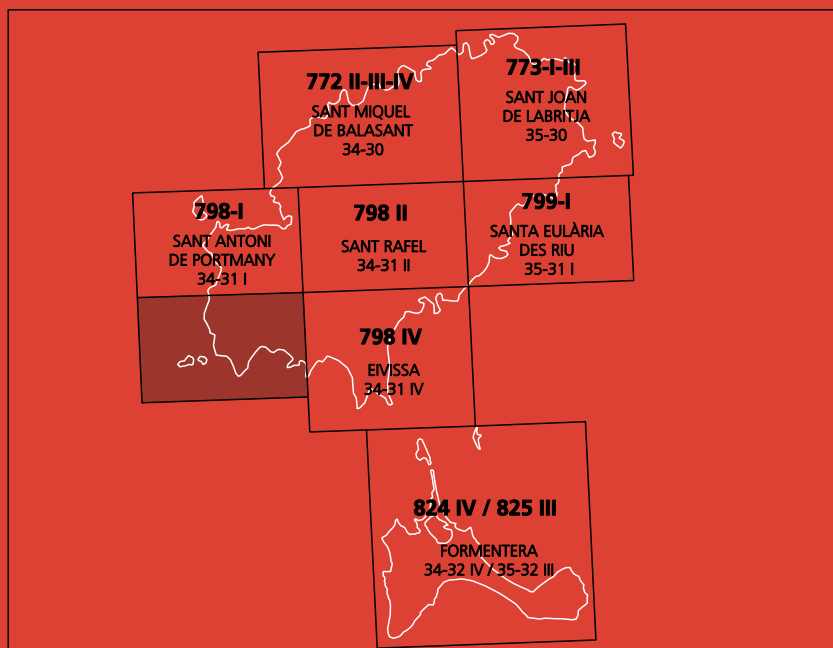




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 25.000

Segunda serie - Primera edición



IBIZA Y FORMENTERA (ISLAS BALEARES)

ES CUBELLS

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

ES CUBELLS

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 474-09-015-5
ISBN: 978-84-7840-801-6
Depósito legal: M-27691-2009

Fotocomposición: Les Trappistes, S. L.
Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

Las presentes Hoja y Memoria (Es Cubells – 798 III) han sido realizadas por Informes y Proyectos, S.A. (INYPSA), dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Autores

- A. García de Domingo (INYPSA). Cartografía y Memoria. Hidrogeología. Jefe de proyecto.
- J. A. Díaz de Neira (INYPSA). Cartografía y Memoria. Recursos Naturales.
- J. Gil Gil (INYPSA). Cartografía y Memoria. Geotecnia.
- P. Cabra Gil (INYPSA). Cartografía y Memoria. Geomorfología.
- P. P. Hernaiz Huerta (INYPSA). Tectónica y Neotectónica.
- M. Zamorano Cáceres (INYPSA). Sedimentología
- C. Gálvez García (INYPSA). Hidrogeología.
- J. Palacios Suárez (INYPSA). Patrimonio Cultural Geológico (PIG).

Estudios de muestras

- P. Aguilar. Nannofósiles.
- L. Granados. Micropaleontología.
- C. P. Calvo (UCM). Petrología de carbonatos.

Dirección y supervisión

- P. Ruiz Reig (IGME)

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que, en el Centro de Documentación del IGME, existe, para su consulta, una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Informes y fichas petrográficas, paleontológicas y sedimentológicas de dichas muestras
- Columnas estratigráficas de detalle
- Álbum de fotografías
- Informe sedimentológico
- Puntos de Interés Geológico

