadas.

Las calizas por término medio están compuestas por un 60% de micrita, un 30% de dolomicrita y un 10% de óxidos de hierro, aunque en algunos casos, llegan a tener un 80% de dolomicrita y un 20% de peletoides que presentan una orientación paralela y, en otros, están totalmente recristalizadas.

– Por encima se sitúa un segundo tramo de unos 40 m de potencia en el que predominan potentes bancos de hasta 12 m constituidos por brechas masivas, con estratificación muy difusa y colores rojizos, con cantos y bloques angulosos de calizas dolomíticas, idénticas a los que componen el tramo inferior, y, cantos limolíticos, esporádicamente algún canto de yeso. El tamaño medio de los cantos es de 4 cm y el máximo de 50 cm. La matriz está constituida por microbrechas y el cemento es dolomítico. Lateralmente estos grandes bancos de brechas se estratifican en capas decimétricas entre las que se intercalan juntas de limolitas rojas. Entre los bancos de brechas aparece una alternancia de dolomías grises y negras laminadas en capas centimétricas y limolitas calcáreas rojas y violáceas. Estas alternancias tienen una potencia comprendida entre los 3 y los 8 m.

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

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

– Finalmente se reconoce un tercer tramo de unos 35 m de potencia a techo de esta formación, constituido por calizas dolomíticas grises, bien estratificadas en capas de 20 a 40

cm, con juntas de limolitas y cineritas versicolores, entre las que se intercalan dos coladas de rocas volcánicas de 4 a 10 m respectivamente.

Las calizas tienen por término medio un 40% de micrita y un 60% de dolomicrita estando, en algunos casos, totalmente dolomitizadas.

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

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

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

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

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

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

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

La edad de la formación es Rethiense-Hettagiense.

1.3. JURASICO, CRETACICO

1.3.1. Calizas y dolomías tableadas, brechas en la base (5). Lías

Sus afloramientos constituyen los relieves más importantes de la Hoja, en donde esta unidad cartográfica está formando parte de la que hemos considerado como unidades tectónicas de Texi-Tomir y Alfabia-Es Barraca), constituyendo sus relieves más importantes.

En la mayor parte de los casos está en relación mediante contacto mecanizado con el resto de los sedimentos que constituyen dicha unidad tectónica, esto unido a la fuerte tectonización que la unidad cartográfica presenta y hace prácticamente imposible el levantamiento de secciones estratigráficas dentro del ámbito de la hoja de Andraitx, pudiendo reconocerse afloramientos muy parciales de difícil correlación con el resto de la serie.

En la presente hoja la potencia de la formación sobrepasa los 200 m siendo 350 m la potencia que presenta en la sección tipo de Es Barraca (x: 1.162.725, y: 598.500) en la hoja de Inca (39-26).

En dicha sección se han medido los 350 m de sedimentos que corresponden a su potencia total. En la base se localizan 30 m de dolomías brechoides y brechas masivas, con estratificación difusa de color gris, con cantos de dolomías y micritas de 20 cm de tamaño máximo.

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

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

El resto de la serie está compuesta por una monótona serie de calizas bien estratificadas en bancos de 1 a 3 m de potencia, entre las que se intercalan algunos bancos de calizas brechoides. Son fundamentalmente bancos de micritas y biomicritas con algunas intercalaciones de bioesparitas, intrabioesparitas y pelesparitas, así como bancos de calizas algales con pisolitos y algas cianofíceas. Estas calizas continúan presentando bases onduladas, granoselección decreciente y "ripples" así como laminación de tipo estromatolítico que, a veces, aparece con las láminas rotas.

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

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

El resto de la serie corresponde fundamentalmente a depósitos de plataforma restringida, evolucionando en la vertical a una llanura de mareas abierta, terminando con un

importante volumen de aportes terrigenos del continente que son redistribuidos por corrientes de marea.

Los primeros 200 m de la serie se atribuyen al Lías inferior y en ellos se ha reconocido la siguientes asociación de microfauna *Gibbulinites tripartitum* COLOM, *Pseudocreceis liasicus* COLOM, *Labyrinthina* sp., *Favreina*, *Lacrymorphus globosus* RADOICIC, *Cayeuxia (Solenopora) liasica* LE MAITRE, *Permoalculus* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAIN, Ostrácodos, Gasterópodos y Crinoides.

El resto de la serie se atribuye al Lías medio y superior y ha podido reconocerse la siguiente asociación: *Lenticulina* sp., *Lingulina* sp., *Dentalina* sp., *Glomospirella* sp., *Haurania* cf. *amiiji* HENSON, *Lituosepta* sp., y *Vidalina* sp. A techo de la formación aparece *Orbitopsella praecursor* GUMB.

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

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

En la zona de Can Guillo: (x: 1.172.250, y: 604.950), situada en la hoja de Pollensa (39-25), se han reconocido los metros finales del techo de la formación donde se ha estudiado 35 m de calizas grises y beige, bien estratificadas en bancos de 30 a 80 cm, con delgadas intercalaciones de calizas arcillosas, y algunas intercalaciones de areniscas calcáreas con granos de cuarzo. A techo se localizan 3 m de calizas arenosas muy ferruginosas con una lumaquela de amonites.

Son micritas y biomicritas con algunos tramos de matriz peletoides y, a techo, dolomicrita con 20% de cuarzo y 5% de feldespatos. En ellas se ha reconocido: *Lingulina* cf. *pupa* TERQ, *Glomospira* sp., Ostrácodos, Gasterópodos y Crinoides.

En la parte superior se han encontrado los siguientes Ammonites: *Harpoceras* cf. *falcifer* SOWRBEY, *Harpoceras* sp., *Orthildaites orthus* BUCKMAN, *Orthildaites* sp., *Hildoceras sublevisoni* FUCINI, *Hildoceras* cf. *tethysi* GECZY, *Hildoceras lusitanicum* MEISTER *Hildoceras* cf. *apertum* GABULLY e *Hildoceras* sp. Esta fauna aunque pertenece a la zona Bifrons (Toarciense medio) en su conjunto, corresponde a las subzonas *Sublevisoni* y *Bifrons*; y no se puede descartar que las *Harpoceras* y *Orthildaites* pertenezcan a la parte terminal de la zona *Serpentinus*.

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

Aunque sus afloramientos son más extensos en la parte central de la hoja (valles de Andraitx y S'Arraco) están repartidos en forma de manchas de desigual tamaño por todo el resto de la hoja a excepción de la parte ocupada por la Isla Dragonera en donde no se han reconocido sedimentos de esta unidad cartográfica.

A lo largo de la Sierra Norte de la Isla de Mallorca ha sido estudiada en las siguientes secciones estratigráficas: Can Guillo (x: 1.172.250, y: 604.950) en la hoja de Pollensa (39-25), Aumedra (x: 1.157.950 y: 593.750) en la hoja de Inca (39-26), Cuber II (x: 1.154.100, y: 596.450), Cuber III (x: 1.154.250, y: 596.550), Son Vidal (x: 1.151.800, y: 590.800= y Alfabia (x: 1.147.000, y: 590.350) en la hoja de Sollers (38-26) y Puig Mitgdia (x: 567.500, y: 1.120.000) en la hoja de Andraitx que estamos describiendo así como en numerosos cortes parciales en los que se han estudiado muestras para el reconocimiento de microfacies y estudio paleontológico.

Las potencias de la formación son muy variables a lo largo de la sierra Norte debido en algunos casos al acortamiento tectónico de las series.

En esta unidad cartográfica se reconocen los siguientes tramos:

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

Petrográficamente las calizas son biomicritas con microfilamentos y laminación paralela, con Radiolarios silíceos y calcificados, Protoglobigerinas, Foraminíferos, fragmentos de Crinoides y de espículas; ocasionalmente hay trazas de cuarzo y diente de peces. La matriz suele ser peltoide, recristalizada irregularmente, y, ocasionalmente, microdolomítica-silícea.