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	8
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	8
1.2. ANTECEDENTES	8
1.3. MARCO GEOLÓGICO	9
1.3.1. Marco regional	9
1.3.2. Evolución geodinámica	11
1.3.3. Estructura de la Hoja	11
2. ESTRATIGRAFÍA	13
2.1. MESOZOICO	13
2.1.1. Triásico	15
2.1.1.1. Arcillas abigarradas y yesos (Facies Keuper) (1). Triásico superior	15
2.1.2. Jurásico	15
2.1.2.1. Dolomías masivas y en bancos (2). Triásico superior-Lías	16
2.1.2.2. Calizas nodulosas blancas y margas rojas (3). Oxfordiense	18
2.1.2.3. Calizas tableadas con intercalaciones de niveles margosos (4). Oxfordiense-Kimmeridgiense	19
2.1.3. Cretácico	21
2.1.3.1. Calizas en bancos (5). Dolomías masivas (6). Titónico- Valanginiense	22
2.1.3.2. Margas con intercalaciones rítmicas de calizas margosas (7). Titónico-Cenomaniense	24
2.1.3.3. Calizas fosilíferas (8). Dolomías blancas (9). Aptiense	25
2.1.3.4. Calizas blancas (10). Cenomaniense-Maastrichtiense	27
2.2. TERCIARIO	29
2.2.1. Mioceno	29
2.2.1.1. Margas (11). Burdigaliense-Langhiense	29
2.2.1.2. Conglomerados (12). Burdigaliense-Langhiense	31
2.2.1.3. Calcarenitas (13). Burdigaliense-Langhiense	31

2.3. CUATERNARIO.....	32
2.3.1. Pleistoceno.....	32
2.3.1.1. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Glacis antiguos y Glacis modernos) (14, 17). Pleistoceno.....	32
2.3.1.2. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Conos de deyección intermedios y Conos de deyección modernos) (15, 21). Pleistoceno-Holoceno.....	33
2.3.1.3. Areniscas (Playas y dunas antiguas: “marés”) (16). Pleistoceno....	34
2.3.1.4. Gravas, arenas y arcillas (Terrazas) (18). Pleistoceno-Holoceno....	35
2.3.2. Holoceno	35
2.3.2.1. Arcillas, gravas y arenas (Aluvial-coluvial) (19). Holoceno.....	35
2.3.2.2. Gravas, arenas y arcillas con encostramientos carbonatados a techo (Coluviones) (20).Holoceno	35
2.3.2.3. Gravas, arenas y arcillas (Fondos de valle) (22). Holoceno	35
2.3.2.4. Arenas y gravas (Playas) (23). Holoceno	36
2.3.2.5. Arenas (Dunas) (24). (Holoceno)	36
3. TECTÓNICA.....	37
3.1. ASPECTOS GEODINÁMICOS.....	37
3.1.1. Marco estructural.....	37
3.1.2. Evolución geodinámica.....	37
3.2. ESTRUCTURA DE LA ISLA DE EIVISSA.....	39
3.2.1. Aspectos generales	39
3.2.2. Etapas de deformación.....	41
3.2.2.1. La extensión mesozoica	41
3.2.2.2. La compresión terciaria.....	41
3.2.2.3. La distensión del Mioceno superior-Cuaternario.....	43
3.3. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA DE LA HOJA	43
3.3.1. Cabalgamientos	43
3.3.2. Pliegues	44
3.3.3. Fallas inversas.....	45
3.3.4. Fallas de transferencia y fallas normales.....	45
3.3.5. Esquistosidad	46
4. GEOMORFOLOGÍA	47
4.1. DESCRIPCIÓN FISOGRÁFICA.....	47
4.2. ANTECEDENTES	47
4.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO	49

4.3.1. Estudio Morfoestructural	49
4.3.2. Estudio del modelado	50
4.3.2.1. Formas de ladera	50
4.3.2.2. Formas fluviales	50
4.3.2.3. Formas poligénicas	51
4.3.2.4. Formas litorales.....	51
4.3.2.5. Formas eólicas	52
4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES.....	52
4.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA	55
5. HISTORIA GEOLÓGICA	57
5.1. ETAPA SEDIMENTARIA	57
5.2. TECTOGENÉISIS ALPINA	60
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	62
6.1. HIDROGEOLOGÍA.....	62
6.1.1. Climatología e Hidrología	62
6.1.1.1. Climatología	62
6.1.1.2. Hidrología	62
6.1.2. Descripción hidrogeológica	62
6.1.2.1. Principales acuíferos.....	62
6.1.2.2. Zonas hidrogeológicas	63
6.2. RECURSOS MINERALES.....	65
6.2.1. Rocas industriales	65
6.3. GEOTECNIA	67
6.3.1. Síntesis geotécnica	67
6.3.1.1. Criterios de división	67
6.3.1.2. División en Áreas y Zonas Geotécnicas	67
6.3.2. Estudio de las Áreas y Zonas	69
6.3.2.1. Área I	69
6.3.2.2. Área II	70
6.3.2.3. Área III.....	71
7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO (PIG).....	73
7.1. TESTIFICACIÓN DE LA METODOLOGÍA	73
7.2. ITINERARIO RECOMENDADO	73
8. BIBLIOGRAFÍA	75