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

- Tramo de 10 a 15 m de espesor constituido por calizas nodulosas y "fallas brechas" (facies "ammonítico - rosso") de colores rojizos, con nódulos de micrita gris o rosada y fósiles corroides, fundamentalmente Ammonites aunque existen algunos Braquiópodos. Entre los nódulos y los estratos aparece una matriz de marga o limolita calcárea de color rojo o verde. Al microscopio son biomicritas, más o menos recristalizadas, con Radiolarios silíceos y calcificados, Protoglobigerinas, fragmentos de Crinoides, Ostrácodos y Microfilamentos. La

matriz puede ser de micrita - sílex o aparecer teñida por óxidos de hierro muy finos, con zonas irregulares, algo recristalizadas, sin óxidos de hierro.

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

– Un tramo de 50 a 65 metros de calizas mudstones tableadas, dispuestas en bancos de 30 cm, con interestratos margosos y, a veces, ondulados, lo que confiere al conjunto aspecto noduloso. Presentan nódulos de sílex. Petrográficamente son micritas, biomicritas y biopelmicritas con *Eothrix alpina* LOMB., Radiolarios, Protoglobigerinas, *Saccocoma* Ostrácodos, Calpionellas, espículas y fragmentos de Equinodermos y microestratificación paralela.

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

El tramo termina con un nivel de 10-12 m de "falsas brechas" (facies "ammonítico - rosso") que no siempre está presente. Se ha caracterizado en la sección de Cuber III (x: 1.154.250, y: 596.550), en la hoja de Soller (38-26), donde está constituido por nódulos de micritas grises y rosadas y Ammonites corroidos, con escasa matriz de margas limolíticas. Petrográficamente son biomicritas e intrabiomicritas con Calpionellas, Foraminíferos, fragmentos de Equinidos y Crinoides y matriz con óxidos de hierro y zonas algo gravelosas.

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

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

Las microfacies contienen, además de la fauna genérica mencionada en la descripción litológica: *Eothrix alpina* LOMB., *Globochaete alpina* LOMB., *Lenticulina* cf. *audax* LOEBL. y TAPP., *L. quenstedti* GUMB., *L. munsteri* ROEMER, *L. acutiangulata* DEECKE, *L. subalata* REUSS, *C. cf. suprajurassica* OERTLI, *Spirillina* cf. *amphelicta* LOEBL. y TAPP., *Nodosaria* cf. *nitidana* BRAND., *Cristellaria plexus fluxuosa* BRUCM., *C. plexus treptensis* BAST. y SIGAL., *Paalowitzella* cf. *nudosa* ANTON., *Schuleridea triebeli* STEGH. En los dos tramos superiores se encuentra, además: *Calpionella alpina* LOR., *C. elliptica* CAD., *C. thalmani* COL., *Calpionellites darderi* COL., *Nannoconus* cf. *steinmanni* KAMPT., *N.* cf. *colomi* LAPP.

La fauna recogida en cada tramo es la siguiente:

– Ritmita inferior: *Haplopleuceras* cf. *inaequalicatum* GERARD; y *Vacekia* sp. (Aalenienense medio - superior); *Haplopleuroceras* cf. *subespinatum* BUCKMAN y *H. mundum* BUCKMAN

(Aaleniense superior); *Sonninia* (*Sonninia*) sp. (Bajociense inferior); *Graphoceras* (*Graphoceras*) sp., *Epaxites* sp., *Stephanoceras* (*Stephanoceras*) sp., *Strigoceras* sp., *Oppelia* sp. (Bajociense inferior - medio); *Stepahnoceras* (*Stephanoceras*) aff. *triplex* MASKE, *Stephanoceras* (*Skirroceras*) cf. *bayleanum* OPPEL (Bajociense medio, zona Humphresianum); *Morphoceras* cf. *multiforme* ARKELL, *Procerites* sp., *Phylloceras* sp., *Holcophylloceras* sp., *Nannolytoceras* sp. (Bathoniese).

- "Ammonítico - rosso inferior": *Perisphinctes* (*Arisphinctes*) sp *Emaspidoceras* sp., *Holcophylloceras mediterraneum* NEUMAYR, *Sowebyceras tortisulcatum* D'ORBIGNY, *Pachyceras* (*Tornquistes*) sp., *Perisphinctes* (*otosphinctes*) sp., *P.* (*Dichoyomosphinctes*) sp., *P.* (*Dichotomosphinctes*) cf. *elisabethae* DE RIAZ, *Holcophylloceras* sp. (Oxfordiese medio); *Emaspidoceras* cf., *panciturculatum* ARKELL, *Phylloceras* sp., *Holcophylloceras mediterraneum* NAUMAYR (Oxfordiese); *Phylloceras* sp., *Nebroditis* sp., *Idoceras* sp., *Haploceras* sp., (Oxfordiese superior - Kimmeridgiense inferior).
- Calizas tableadas y ritmita superior: *Ataxioceras* (*Parataxioceras*) sp. (Kimmeridgiense inferior); *Aspidoceras* sp., *Lytogyroceras* sp., *Toraquisphinctes* sp., *Lamellaptychus* (Kimmeridgiense superior); *Pachysphinctes* aff. (Kimmeridgiense superior - Tithonico inferior).
- En el "ammonítico rosso" superior se ha recogido *Berriasella* cf. *privasensis* PICTEC, *Berriasella* sp., *Lemencia* aff. *pergrata* SCHNEID, *Lemencia* cf. *pesudociliata* OLORIZ, *Holcophylloceras mediterraneum* NEUMAYR, *Niolissoceras grasianum* D'ORBIGNY, *Protacanthodiscus* sp., *Lamellaptychus*, *Pygope diphya* V. BUCH y *Pygope janitor* PICTECT (Tithónico).

La ritmita inferior representa fundamentalmente al Dogger, aunque no es descartable que puede incluir el Toarciense superior, y no se ha registrado la presencia del Calloviense.

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

Las calizas tableadas, la ritmita y el "ammonítico-roso" superior, cuando está presentes, incluyen el resto del Malm, el Kimmeridgiense y Portlandiese o Tithónico.

En la unidad III (Teix-Tomir) dentro de la hoja que estamos describiendo, se ha estudiado esta formación en la sección estratigráfica de Puig-Mitgdià. En ella no sobrepasa los 50 m de potencia.

- Los dieciocho metros de la base formados por una alternancia de margas y calizas en bancos de 10 a 30 cm corresponden al Dogger.
- Continúa con 5 m de limolitas, margas y margocalizas nodulosas que son de edad Oxfordiese.
- El resto del Malm está formado por 20 m de calizas grises y ocreas en capas de 5 a 10 cm.
- A techo de la serie se han medido 3 m de margas gris blanquecinas que corresponden al Cretácico inferior.

El Cretácico inferior ha sido estudiado en varias secciones a lo largo de la Sierra Norte.

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

Las margas han proporcionado la siguiente microfauna: *Lenticulina heiesmanni* BETTENSTAEDT, *L. ouachensis* SIGAL, *L. cf. gaultina* (BERTHELIN), *L. cf. saxonica* REUSS, *L. chreiteri* (EICHENBERG) y "*Rhynchoteuthis*". Las calizas contienen *Eothrix alpina* LOMB., *Calpionellopsis simplex* (COLOM) y *Nannoconus*.

En estos niveles se ha recogido una fauna de Ammonites con: *Holcodiscus* sp., *Silexites* cf. *seranonis* (D'ORBIGNY), *Crioceratites nolani* (KILIAN), *Balearites balearensis* (NOLAN), *Subpulchellia sanvageni* HERMITE, *Partschiceras* cf. *infundibulum* (D'ORBIGNY), *Heolissoceras* sp., *Barremites difficilis* (D'ORBIGNY), *B. streptostoma* (HULIG).

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

Se trata de sedimentos de la zona externa de la plataforma.

1.3.3. Calizas y margas (7). Cretácico superior

Afloran en forma de franjas de dirección noreste-suroeste en la zona de la costa occidental de la hoja entre las localidades de San Telmo y Puerto Andraitx.

Los afloramientos de esta formación se encuentran dentro de la unidad tectónica III (Unidad Teix-Tomir).

Morfológicamente dan lugar a resaltes en forma de cornisas dentro de los sedimentos del Cretácico inferior y del Paleógeno de naturaleza blanda.

Esta unidad cartográfica ha sido estudiada en la sección de Enrich (x: 1.119.400, y: 568.625). En la base de esta formación aparece un tramo de 13 a 15 m de potencia compuesto por calizas gris claro en capas de 10 a 20 cm con algunas zonas recristalizadas y de aspecto brechoide entre ellas se intercalan delgados niveles de margocalizas.

Son fundamentalmente biomicritas con un 75% de micrita y un 25 por ciento de fósiles existiendo trazas de cuarzo en las muestras estudiadas.

Estos sedimentos presentan una bioturbación moderada y corresponden a una plataforma externa.

Los levigados estudiados han proporcionado abundantísima microfauna entre la que destaca: *Rotalipora* cf. *cushmani* (MOROW), *R.* cf. *greenhornensis* (MOROW), *Praeglobotruncana* cf. *turbinata* (REICHEL) y *Hedbergella* cf. *planispira* (TAPPAN) que corresponden al Cenomaniense.

Por encima se sitúa un banco de 5 m de calizas grises bien estratificadas en capas de 0,5 a 1 m con laminación paralela y bioturbación intensa.

Al igual que en el tramo anterior, son biomicritas con una 85 por ciento de micrita y un 15 por ciento de fósiles. El estudio de las láminas delgadas ha revelado la existencia de *Hedbergella* cf. *paradubia* (SIGAL), *Globotruncana helvetica* BOLLI, *G.* cf. *schneegansi* SIGAL, *G.* cf. *imbricata* MORNOD y *Praeglobotruncana turbinata* REICHEL, que corresponden al Turonense.

A continuación se han medido 15 m de calizas gris claro de aspecto lajoso estratificadas en capas centimétricas con laminación paralela y bases onduladas, presentando a techo estratificación nodulosa, son frecuentes los nódulos aislados de limonita.

Se trata de calcilitas (biomicritas) de las que todas las muestras estudiadas presentan un contenido en micrita del 80 por ciento y en fósiles del 20 por ciento presentando algunas muestras trazas de cuarzo. En las láminas delgadas se reconoce microestratificación paralela y una abundante fauna de Foraminíferos, de la que destacamos: *Globotruncana* cf. *coronata* BOLLI, *G.* cf. *sigali* REICHEL, *Globotruncana* cf. *schneegansi* SIGAL y *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI) que corresponde al Coniaciense.

A continuación se sitúa un tramo de 40 m de calizas grises y blanquecinas con laminación paralela y ondulada en capas de 10 cm de potencia media existiendo capas de 2 cm y de hasta 20 cm. A techo de la formación la bioturbación es muy intensa.

Como en el resto de la serie se trata de biomicritas con un contenido en micrita del 75 al 85 por ciento y en fósiles del 25 al 15 por ciento. Al microscopio se reconoce una microestratificación paralela presentando algunas muestras una intensa fracturación. El estudio de las láminas delgadas revela la existencia de: *Globotruncana* cf. *primitiva* DALBIEZ, *G.* cf. *fornicata* PLUMMER, *G.* cf. *angusticarinata* GANDOLFI, *G. concava* (BROTZEN), *G. lapparenti* BOLLI, y *G. tricarinata* QUEREAU que corresponden al Santoniense.

Se trata de sedimentos de mar abierto de cierta profundidad. Las facies micríticas con un elevado contenido en organismos planctónicos marcan un medio muy tranquilo de baja energía y al mismo tiempo bastante profundo, aunque la presencia de Equinodermos y restos de Moluscos señalan una influencia nerítica.

En la sección que estamos describiendo no se reconocen sedimentos Cretácicos más modernos que el Santoniense, debido a que directamente encima se sitúan discordantes los sedimentos del Paleógeno no descartamos la existencia del Campaniense y del Maastrichtiense dentro de la hoja ya que en otras secciones realizadas en la Sierra Norte aunque en distinta unidad tectónica se han reconocido que contienen: *Globotruncana elevata* (BROTZEN), *G. lapparenti* BOLLI, *G. tricarinata* QUEREAU, *G.* cf. *bulloides* VOGLER, *G.* cf. *fornicata* PLUMMER, *G.* cf. *angusticarinata* GANDOLFI y *Praeglobotruncana* cf. *citae* (BOLLI), que corresponden al Campaniense, así como calizas blancas con intercalaciones de arcillas conteniendo *Globotruncana* cf. *bulloides* VOGLER, *Globotruncana* aff. *arca* (CUSHMAN), *G.* cf. *tricarinata* QUEREAU *G.* cf.

lapparenti BOLLI, *G. cf. stuartiformis* DALBIEZ, *Pseudotextularia* sp., *Heterohelix* sp., *Gublerina* sp., que corresponden al Campaniense superior-Maastrichtiense.

1.4. Terciario

En las tres unidades tectónicas que están comprendidas en el ámbito de la hoja de Andraitx, afloran sedimentos correspondientes al Eoceno superior, Oligoceno y Mioceno inferior y medio.

1.4.1. Calizas, areniscas calcáreas y conglomerados (8)

Dentro de la unidad tectónica III de Texi-Tomir su afloramiento más importante queda situado al Norte de la localidad de Puerto-Andraitx en donde aparece una estructura sinclinal fallada en su flanco Sur y cuyo eje pasa por Cala Egos donde se ha realizado la sección estratigráfica que lleva el mismo nombre y de coordenadas (x: 1.118.750, y: 568.050).

En la unidad tectónica IV de Alfabia-Es Barraca tiene amplia representación en el valle situado frente a la Ensenada de Santa Ponsa (sureste de la hoja) en donde sus afloramientos están muy recubiertos a excepción de la zona costera donde se ha realizado la sección estratigráfica de Paguera (x: 1.127.550, y: 565.900).

En la sección de Cala Egos únicamente han podido estudiarse con detalle los 120 m del techo de la formación siendo el resto de la serie prácticamente inaccesible por la verticalidad que el acantilado presenta y únicamente ha podido reconocerse en algunos puntos y levantar esquemáticamente los 250 a 300 m que constituyen la base de la formación.

La unidad cartográfica se apoya discordantemente sobre el Cretácico superior y en su base está constituida por una serie de calizas marrones, bien estratificadas en capas de 1 a 2 m fétidas y que presentan laminación paralela y restos de plantas.

Petrográficamente son biomicritas y dismicritas ferruginosas más o menos recristalizadas con concreciones algales, textura pisolítica en bandas paralelas, contienen Ostrácodos, Characeas, Algas Cianofíceas y diatomeas de agua dulce.

Por comparaciones con otras secciones estratigráficas estudiadas en la Sierra Norte de Mallorca la edad de los sedimentos que constituyen la base de esta unidad cartográfica es Eoceno superior y el ambiente sedimentario de los depósitos corresponde a cuencas lacustres de agua dulce más o menos profundas.

Discordantes sobre las calizas descritas anteriormente se deposita un conjunto de sedimentos muy complejos con una potencia que oscila alrededor de los 250 m en los que predominan los conglomerados aunque son muy frecuentes los olistolitos de gran tamaño así como tramos de brechas poligénicas, areniscas y arcillas.

Petrológicamente los conglomerados son clast-supported, con cantos redondeados con marcas de presión-solución, muy poligénicos (areniscas del Buntsandstein y del Lías medio, dolomías oscuras, calizas jurásicas, cuarzo y sílex). El tamaño medio de los cantos es 5-6 cm, y el centil varía de 25 a 40. La matriz es arenosa y presentan fuerte cementación por carbonatos. Las areniscas están constituidas por fragmentos de calizas (45%) y granos de cuarzo (15%), con óxidos de hierro y matriz carbonática. Contienen fragmentos de *Microcodium*. Las calizas son micritas y biomicritas arenosas con Ostrácodos, caraceas y calcificaciones algales (*Schizothricetum*). Las arcillas se han estudiado mediante difracción de rayos X. Están constituidas por un 15 por ciento de cuarzo, un 40 por ciento de calcita y un 45 por ciento de filosilicatos, principalmente esmectita sódica acompañada de caolinita en menor proporción, y pequeñas cantidades de interestratificados illita-esmectita.

Los conglomerados presentan estratificación masiva, con desarrollo local de cuerpos lenticulares, y base canalizadas. Corresponden a canales fluviales, con tramos de imbricación de canales. La dirección de aporte es NNE-SSW, las areniscas y arcillas aparecen bioturbadas, y las calizas contienen concreciones algales. Representan facies fluviales de llanura de inundación y palustres. En conjunto esta unidad se depositó en un ambiente fluvial de ríos anastomosados con episodios palustres.