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja a escala 1:25.000 de Es Cubells (798 III) ocupa el sector suroccidental de la isla de Eivissa. Su orografía está caracterizada por la presencia de una serie de sierras y montes que forman parte de la Franja Montañosa Meridional, dominio que con dirección ENE-OSO atraviesa la isla, apreciándose una progresiva disminución altimétrica a ambos lados de la misma. Dicha franja incluye los principales relieves, superándose los 400 m en Pujol de sa Caseta (433 m), Llentrisca (414 m) y Talaia (Talaia de Sant Josep, 487 m), que constituye la máxima elevación de la isla. La intersección de estos relieves con el litoral se manifiesta por medio de espectaculares acantilados, que en buena parte de los casos superan el centenar de metros de desnivel, llegando a sobrepasar los 400 m en Cap des Jueu. Las islas de Es Vedrà y Es Vedranell aparecen al suroeste como una prolongación de este umbral, aparición muy espectacular en el caso de la primera, que alcanza una altitud de 382 m pese a su reducida extensión.

En el interior, entre los abruptos relieves serpentean valles de vertientes escarpadas, correspondientes a una serie de torrentes de escasa entidad y carácter estacional, con total ausencia de cursos permanentes, en consonancia con una baja pluviometría; de entre ellos destacan los torrentes de Cala Vedella, des Jondal y s'Aigua.

El principal recurso económico de la isla es, con notable diferencia, el turismo, apreciándose una sensible disminución de las ocupaciones agrícolas, restringidas al interior. Esta coyuntura provoca importantes oscilaciones en el número de habitantes, hecho observado nítidamente en la zona, donde la escasa población se encuentra diseminada por chalés y urbanizaciones, abandonados en buena medida durante el periodo invernal. Como centros de población, además de la pequeña localidad de Es Cubells, cabe destacar las urbanizaciones de Cala Vadella y Vista Alegre.

1.2. ANTECEDENTES

Pese a que desde épocas remotas el archipiélago balear ha sido objeto de una gran cantidad de trabajos de diversa índole, la isla de Eivissa ha permanecido en un claro segundo plano en relación con ellos. En las últimas décadas, los principales estudios corresponden a diversos autores de la escuela francesa, con aportaciones puntuales de autores españoles, apreciándose en cualquier caso un claro desinterés por los temas geológicos ibicencos en los últimos años. A continuación se señalan aquellos trabajos que se han considerado del máximo interés durante la elaboración de la Hoja, tanto de carácter local como regional, y que engloban la mayor parte de los conocimientos existentes acerca de la isla.

Entre la literatura histórica es preciso hacer mención de los trabajos de FALLOT (1910-1948), que aunque realizados dentro de un contexto amplio, correspondiente a las Cordilleras Béticas, marcan las líneas maestras de la tectónica de Eivissa, además de aportar numerosos datos de tipo estratigráfico. También las tesis doctorales de HAANSTRA (1935) y SPIKER (1935) ofrecen aportaciones al conocimiento geológico de la isla, si bien su principal interés reside en la realización de las primeras cartografías geológicas de la misma a escala 1:50.000.

Ya en una época más reciente, son muy abundantes los datos micropaleontológicos contenidos en los trabajos de COLOM, tanto de carácter individual (1934-1966) como junto a otros autores (1960-1969), de entre los que cabe citar el relativo a los depósitos cuaternarios de la bahía de Portmany (Sant Antoni) realizado junto con ESCANDELL (1964). Al hablar de los materiales cuaternarios de origen marino, es obligado referirse a los estudios llevados a cabo por SOLÉ SABARÍS (1955-1962).