Su datación se ha hecho en base a su posición estratigráfica y criterios regionales, dada la ausencia de argumentos paleontológicos.

Uno de los olistolitos que aparece en la sección de Cala Egos está constituido por micritas arenosas con extraclastos y constituye posiblemente un indicio de la existencia de sedimentos de edad Aptiense en la Isla de Mallorca, en las láminas delgadas ha podido reconocerse *Hedbergella* sp., *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp., Espículas y Radiolarios.

A techo de la formación aparecen 100 m de una alternancia de arcillas rojas y limolitas amarillentas con areniscas calizas y niveles conglomeráticos con bioclastos de Ostreidos, corales, calizas nummulíticas y gasterópodos.

Las calizas son fundamentalmente micritas con un contenido en fósiles entre el 10 y el 40% y la microfauna que presentan da una edad Stampiense para estos sedimentos.

En algunas muestras aisladas dentro de los afloramientos de esta unidad cartográfica ha sido determinada la existencia de *Nummulites vascus*, *Nummulites intermedius* y *Nummulites fichteli*.

En la unidad tectónica IV (Unidad de Alfabia-Es Barraca) los sedimentos paleógenos han sido estudiados a partir del corte de Paguera (x: 1.127.550, y: 565.900). En dicho corte se han medido 350 m de serie que en su base presenta 10 m de calizas arenosas con extraclastos del Cretácico inferior, con estratificación difusa en bancos de 10 a 30 cm.

El resto de la serie está compuesto por una alternancia irregular de fangos rojos y amarillentos con tramos de conglomerados, calizas arenosas y areniscas calcáreas.

Los conglomerados son "clast-supported" de cantos redondeados de 3 a 4 cm con matriz amarillenta y cemento carbonato.

Las calizas son fundamentalmente micritas con un contenido variable de fósiles y entre un 5 y un 10% de cuarzo, son siempre calizas algales con laminación estromatolítica.

Las areniscas presentan hasta un 60 por ciento de granos calizos y aparecen en bancos aislados de 1 a 5 m.

Los fangos presentan zonas de paleosuelos con raíces y algunos niveles de "Ciénagas".

A los 125 m de la base se localiza un nivel de intrabioesparita arenosa con *Nummulites fabiani*, y *Nummulites fichteli* del *Priaboniense*.

1.4.2 **Margas y areniscas, conglomerados y calizas en la base (10). Burdigaliense-Langhiense.**

Sus afloramientos se sitúan en la mitad Norte de la hoja dentro de las unidades tectónica I y III.

Han sido estudiadas a partir de las secciones de Punta Jova (x: 1.122.800, y: 576.700) realizada en la unidad de Banyalbufar (I) y la sección de Cala Egos (x: 1.118.750, y: 568.050) realizada en la Unidad de Teix-Tomir (III). Al mismo tiempo ha podido compararse con el resto de las secciones estratigráficas realizadas por el mismo equipo de trabajo a lo largo de la Sierra Norte de la Isla.

A escala regional y debido a la naturaleza blanda de los sedimentos que componen esta unidad, dan origen a zonas deprimidas que, en la zona de costa, al ser invadidas por las aguas del mar, forman pequeñas calas.

Se sitúan discordantes sobre el resto de los sedimentos anteriormente descritos mediante un conglomerado de cantos de caliza de unos 6 cm de tamaño medio y bien redondeados con matriz y cemento calcáreo.

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

Los conglomerados están formados por cantos recristalizados del Lías con un matriz micrítica grumosa, algo ferruginosa, que en algunos puntos presenta una textura de caliche. El cemento contiene un 30 por ciento de micrita, un 55 por ciento de intraclastos más o menos

recristalizados y brechificados, un 10 por ciento de óxidos de hierro y un 5 por ciento de arena de cuarzo. Las calizas y areniscas calcáreas, normalmente son biopelmicritas y micritas arenosas con intraclastos, más o menos recristalizados, con un porcentaje de cuarzo de hasta el 10 por ciento y alto contenido en microfauna fósil. Presentan secuencias granodecrescentes con estructuras de escape de agua y en algunos puntos se intuye una estratificación cruzada de gran escala y bajo ángulo.

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

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

Los sedimentos de esta formación pertenecen al Burdigaliense. La serie estratigráfica en los afloramientos de esta unidad cartográfica dentro de la unidad tectónica I. Unidad de Banyalbufar se continúa mediante margas gris claro con intercalaciones de caliza de 1 a 1,5 m de potencia y delgadas intercalaciones de areniscas calcáreas y silixitas de 2 a 10 cm.

Las margas son nodulosas y hojosas en algunos puntos, presentando algunos nidos de cantos de areniscas y calizas. Los niveles de caliza son intrabiomicritas y biopelmicritas con un contenido en fósiles entre 10 y 65 por ciento, un 10 por ciento de cuarzo y fragmentos de rocas volcánicas en todas las muestras. En algunos casos presentan bases canalizadas con granoselección decreciente, estratificación cruzada y "ripples" a techo. Son frecuentes las huellas de carga y estructuras de escape de agua así como "flute cast" que indican corrientes de Sur a Norte.

En el tercio superior de la serie se sitúan dos bancos de caliza de 8,5 y 10 m de potencia separados por un nivel de margas nodulosas con niveles de silixitas. Estos dos bancos presentan una estratificación muy difusa. Son biopelmicritas algo limolíticas con textura brechoide y muy recristalizadas en algunos puntos, siendo frecuente la presencia de glauconita, de fragmentos de rocas volcánicas y de feldspatos que llegan hasta un 5 por ciento. A techo de la formación aumenta el número de niveles de silixitas, con un 80 por ciento de sílice, 10 por ciento de micrita y 10 por ciento de dolomicrita.

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

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

Los niveles de margas son muy ricos en microfauna, principalmente Foraminíferos planctónicos, normalmente deformados y entre los que cabe destacar: *Globigerinoides quadriloabatus* D'ORB., *Globigerinoides bisphaericus* (TODD.), *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerinoides gomitulus* (SEG.), *Praeorbulina transitoria* (BLOW), *Praeorbulina glomerosa* (BLOW), *Globorotalia praemenardii* CUSHM. y STAINF., *Globorotalia mayeri* CUSHM. y ELLIS, *Globorotalia obesa* BOLLI, *Globorotalia incompta* CIFELLI, *Globoquadrina dehiscens* (CHAPM. PARRA. y COLL.), *Globoquadrina altispira* (CUSHM. y JARV.), *Globigerina venezuelana* HEDBERG. y *Globigerina foliata* BOLLI.

Es una asociación típica de la parte alta del Mioceno inferior (Burdigaliense superior) y más baja del Mioceno medio (Langhiense), que se correlaciona, aproximadamente, con la zona N.9 de BLOW o zona de *P. glomerosa* de BIZON y BIZON.

Entre los Foraminíferos bentónicos son frecuentes: *Amphistegina lessoni* (D'ORB.), *Cibicides refulgens* (MONTE), *Cibicides pseudoungerianus* (CUSHM.), *Gyroidina gyrdana* (REUSS), *Siphonina reticulata* (CZIZEK), *Robulus vortex* (FICHT. y MOLL), *Uvigerina flinti* CUSHM. y *Nonion soldanii* (D'ORB).

Por lo que respecta a los afloramientos de esta formación en la unidad tectónica III (Unidad de Teix Tomir) difieren bastante de los anteriormente descritos y han sido estudiados en la sección de Cala Egos (x: 1.118.750, y: 568.050).

En dicha sección no se reconocen los sedimentos de la base al estar la misma tectonizada. Se han medido 290 m de un conjunto de areniscas bien estratificadas en capas centimétricas con intercalaciones de margas y niveles conglomeráticos al techo de la formación. En el tercio inferior de la misma destacan dos bancos de 10 y 35 m de potencia formados por brechas y megabrechas con bloques y olistolitos de varios metros cúbicos de volumen. Son frecuentes los niveles de micritas y biomicritas arenosas con un 10 por ciento de contenido en cuarzo y tanto los niveles de calizas como las areniscas calcáreas presentan microestratificación paralela.