Sin ningún género de dudas, el conocimiento geológico actual de las islas de Eivissa y Formentera se debe fundamentalmente a los numerosos trabajos efectuados por RANGHEARD, individual o conjuntamente (1962-1971), culminados con la elaboración de su tesis doctoral (1969) y de la cartografía geológica a escala 1:50.000 (1970). En la bibliografía de este autor son innumerables las aportaciones de orden estratigráfico, estructural, paleontológico, petrológico y regional, habiendo sido de notable interés durante la realización de la presente Hoja.

En las dos últimas décadas han predominado los trabajos de síntesis o de carácter regional. Entre ellos, merece la pena citar el de AZÉMA *et al.* (1979b), que elaboran una clara síntesis de diversos aspectos relativos a las Cordilleras Béticas, incidiéndose en las microfacies de las series jurásico-cretácicas, si bien las alusiones al territorio insular son escasas. Una importante aportación al conocimiento de la estratigrafía mesozoica se plasma en la publicación de AZÉMA *et al.* (1979a) en la que se precisan algunos de los datos bioestratigráficos establecidos previamente.

La evolución tectosedimentaria de las Baleares ha sido abordada por POMAR (1979) dentro de un amplio contexto que abarca el Mediterráneo occidental. Igualmente, diversos aspectos tectónicos y estratigráficos relativos exclusivamente a Eivissa han sido señalados por FOURCADE *et al.* (1982), quienes proponen un modelo tectosedimentario que difiere en algunos aspectos de los modelos anteriores.

El conocimiento de los materiales cretácicos de la isla aparece sintetizado por ÁLVARO *et al.* (1982) dentro del libro "El Cretácico de España". De igual manera, en el libro jubilar homenaje a RÍOS, FONTBOTÉ *et al.* (1983) recogen las principales ideas previas, tanto en relación con aspectos estratigráficos como estructurales y evolutivos.

Históricamente, los sedimentos terciarios han sido objeto de una menor atención que los mesozoicos; por ello, resulta de gran interés la aportación de DURAND DELGA *et al.* (1984) al conocimiento bioestratigráfico de la serie miocena ibicenca.

1.3. MARCO GEOLÓGICO

1.3.1. Marco regional

La isla de Eivissa forma parte de las Cordilleras Béticas, ocupando una posición intermedia entre los afloramientos de la provincia de Alicante y los de la isla de Mallorca, que constituye el extremo nororiental de aquéllas.

Las Cordilleras Béticas son el extremo occidental de las cordilleras alpinas europeas; se trata de una zona que, al igual que todo el borde mediterráneo, durante la mayor parte del

Mesozoico y del Terciario ha sufrido fenómenos tectónicos de escala continental relacionados con la apertura del Atlántico y la ampliación occidental del Tethys, así como con la colisión de las placas Europea y Africana. Aparecen como una serie de alineaciones montañosas que con directriz N70°E se extienden al sur del valle del Guadalquivir entre las provincias de Cádiz y Alicante, prolongándose hacia el Mediterráneo a través del Promontorio Balear.

De acuerdo con la concepción clásica del geosinclinal, las Cordilleras Béticas han sido divididas tradicionalmente en Zonas Internas y Externas. Las Zonas Internas presentan deformaciones profundas que afectan al zócalo, acompañadas de metamorfismo, mientras que las Zonas Externas se caracterizan por la ausencia de afloramientos del zócalo y por una cobertera sedimentaria plegada y despegada, con desarrollo de cabalgamientos y mantos de corrimiento.

El resto de la cordillera queda configurado por depresiones neógenas de origen diverso. Por una parte, la Depresión del Guadalquivir constituye la antefosa que separa el orógeno del margen continental estable, representado por la Meseta, habiendo recibido aportes siliciolíticos de ésta y de carácter olistostrómico, procedentes del orógeno. Por otro lado, las depresiones intramontañosas son el reflejo de la tectónica post-alpina.

La distribución de las unidades anteriores es, de norte a sur: Meseta, Depresión del Guadalquivir, Zonas Externas y Zonas Internas.

Las Zonas Externas se encuentran ubicadas sobre un zócalo paleozoico correspondiente a la prolongación de la Meseta y se subdividen a su vez en Zona Prebética y Zona Subbética. Por su parte, las Zonas Internas están constituidas por la Zona Bética:

- La Zona Prebética corresponde a la parte más proximal del margen continental ibérico. Se divide en Prebético Externo e Interno de acuerdo con las diferentes facies del Cretácico.
- La Zona Subbética, situada al sur de la anterior, corresponde a la parte distal del margen continental, habiéndose subdividido en Subbético Externo, Medio e Interno de acuerdo con las variaciones estratigráficas del Jurásico.
- Entre las Zonas Prebética y Subbética se disponen las Unidades Intermedias, que presentan ciertas características híbridas entre ambas.
- En la Zona Bética afloran extensamente rocas paleozoicas, a diferencia de las Zonas Externas, aunque también alberga rocas mesozoicas. Tradicionalmente se distinguen en ella tres complejos superpuestos, de abajo arriba: Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide; algunos autores asignan ciertas unidades de atribución dudosa al Complejo Rondaide (MARTÍN-ALGARRA, 1987).
- Entre las Zonas Internas y Externas afloran, de forma discontinua, una serie de unidades de origen incierto y que han recibido denominaciones diversas. El análisis detallado de todas ellas ha llevado a la conclusión (MARTÍN-ALGARRA, 1987) de que únicamente el

Complejo del Campo de Gibraltar pertenece a un dominio paleogeográfico intermedio entre ambas.

Dentro de este contexto general de las Cordilleras Béticas, la Hoja a escala 1:25.000 de Es Cubells (798 III) se sitúa en el Prebético Interno, con facies similares a las del sector septentrional del Prebético de Alicante.

1.3.2. Evolución geodinámica

El primer acontecimiento destacado de la historia geológica de la cordillera, se registra a finales del Lías medio como consecuencia de procesos de fracturación de envergadura continental relacionados con la apertura del Atlántico. Las grandes fallas originadas juegan a partir de este momento un importante papel: en primer lugar, como condicionantes paleogeográficos durante el resto del Mesozoico y, posteriormente, como zonas de debilidad aprovechadas por los esfuerzos compresivos alpinos, durante el Terciario.

A mediados del Cretácico se produce la rotación de la placa Ibérica, comenzando el desplazamiento de la Zona Bética hacia el oeste debido al acercamiento entre las placas Europea y Africana. Dicho desplazamiento se consuma durante el Mioceno inferior, provocando aloctonías generalizadas hacia el noroeste dentro de las Zonas Externas.

A partir de este momento tienen lugar nuevas fases de deformación, manifestadas de diferente forma y con intensidad variable según los sectores. Hasta finales del Mioceno no se considera acabado el ciclo orogénico alpino, en sentido estricto, pero en cualquier caso las deformaciones persisten actualmente como reflejo de una zona tectónicamente activa, al igual que todo el borde mediterráneo.

1.3.3. Estructura de la Hoja

A grandes rasgos, la estructura de la zona puede considerarse constituida por el apilamiento de una serie de láminas cabalgantes de SE a NO, láminas estructuradas en amplios pliegues volcados, con algunos de sus flancos intensamente laminados. En el sector suroriental, fuera de los límites de la Hoja, los materiales aflorantes presentan características estratigráficas próximas a las de las Unidades Intermedias, con facies de mar abierto, a diferencia del sector noroccidental, que muestra series asimilables al Prebético Interno, con una mayor proximidad al continente.

En una primera aproximación pueden distinguirse tres grandes unidades cabalgantes, emplazadas durante la tectogénesis alpina, que en la región tendría lugar durante el Mioceno medio. Dichas unidades cabalgantes coinciden parcialmente con las definidas por RANGHEARD (1969-1971), habiéndose respetado en lo posible sus denominaciones a fin de no aumentar la larga lista de nombres de unidades ya existente. De noroeste a sureste son:

- Unidad de Aubarca. En principio, puede considerarse el autóctono relativo en la isla, y sus afloramientos, restringidos al sector occidental, están integrados por materiales del

Cretácico inferior y Mioceno, con importantes recubrimientos cuaternarios que dificultan notablemente la correlación entre las posibles subunidades diferenciables.