El estudio de microfauna realizado ha dado una edad Burdigaliense a los 225 m de la base de la formación, correspondiendo el resto de la misma al Langhiense.

1.5. CUATERNARIO

De los trabajos previamente existentes hay que destacar el realizado por CUERDA BARCELO (1975) sobre el Cuaternario marino.

1.5.1. Eolianitas (11) Pleistoceno

Esta unidad comprende los escasos restos de eolianitas y algunos retazos de playas cuaternarias que se han conservado en algunos puntos de la costa acantilada de la Sierra Norte.

CUERDA (1975) cita en el término de Andraitx, como más importante los yacimientos de Camp de Mar y Paguera que corresponden al Eutyrrheniense.

El mismo autor describe en Campo de Mar unos conglomerados de playa 2 m por encima del actual nivel marino con *Strombus bubonius* y *Conus testudianrius* que permiten datarlos como pertenecientes al Eutyrreniense de clima cálido. Por encima se sitúan dunas cementadas correspondientes a los inicios del Würm.

En las proximidades de Paguera, en el promontorio de Es Puntasot describe un corte estratigráfico más completo y que a continuación transcribimos:

- Limos rojos con cantos angulosos de tamaño medio conteniendo moluscos terrestres: *Oxychilus lentiformis*, *Helicella frater*, *Iberellus companyoni*, *Tudorella ferruginea* y *Mastus pupa* que indican para la formación una edad Eutyrreniense con clima más cálido que el actual.
- Sedimentos marinos constituidos por conglomerados y arenas de playa. En esta formación el citado autor describe una larga lista de fauna marina que tiene una significación muy litoral.

En la parte inferior de estos sedimentos predominan *Glycimeris* y *Rudicardium tuberculatum*, mientras que en la parte superior abundan *Strombus* y *Semicasis*.

Estos restos de terrazas marinas, son para el autor, coetáneos de los de Camp de Mar y por lo tanto Eutyrrenienses y no alcanzan una altitud sobre el nivel del mar por encima de + 2,5 m, estando recubiertos en algunos puntos por una duna semicementada correspondiente a los inicios de la regresión wurmiense.

En la localidad de Sta. Ponsa vuelve a citar depósitos marinos correspondientes al Pleistoceno superior que se continúan en la vecina hoja de Isla de Toro (38-28) situada al Sur.

Esta unidad cartográfica que fundamentalmente se ha representado como eolianitas cementadas y que recibe en nombre de "Mares" está constituida por calcarenitas que contienen entre un 20 y un 40 por ciento de esparita, 50 a 70 por ciento de intraclastos y un 10 por ciento de cuarzo. La microfauna que presenta está muy rodada por acción eólica y sus afloramientos se caracterizan por una estratificación cruzada típica de sedimentos de origen eólico posteriormente cementados.

1.5.2. Coluviales de cantos con matriz limolítica (12) Holoceno

Estos depósitos corresponden a depósitos coluviales, conos de deyección de torrentes y derrubios de ladera. Alcanzan gran desarrollo en el ámbito de la hoja, debido a su accidentada orografía, habiéndose representado en su cartografía sólo los más notables.

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

1.5.3. **Eolianitas, arenas eólicas (13) Holoceno**

Tienen amplia representación en el ángulo sureste de la hoja en las proximidades de la localidad de Paguera.

Morfológicamente dan lugar a un amplio campo de dunas, constituido por arenas calcáreas de grano fino a medio, que llegan en algunos puntos a sobrepasar los 15 m de potencia.

En la actualidad están fijadas por vegetación para evitar los riesgos que entraña la movilidad de estos depósitos eólicos.

1.5.4. **Aluviales limo arcillosos con cantos (14) Holoceno**

Corresponden a los depósitos aluviales de los valles de Andraitx y Paguera.

Están constituidos fundamentalmente por gravas y bolos de cantos de caliza con una matriz de limos y arcillas limolíticas rojas con distintos niveles de encostramiento, debido a las oscilaciones del nivel freático. Son frecuentes los tubos de caliza (Rhizocreciones), así como una microfauna de foraminíferos rodados sin valor cronoestratigráfico.

2. TECTONICA

2.1. TECTONICA REGIONAL

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

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

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

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

La Zona Central de la Isla, enmarcada por las zonas montañosas de ambas sierras, queda caracterizada por presentar menor altitud y un relieve de morfología más suave, reflejo de su constitución a base principalmente de depósitos terciarios y cuaternarios. En la parte central de esta zona, entre Randa y Santa Margarita se individualiza un sector constituido por materiales paleógenos y del Mioceno inferior, afectados por la deformación entre los que afloran numerosos íleos de terrenos mesozoicos. Las directrices estructurales dominantes en este caso son NE-SW. 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 ideas sobre la tectónica del conjunto de Mallorca y su posición y significado en las cadenas alpinas mediterráneas son diversas y controvertidas. Aparte de los trabajos de LA MARMORA,

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

2.1.1. Evolución tectónica durante el Mesozoico

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

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

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

El estiramiento cortical a partir del Trías Superior pasa a realizarse mediante adelgazamiento mejor que fracturación, con hundimiento generalizado de zonas hasta ahora fundamentalmente continentales. Ello, junto con la aparición de dorsales oceánicas en las áreas internas del Tethys en la que ya se crea nueva corteza oceánica, da lugar a una transgresión generalizada durante el Lías inferior y medio, con la instauración de una plataforma carbonatada con evidencias de oceanización progresiva. El espesor de los sedimentos del Lías de Mallorca muestra que esta

plataforma fue relativamente subsidente. hacia el Lías medio-superior se inicia la fragmentación de la plataforma carbonatada, posiblemente por una acentuación de las condiciones distensivas, con juego de bloques que darían lugar a áreas emergidas locales y rejuvenecimiento continental, que quedaron atestiguadas por sedimentación detrítica. Mientras que en el Prebético y Cordillera Celtibérica persisten las condiciones de plataforma, en el Subbético y Baleares se establecen condiciones propias de un borde de plataforma o un talud continental posiblemente dispuesto en dirección NE-SW. Este cambio muestra polaridad hacia el SE, ya que la profundización de la cuenca parece más tardía en la Sierra de Levante que en la Norte. Las condiciones de talud continental persisten en el área de Mallorca durante el Jurásico medio y el superior. Este talud es inestable y se alimenta mediante aportes detríticos y olistolitos procedentes de la plataforma carbonatada. Los aportes proceden del NW en la Sierra Norte (POMAR, 1978), mientras que en la Sierra de Levante los aportes de calizas alodápicas procedentes del E y NE (BOURROUILH, 1973), podrían explicarse admitiendo la existencia de un alto fondo residual de la fragmentación de la plataforma, o bien una morfología del talud continental con escarpes transversales condicionados por fracturas NW-SE.

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

2.1.2. La estructuración cenozoica

Como ya se ha mencionado en el apartado 2.1, las ideas sobre la estructura de Mallorca han sufrido un desarrollo histórico que ha cristalizado en dos modelos si no antagónicos, 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 un especial sobre las Cordilleras Béticas, de cuyas zonas externas se consideraba que las Baleares, excepto Menorca, formaban parte.

FALLOT (1922) dedica su tesis doctoral al estudio de la Sierra Norte, cuya arquitectura considera como el resultado de empujes de dirección NW que han producido una complicada disposición estructural con un estilo de imbricaciones, escamas cabalgantes y pliegues vergentes

hacia el Norte, que han deslizado favorecidas por el despegue a favor de los niveles plásticos del Trías superior.

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

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

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

Recientemente 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 monoclinial 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 antiburdigaliense, con una dirección de compresión E-W, aunque mantienen la fase postburdigaliense como la fundamental. Sin embargo, BOURROUILH, considera estos pliegues producidos por el arrastre de la masa burdigaliense que constituye la parte superior del Macizo de Randa al deslizar hacia el NW, descartando una tectónica oligocena. El conjunto de las Sierras Centrales (Randa - María de la Salud) están formados por una serie de alineaciones estructurales más o menos dispersas con dirección NE-SW, constituidas por materiales mesozoicos, paleógenos y burdigalienses rodeadas por un Burdigaliense superior discordante sobre estas estructuras aunque plegado también. Los restantes sectores de la Zona Central son cubetas de subsidencia en la que se alcanza espesores de sedimentos terciarios de varios centenares de metros.