- Unidad de Llentrisca-Rey. Está constituida por la subunidad de Roques Altes y cabalga sobre la Unidad de Aubarca. Configura una banda estrecha constituida por materiales mesozoicos y miocenos.
- Unidad de Eivissa. Es la más elevada tectónica y topográficamente. Aflora extensamente por los sectores oriental y meridional, estando constituida por sedimentos jurásicos y cretácicos que cabalgan sobre los depósitos cretácicos y miocenos de la Unidad de Llentrisca-Rey.

2. ESTRATIGRAFÍA

Los materiales más antiguos aflorantes en la Hoja corresponden al Triásico superior, sin registro alguno de restos paleozoicos o del Triásico inferior-medio. La serie estratigráfica de la región se caracteriza por una práctica continuidad de la serie mesozoica, sobre la que se disponen materiales del Mioceno inferior-medio, con una importante laguna estratigráfica que abarca el Paleógeno y parte del Mioceno inferior. Una nueva ausencia de registro afecta al Mioceno superior-Plioceno, apreciándose, por último, una gran variedad de formas y un importante desarrollo superficial del Cuaternario.

En una primera aproximación, los materiales aflorantes pueden agruparse en tres conjuntos cuya importancia, tanto por su papel en la historia de la región como por su representación superficial, resulta extremadamente variable:

- Sedimentos mesozoicos, constituyentes fundamentales de la cobertera de la región y condicionantes de la morfoestructura de la misma. Han sufrido diversas etapas de deformación cuyo resultado es el desarrollo de cabalgamientos desplazados hacia el NO, acompañados de apretados pliegues tumbados vergentes en el mismo sentido.
- Sedimentos miocenos, dispuestos discordantemente sobre un paleorrelieve labrado sobre el conjunto anterior e implicados igualmente en la tectónica de cabalgamientos.
- Depósitos cuaternarios, de naturaleza muy variada y distribuidos de forma irregular, configurando en algunas ocasiones afloramientos de gran extensión.

Tradicionalmente, se han distinguido tres dominios estratigráficos para la isla de Eivissa, denominados de SE a NO, series de Ibiza, San José y Aubarca (RANGHEARD, 1971). La definición de las series se basa exclusivamente en las diferencias sedimentarias observadas en el intervalo Titónico-Albiense, al apreciarse una gran uniformidad en los materiales del Triásico, Jurásico, Cretácico superior y Mioceno de todo el territorio insular. Durante dicho intervalo, la Serie de Ibiza se caracteriza por un registro fundamentalmente margoso, correspondiente a facies de plataforma abierta. Hacia el noroeste, la aparición en el intervalo Titónico-Valanginiense de un tramo carbonatado correspondiente a facies de plataforma que indican mayor energía y proximidad al continente, constituye el criterio que permite definir la Serie de San José, sin que se aprecien diferencias en el registro del Hauteriviense-Albiense con respecto a la Serie de Ibiza. Igualmente, la aparición hacia el noroeste de niveles carbonatados de origen arrecifal durante el Aptiense permite definir la Serie de Aubarca, sin que se aprecien otras diferencias notables con respecto a la Serie de San José (Fig. 2.1). En el ámbito de la Hoja están representadas las series de Aubarca, aflorante en el sector noroccidental, y de San José, aflorante en el resto, careciendo de representación la Serie de Ibiza.

2.1. MESOZOICO

Los sedimentos mesozoicos constituyen la mayor parte de los afloramientos de la Hoja, integrando el armazón que configura la estructura fundamental de la misma y desempeñando el papel de sustrato sobre el que se apoyan los materiales miocenos y cuaternarios.

Presentan una serie prácticamente continua entre el Triásico superior y el Cretácico superior, con un claro predominio de sedimentos carbonatados de origen marino, apreciándose una gran homogeneidad en las facies del Triásico, Jurásico y Cretácico superior, pero con notables variaciones que afectan al Cretácico inferior, lo que ha permitido definir, de SE a NO, las denominadas series de San José y Aubarca (RANGHEARD, 1969-1971). En cualquier caso, se observa una desigual e irregular distribución geográfica de los afloramientos de los materiales triásicos, jurásicos y cretácicos.