Respecto a la Sierra de Levante, fue DARDER (1925, 1929 y 1933), uno de los primeros autores en proporcionar una visión de conjunto de su estructura, que establece en base a

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

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

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

Más recientemente POMAR (1979), ha establecido un modelo alternativo para la evolución de Mallorca. Este modelo, de carácter global y no describe detalladamente la geometría de las estructuras existentes en la Isla. En el marco de este modelo se contempla que durante el Paleógeno inferior tendría lugar la eliminación del Tethys en el área de Mallorca como consecuencia de una fase compresiva generalizada en la futura cuenca del Mediterráneo occidental. Durante el Eoceno superior-Oligoceno se inicia una fracturación y formación de "horts" y "grabens", con suave subsidencia y la implantación de importantes dominios lacustres con episódicas transgresiones marinas. El diastrofismo distensivo se acentúa hacia el fin del Oligoceno, llegando a una fase importante en el Aquitaniense, que produce notables cambios paleogeográficos, siendo posible que en esta fase se produjeran los principales corrimientos gravitacionales. Durante el Burdigaliense se produce una fuerte transgresión marina generalizada en las Baleares y que alcanza su valor máximo durante el Langhiense; las cuencas

burdigalienses se generan por sistemas de fracturas distintos a los que han jugado en las cuencas paleógenas y son contemporáneas a la sedimentación. Las turbiditas colmatan estas cuencas a las que llegan grandes olistones mesozoicos.

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

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

2.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

La totalidad de la hoja de Andraitx corresponde al dominio estructural de la Sierra Norte, que está constituida por un conjunto de unidades tectónicas que han sido enumeradas en la introducción de esta memoria. Cada unidad tectónica presenta un conjunto de características estratigráficas y estructurales propias, y todas ellas se apilan mediante superficie de corrimiento tumbadas, con recubrimientos del orden de varios kilómetros.

La unidad tectónica del Bañalbufar (Unidad I) está constituida esencialmente por depósitos terciarios. Aunque este carácter no puede asegurarse para el Buntsandstein de Port d'es Canonge de la hoja de Soller el resto de los afloramientos triásicos que afloran en la franja costera de las hojas de Soller, Palma y Andraitx parecen corresponder a un apilamiento de olistolitos. Las turbiditas burdigalienses-langhienses que coronan la unidad en esta franja muestran deformaciones sinsedimentarias vergentes al Norte. Estos depósitos son los que constituyen la mayor parte del afloramiento de la Unidad I en Puntajova y Cala de Ses Ortigues donde queda recubierta por la Unidad III:

En el sector central y oriental de la Sierra Norte, sobre la unidad tectónica anterior se dispone la unidad de George Sand-Sa Calobra, o Unidad II. Esta unidad no está representada en el ámbito de la hoja de Andraitx, y su desaparición se evidencia en la vecina hoja de Palma (38-27), donde ya falta en el borde meridional y oriental de la ventana tectónica de Esporles. Este hecho ya fue evidenciado por FALLOT (1922), que representa su "escama de Ca'na Lluisa" acuñándose hacia el sur. Esta desaparición puede deberse tanto a causas estratigráficas como tectónicas, por cambio lateral de la formación brechoide que la constituye principalmente, y laminación tectónica hacia el Sur, donde existe una franja muy tectonizada en que se apilan las unidades tectónicas superiores.

La unidad de Teix Tomir (Unidad III) recubre pues a los afloramientos de la costa de la Unidad I. La singularidad de este sector de la Sierra Norte se manifiesta especialmente en la

composición y estructura interna de esta unidad tectónica. Mientras que en los sectores orientales está constituida esencialmente por materiales del Keuper, Lías inferior y medio, brechas terciarias y depósitos burdigalenses y langhienses, en la región de Andraitx presenta el Jurásico y Cretácico completo y una serie paleógena bien desarrollada.

En cuanto a su estructura interna, deja de prevalecer la disposición monoclinas para presentar una estructura muy complicada, con pliegues y cabalgamientos de poca continuidad lateral y rumbo NE-SO, no siempre bien definido. Asimismo son frecuentes los cabalgamientos secundarios y recubrimientos asociados que originan frecuentes klippen y ventanas tectónicas. Si a ello se suma el que existan importantes fenómenos de resedimentación durante el Paleógeno superior y el Mioceno inferior, con olistolitos de materiales mesozoicos en los sedimentos terciarios, es fácil comprender el aspecto caótico y aparentemente desordenado que presente la estructura de esta Unidad.

La Unidad de Alfabia - Es Barraca (Unidad IV) se dispone sobre la anterior. El contacto se realiza a lo largo de una banda de gran complicación estructural en la que es difícil discernir los elementos tectónicos de cada unidad. Presenta una serie mesozoica completa hasta el Cretácico inferior y depósitos paleógenos discordantes sobre ella.

La estructura interna de la unidad viene definida por el desarrollo de pliegues y cabalgamientos de rumbo ENE-OSO a NE-SO, y el Jurásico y Cretácico margosos origina frecuentes disarmonías en los pliegues sinclinales, que adoptan geometrías apretadas con numerosos repliegues secundarios en los núcleos.

Los depósitos paleógenos son discordantes sobre el mesozoico y se alojan preferentemente en núcleos sinclinales (sinclinarío de Calviá-Paguera). Estos depósitos, aunque afectados por el plegamiento, fosilizan estructuras anteriores.

Sobreimpuesta a la estructura descrita en cada unidad existe una fracturación posterior muy importante. Se trata de fallas normales de recorrido kilométrico que se agrupan en varias familias. Las fallas más importantes son las de rumbo NE-SO, paralelas a la alineación orográfica de la Sierra. Presentan planos subverticales, con bloque hundido tanto hacia el NE como hacia el SE. La magnitud del salto es variable, y a veces importante, habiéndose encontrado desplazamientos verticales de hasta 400 m en la hoja de Soller. Localmente pueden localizarse a favor de los límites entre unidades de gran complicación estructural. Esta familia tiene un significado morfotectónico notable, condicionado el relieve y configuración actual de la costa y la Sierra Norte, cuyo límite con la depresión central está en relación con estas fracturas. Existen otras dos familias de fallas, de rumbo N-S a NO-SE, con todas las orientaciones intermedias entre estos valores extremos.

Un conjunto de fallas pertenecientes a estas familias es el que origina una banda de complicación tectónica entre el Puig Esclop y el Puig Galatzó, de la vecina hoja de Palma (38-27).

Las familias de fallas NE-SO, N-S y NO-SE, aunque, como ya se ha mencionado, han experimentado un importante movimiento en la vertical, es posible que anteriormente actuaran

con componente de desgarre, lo que explicaría más satisfactoriamente la complejidad que originan en algunos sectores, habiéndose observado fenómenos similares en otros lugares de Mallorca.

Finalmente cabe mencionar que la disposición de los depósitos marinos cuaternarios, el relieve de la Sierra, y las existencias de cauces de torrentes colgados, como sucede en Cala Estellenchs, atestiguan una actividad tectónica basada en movimientos verticales durante el Cuaternario.

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

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

Hasta el Cretácico superior en Mallorca se mantienen condiciones marinas. El inicio de las condiciones compresivas en este sector del Mediterráneo posiblemente se manifestó por una etapa de plegamiento y emersión entre el Cretácico superior y el Eoceno medio o superior, cuyas estructuras son difíciles de caracterizar, pero que sin duda son los responsables del comienzo del desmantelamiento de la cobertera mesozoica, que quedaría emergida en gran parte, instalándose zonas lacustres que posteriormente serían invadidas por el mar al final del Eoceno superior o ya durante el Oligoceno inferior. La discordancia de los depósitos continentales del Oligoceno superior - Aquitaniense sobre su sustrato evidenciada en la hoja de Soller (38-26), indica la existencia de un nuevo suceso compresivo, posiblemente en relación con la fase de plegamiento intraoligocena que tiene lugar en la Península. La mayor parte de las estructuras de plegamiento de la Unidad IV se esbozarían durante esta época.