2.1.1. Triásico

Aparece representado por una sola unidad perfectamente asimilable a las tradicionales facies germánicas, consistente en un conjunto arcilloso-evaporítico correlacionable con la facies Keuper, del Triásico superior (unidad 1). Por el contrario, no afloran los carbonatos de la facies Muschelkalk, representados en buena parte de la isla, ni las tradicionales “ofitas” de la literatura regional, que esporádicamente aparecen encajadas en las arcillas de la facies Keuper.

2.1.1.1. Arcillas abigarradas y yesos (Facies Keuper) (1). Triásico superior

Se trata de un conjunto de amplia dispersión regional, tanto en el ámbito balear como en el de las cordilleras Bética, Ibérica y Catalánides. Sin embargo, en el marco de la Hoja presenta un único afloramiento, de deficiente calidad, localizado en el ámbito de Can Vicent Rosa, en el que tan sólo son posibles las observaciones de tipo puntual. Las observaciones efectuadas en otros puntos de la isla muestran que su aspecto típico es el de arcillas rojas con niveles verdes, amarillos y grises, entre las que se incluyen masas de yesos blancos y negros de dimensiones variables; entre las arcillas es típica la aparición de pequeños cuarzos bipiramidales (“jacintos de Compostela”).

Tanto su techo como su muro poseen un carácter original concordante, pero suelen aparecer mecanizados como resultado de su naturaleza plástica y de la intensa deformación que ha sufrido la región. Por la misma razón, su espesor varía considerablemente, llegando a adelgazarse de forma drástica al encontrarse dispuesta entre dos tramos carbonatados de mucha mayor competencia (facies Muschelkalk y unidad 2). Tentativamente, parece que su espesor original debe ser próximo a 50 m.

Con respecto a la edad, su carácter azoico no permite excesivas precisiones, aunque por correlación con otras zonas se atribuye al Triásico superior, no terminal.

Tampoco son posibles las precisiones de tipo sedimentológico, si bien el depósito de la facies Keuper se interpreta en un contexto litoral de tipo “sebkha”, en condiciones de aridez que favorecerían el depósito de evaporitas, y que supondría el abandono de las condiciones marinas bajo las que se sedimentó la facies Muschelkalk, intuido ya en los niveles altos de ésta.

2.1.2. Jurásico

Los materiales jurásicos poseen una gran homogeneidad en la totalidad de la isla de Eivissa, reconociéndose en ellos dos grandes conjuntos carbonatados, correspondientes a sedimentos de origen marino. El inferior está integrado por un conjunto dolomítico de

aspecto masivo (unidad 2), en tanto que el superior aparece constituido por una sucesión de calizas tableadas (unidad 4); entre ambos conjuntos se dispone, a modo de nivel guía, un delgado tramo de calizas nodulosas blancas y margas rojas (unidad 3), asignado al Oxfordiense.

El conjunto dolomítico es de dudosa atribución temporal y en él tal vez estén comprendidos el Triásico terminal, el Lías y, con más reservas, parte del Dogger; por lo que respecta al conjunto calcáreo, se enmarca en el Oxfordiense-Kimmeridgiense con una certeza mucho mayor. Se excluyen del presente apartado los materiales carbonatados del Titónico, que presentan una clara continuidad estratigráfica con los del Cretácico, abordándose su descripción en el apartado correspondiente a éste.

2.1.2.1. Dolomías masivas y en bancos (2). Triásico superior-Lías

Presentan dos afloramientos localizados en el entorno de Can Vicent Rosa y Serra d'en Vadell, relacionados con el núcleo de estructuras anticlinales volcadas hacia el NO. Ambos asomos son de calidad deficiente al tratarse de zonas ocultas por una densa cobertera arbórea, pudiendo apreciarse tan sólo su composición dolomítica y su aspecto masivo, que contrastan claramente con la naturaleza arcillosa de la unidad infrayacente (1) y la marcada estratificación de las suprayacentes (3-4). No obstante, poseen una mejor calidad en numerosos afloramientos costeros de la isla.