Durante el Oligoceno superior y el Mioceno inferior de la zona septentrional de Mallorca aparece ligada de alguna manera a las zonas de rifts que se desarrollan en la Europa occidental. Aunque todavía se precisan más datos para aquilatar el modelo, se propone la existencia de una zona de rift emplazada en la posición actual de la cuenca nord-balear durante esta época. Los estados iniciales de la distensión vendrían marcados por una elevación de la zona situada entre Cataluña y Baleares, con erosión de la serie mesozoica y el depósito posterior en fosas subsidentes adyacentes. Las potentes series de olistolitos, megabrechas y brechas corresponden a las facies proximales pasan a facies fluviales y lacustres, que también pueden incluir olistolitos (zonas de Santa Ponsa y Cala Egos). La geometría del sistema de "grabens" debió ser compleja, interviniendo fallas de transformación continental, como las que limitan los bloques insulares y permiten la rotación antihoraria de Córcega y Cerdeña.

El proceso de la distensión, con deriva de bloques continentales conduce a la progresiva apertura y hundimiento de la cuenca nor-balear, instalándose ya condiciones marinas durante el Burdigaliense inferior, aunque persiste la actividad tectónica (olistolitos y olistromas en los

depósitos burdigalienses de Cala Deyá y Bañalbufar). La polaridad sedimentaria predominante durante este período es de NO-SE.

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

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

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

3. GEOMORFOLOGIA

La hoja de Andraitx se sitúa en el extremo más oriental de la Isla de Mallorca y queda enclavada en la unidad geomorfológica y estructural de la Sierra Norte, que tiene continuidad en la Isla de Dragonera que está comprendida dentro de la hoja.

Se caracteriza por un relieve sumamente accidentado desarrollado entre los 0 y los 1.000 m de altitud. En este relieve predominan las alineaciones montañosas de dirección noreste-suroeste paralelas a la línea de costa y que corresponden con la alineación general de toda la Sierra Norte. La principal alineación de cumbres que actúa como divisoria de aguas la constituye la Sierra d'es Pinotells que se continúa por la Moleta d'Esclop hasta el Coll d'es Colom. En esta misma alineación se continúan los relieves que originan la Isla Dragonera desde el cabo Tramuntana al cabo Llebeix.

Las mayores elevaciones se sitúan en el ángulo nororiental de la hoja (vértice Esclop), siendo muy brusco el descenso hacia la línea de costa, mediante una serie de escarpes que terminan en una pared acantilada, únicamente interrumpida por la desembocadura de los torrentes que dan origen a pequeñas calas.

A excepción de la zona próxima a la Bahía de Andraitx, en donde existen afloramientos de sedimentos cuaternarios, el resto del área que comprende la hoja está constituida por sedimentos del Mesozoico y del Terciario, afectados por una tectónica de imbricación, que condiciona fundamentalmente el modelado de la Sierra.

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

Los escarpes más importantes suelen estar asociados a los frentes de cabalgamiento de las distintas unidades tectónicas que forman la arquitectura de esta parte de la sierra Norte, y dan lugar a paredes subverticales de más de 100 m de altura, formadas por estratos de calizas jurásicas.

Las estructuras alpinas, se encuentran arrasadas por superficies de erosión, lo que da origen a un relieve de tipo Apalachiano, que durante el Cuaternario es erosionado por el encajamiento de la red fluvial, dando lugar a profundos valles de laderas muy pendientes, en donde son frecuentes las formas de acumulación de tipo coluvial, formadas por gravas y bloques de caliza. Son también frecuentes los conos de deyección, en las desembocaduras de los numerosos torrentes en los valles principales.

Cuando en la base de los potentes escarpes que se originan entre las distintas unidades estructurales, afloran los sedimentos de la facies Keuper, aparecen deslizamientos rotacionales y fenómenos de soliflucción.

Sobre los sedimentos del Jurásico se desarrolla un lapiaz estructural (klufkarden), con apertura de planos de diaclasado por disolución siendo frecuentes las pequeñas dolinas que no son representables en la cartografía debido a su tamaño.

La red fluvial sigue la dirección SE-NO fundamentalmente. En la zona de la bahía de Andraitx y la ensenada de Santa Ponsa la dirección de los cursos fluviales es E-O y discurre por valles de fondo plano cubierto por sedimentos cuaternarios sobre los que incide linealmente.

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

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

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

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

4. HISTORIA GEOLOGICA

La extensión abarcada por una hoja 1:50.000 resulta insuficiente para establecer los principales rasgos de la evolución geológica de la misma que, como resulta evidente, está íntimamente ligada a la de la unidad tectónico-sedimentaria a la que pertenece. Así se tendrán en cuenta los datos existentes en la bibliografía y también los obtenidos en la realización de las hojas Cabo Formentor (40-25), Pollensa (39-25), Sóller (38-26), Inca (39-26), Andraitx (37-27) y Palma (38-27).

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

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

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

Los sedimentos que se han podido estudiar corresponden a los términos superiores del Buntsandstein y son facies de tipo estuario con deltas destructivos e influencia de las mareas que redistribuyen los materiales aportados por el continente. La sedimentación durante este período representa el relleno de fosas subsidentes que alcanzan su colmatación al inicio del Muschelkalk, época en que la región estudiada experimenta la primera invasión marina.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Los depósitos del Barremiense superior, Aptiense y Albiense indican, en conjunto, la existencia de otro cambio paleogeográfico importante posiblemente en relación con los Movimientos Neokmméricos y Aústricos, que en la Isla no llegaron a patentizarse como discrodancias debido

a su posición en la Cuenca, pero sí se produjo un cambio general del área que se manifiesta en la sedimentación, realizándose la misma en un ambiente de tipo restringido durante el Barremiense y el Albiense.

En efecto, la desaparición de *Nannocoumus* y *Tintínidos* y su reemplazamiento por facies con *Pithonellas* y *Hedbergellas* indican condiciones con influencia nerítica. Así abundan los *Ammonites* siendo frecuentes los *Moluscos* (*Inoceramus*), *Equínidos* y *Braquiópodos*, lo que indica una reducción de la profundidad respecto al Neocomiense. El carácter anóxico de la sedimentación se acentúa durante el Albiense.

Los sedimentos del Cretácico superior son facies micríticas con un elevado contenido en organismos planctónicos, que indican un medio muy tranquilo, de baja energía, y al tiempo profundo y con baja tasa de sedimentación, aunque la presencia de *Moluscos* y *Equinodermos* señalan una cierta influencia nerítica. Estas condiciones persisten hasta el final del Mesozoico.

La evolución paleogeográfica descrita anteriormente para el Mesozoico es válida para el conjunto de la Sierra Norte. No obstante la Unidad tectónica VI (Unidad de Alcudia) presenta ciertas peculiaridades que la diferencian de este modelo evolutivo, durante el período de tiempo comprendido entre el Toarciense y el Portlandiense, debido a que la tasa de sedimentación fue notablemente superior y a que los sedimentos corresponden a un ambiente paleogeográfico con influencia de una zona de plataforma somera próxima. La ubicación original del dominio paleogeográfico que representa esta unidad es problemática puesto que se trata de una unidad "exótica" emplazada por tectónica tangencial o, quizás, por mecanismos de resedimentación. Sus características estratigráficas generales indican mayor afinidad con la Sierra de Levante que con la Sierra Norte.

Los primeros sedimentos continentales del Eoceno superior aparecen discordantes sobre el Mesozoico y evidencian la existencia de una fase de plegamiento entre el Cretácico superior y el Eoceno medio. Esta sedimentación fundamentalmente lacustre con acumulaciones importantes de depósitos de lignitos en su base es seguida de un episodio marino transgresivo durante el Eoceno superior-Oligoceno inferior con la deposición de sedimentos litorales.

Los depósitos del Oligoceno superior - Aquitaniense son continentales y se sitúan discordantemente sobre el resto del Terciario o sobre el Mesozoico, indistintamente, indicando la aparición en este momento de una nueva fase de deformación.

Durante el Burdigaliense inferior el progreso de la actividad distensiva conduce a un hundimiento generalizado del área, que da lugar a la reinstauración de condiciones de sedimentación marinas y actividad efusiva en el Golfo de Valencia. Las condiciones de máxima profundización de la Cuenca se logran durante el Burdigaliense superior-Langhiense, con la deposición de potentes series turbidíticas, un ambiente sedimentario de abanicos submarinos profundos. Durante este tiempo tuvo lugar un cambio esencial en el dispositivo estructural y paleogeográfico, puesto que la polaridad tectónica y sedimentaria pasa a ser de SE a NO.

La estructuración principal de la Sierra Norte, con el plegamiento 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 continentales (fluviales y lacustres) en las áreas más deprimidas. Estos sedimentos muestran evidencias de haber estado sometidos a una etapa compresiva, siendo difícil de establecer, por el momento, la cronología exacta de este suceso, así como la geometría de las estructuras a que pudo dar lugar.

Durante el Tortoniense-Messiniense, en gran parte de la Isla se instala un importante complejo arrecifal, que franjeaban los relieves emergidos con facies de talud hacia las zonas de mar abierto.

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

Sobre el Complejo Arrecifal se dispone mediante un contacto erosivo la unidad del Complejo Terminal. Esta unidad representa una repetición cíclica (oolitos-estromatolitos, etc.) de episodios de salinidad normal y episodios hipersalinos, con facies lacustres a techo. Las facies lacustres se caracterizan por contener Ostrácodos, Characeas 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. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

No existen indicios mineros en la hoja de Andraitx.

Los materiales del Jurásico han sido y son explotados intermitentemente para la extracción de áridos para las obras públicas.

Las areniscas cementadas del Pleistoceno ("mares") son utilizadas para la extracción de bloques de sillería para la construcción.

Existen numerosas "catas" antiguas en la Facies Keuper, que sirvieron en su tiempo para la extracción de yesos.

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 unidad 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 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 dolomíticas, y en las brechas calcolomíticas del Jurásico. El Keuper, el Jurásico medio y superior, y las margas burdigalienes son los niveles impermeables que los individualizan.

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

6. BIBLIOGRAFIA

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

- DE BRUIJN, H., SONDAAR, P. Y. y SANDERS, A.C. (1977).— On a new species of *Pseudoltinomyys* (Theridmyidae, Rodentia). *Proceed. of the Koninkl Nederlandse Akademie van Wetwenschappen*, Series B., vol. 82, (1).
- COLOM, G. (1935).— Estudios litológicos sobre el Jurásico de Mallorca. *Geol. Mediterr. Occid.* Barcelona, vol. 2, nº 4.
- COLOM, G. (1945).— Los Foraminíferos de "concha arenácea" de las margas Burdigalienses de las Baleares (Ibiza-Mallorca). *Estud. Geol.* nº 2, pp. 5-33.
- COLOM, G. (1946).— Los sedimentos burdigalienses de las Baleares. *Estud. Geol.* nº 3, pp. 21-112.
- COLOM, G. (1946).— Los foraminíferos de las margas Vindobonienses de Mallorca. *Estud. Geol.* nº 3, pp. 113-176.
- COLOM, G. (1946).— La geología del Cabo Pinar, Alcudia (Mallorca). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* tomo extraord., pp. 361-389.
- COLOM, G. (1947).— Estudio sobre la sedimentación profunda de las Baleares *Public. Inst. Geol.* "Lucas Mallada". Madrid.
- COLOM, G. (1951).— Notas estratigráficas y tectónicas sobre la Sierra Norte de Mallorca. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* vol. 49, pp. 45-71.
- COLOM, G. (1956).— Los foraminíferos del Burdigaliense de Mallorca. *Mem. Acad. Cienc. Art. Barahona*, nº 653, vol. 33, nº 5, pp. 140, 25 lams.
- COLOM, G. (1961).— La paléogéographie des lacs en Ludien-Stampien inférieur de l'île de Majorque. *Rev. de Micropal.* Vol. 4, nº 1, pp. 17-29. París.
- COLOM, G. (1967).— Sobre la existencia de una zona de hundimientos plioceno-cuaternarios, situada al pie meridional de la Sierra Norte de Mallorca. *Acta Geol. Hisp.* año II, nº 3, pp. 60-64. Barcelona.
- COLOM, G. (1967).— Les lacs du Burdigalien supérieur de l'îles de Majorque (Baleares) et le rôle des Melosires (Diatoméés) dans la formation de leurs varyes. *Bull. Soc. Geol. Grance*, vol. 9, pp. 835-843. París.
- COLOM, G., (1968).— El Burdigaliense inferior, parálco 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. n° 2.
- COLOM, G., (1971).— Sobre la presencia del Senoniense en los lechos finales de la serie geosinclinal, calizo-margosa de Mallorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, t. 15, pp. 135-159.
- COLOM, G., (1973).— Primer esbozo del Aquitaniense mallorquín. Caracteres litológicos y micropaleontológicos de sus depósitos. *Mem. de la R. Acad. Cienc. y Artes de Barcelona*, 3ª época, n° 762, vol. 41, n° 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, n° 2, pp. 45-49.
- COLOM, G. y ESCANDELL, B. (1960-62).— L'évolution du geosynclinal baléaire. *Livre à la Mém. du Prof. P. Fallot Paris*, vol. 4, n° 1, pp. 125-136.
- COLOM, G., FREYTET, P., RANGUEARD, Y., (1973).— Sur des sédiments lacustre et fluviatiles stampiens de la Sierra Nord de Majorque (Baleares). *Ann. Sc. Univ. de Besacçon (Geol)*, 3er serie, fasc. 20, pp. 167-179.
- COLOM, G. y SACARES, J. (1968).— Nota preliminar sobre la geología estructural de la región de Randa (Puig de Galdent-Randa; Mallorca). *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, t. 14, pp. 105-120. Palma.
- CUERDA, J. (1975).— Los tiempos cuaternarios en Baleares. *Dip. Prov. Baleares. Inst. Estud. Baleáricos*. C.S.I.C. pp. 304, 20 láms.

- CHAUVE, P., MATAILLET, R., PECHOUX, J. y RANGHEARD, Y. (1976).— Phenomenes tectosedimentaires dans la partie occidentale de la Sierra Nord de Majorque (Balears, Espagne). *Ann. Sc. Univ. de Besançon, Geo.* fasc. 26, 3 eme serie.
- DARDER, B. (1914).— "El Triásico de Mallorca". *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.* nº 7, pp. 88, varias figs. Madrid.
- DARDER, B. (1915).— Estratifrafas de la Sierra de Levante de Mallorca (región de Felanitx). *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Madrid.* Ser. Geol. nº 10. pp. 1-41.
- DARDER PERICAS, B. (1925).—La tectonique de la region orientale de l'île de Majorque. *Bull. Sec. Geol. France*, t 25, pp. 245-278.
- DARDER, B. (1929).— Le relief et la tectonique de Majorque *Geolog. Medite. Occid.* Barcelona.
- DARDER, B. (1933).—Duas notes sobre la geologie de la Serra de Llevant de Mallorca. *Btl. Inst. Catalana. Hist. Nat.* Barcelona. vol. 33, nº 12, pp. 151-158.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G., (1961-62).— Mapa Geológico de España. Hoja nº 644 (Pollensa). *Inst. Geol. y Min. de España.*
- ESCANDELL, B. y COLOM, G., (1962).— Una revisión del Nummulítico mallorquín *Notas y Comunic. IGME*, nº 66, pp. 73-142.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G., (1962).— Mapa Geológico de España. Hoja nº 671 (Inca). *Inst. Geol. y Min. de España.*
- ESCANDELL, B. y COLOM, G., (1962).— Mapa Geológico de España. Hoja 645 (Formentor). *Inst. Geol. y Min. de España.*
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1963).— Mapa Geológico de España. Hoja nº 643 (La Calobra). *Inst. Geol. y Min. de España.*
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1963).— Mapa Geológico de España. Hoja nº 670 (Sóller). *Inst. Geol. y Min. de España.*
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1963).— Mapa Geológico de España. Hoja nº 698 (Palma). *Inst. Geol. y Min. de España.*
- ESTEBAN, M., BARON, A., CALVET, F., POMER, L. (1977).— Messinian Reefs of Mallorca. (*In "The Messinian Reefs of Sepain"*, por M. Esteban).
- FALLOT, P. (1914).— Sur la tectonique de la Sierra de Majorque. *C.R. Sc. Paris*, t. 158, pp. 645-649.

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

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