Aunque su contacto basal con la facies Keuper no es visible, suele aparecer mecanizado y coincide con un evidente contraste litológico. Su techo está marcado por la aparición del nivel rojo de calizas nodulosas y margas del Oxfordiense. Conviene resaltar que en el sector noroccidental, los niveles dolomíticos del Aptiense (9) y Titónico-Valanginiense (6) poseen una gran semejanza con el presente.

A grandes rasgos, la unidad se encuentra constituida por un conjunto de dolomías cristalinas, generalmente gruesas, de colores grises a beige, que ocasionalmente pueden presentar color marrón oscuro o rojizo. Entre las dolomías se intercalan dolomías calcáreas, calizas dolomíticas y calizas, que suelen presentarse recrystalizadas, con tamaños de cristales gruesos a medios. Localmente se reconocen "fantasmas" de ooides, peloides y bioclastos; a veces, algunos de los tramos de carbonatos son de tamaño microesparita.

Aparecen mal estratificadas en bancos medios a gruesos que a veces superan los 1,5 m de espesor y en conjunto presentan un marcado aspecto masivo, a pesar de que ocasionalmente intercalan tramos de capas finas. Con frecuencia las dolomías poseen aspecto brechoide y oqueroso debido a la karstificación y pueden verse afectadas por intensos procesos de alteración.

Por lo que respecta a su espesor, las condiciones de afloramiento dificultan su estimación, que en cualquier caso debe considerarse como un valor mínimo al no aflorar o aparecer mecanizado su muro. A nivel insular, se aprecian importantes diferencias según las zonas, sin que pueda determinarse si tales diferencias tienen origen sedimentario o tectónico; como valor orientativo se pueden señalar 150 m.

En la sección de Punta Grossa (Hoja a escala 1:25.000 de Sant Joan de Labritja, 773 I-III), la parte superior de esta unidad dolomítica contiene una capa de 0,6 m de espesor de calizas "grainstone-packstone" bioclásticas con glauconita, que se encuentra limitada a techo por una costra ferruginosa y una superficie con abundantes perforaciones biogénicas.

La dolomitización ha borrado la práctica totalidad de los vestigios fosilíferos que pudiera haber albergado, lo que ha dado lugar a una gran incertidumbre sobre su edad. Su base ha sido asignada al Noriense superior (RANGHEARD, 1971) por su posición estratigráfica y por correlación con otras regiones (Mallorca, Levante, Catalánides...). En cuanto a su techo, su edad reviste una mayor incertidumbre y ha sido objeto de diversas propuestas. Así, RANGHEARD (1971) lo asignó al Dogger por su posición estratigráfica bajo el nivel oxfordiense; el posterior hallazgo de *Ophtalmidium martanum* (FARINACCI) y *O. leischneri* KRISTAN-KOLLMANN en el nivel calcáreo de techo de la serie de Punta Grossa sugirió la posibilidad de que perteneciese al Lías medio (AZÉMA *et al.*, 1979b). Sin embargo, las determinaciones efectuadas durante la realización del presente trabajo, con presencia de *Vidalina martana*, *Lenticulina* sp., *Epistomina* sp. y Ophtalmídeos, junto a bioclastos de Equinodermos, Lamelibranquios, Gasterópodos y "filamentos", en el corte de Punta Grossa, ha señalado su pertenencia al Toarciense y quizá, al Aalenense. Este hecho sugiere que las dolomías tal vez incluyen parte del Dogger, que podría estar representado en niveles de condensación a techo de la unidad, sin que puedan distinguirse por los efectos de la dolomitización.

De ser correcta esta atribución, las variaciones de espesor señaladas anteriormente podrían ser debidas, al menos en parte, a causas sedimentarias, ya que el intervalo Lías superior-Dogger registra importantes variaciones en todo el ámbito de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.

Apenas han podido observarse estructuras sedimentarias debido a los intensos procesos diagenéticos sufridos. Entre ellas se encuentran laminaciones paralelas generadas por Algas y estructuras debidas a bioturbación, así como perforaciones biogénicas asociadas a la presencia de actividad orgánica relacionada con la colonización de fondos endurecidos ("hard-grounds").

A pesar de su aspecto masivo, en algunos afloramientos puede apreciarse cierta organización secuencial. Las secuencias estratocrecientes son las más frecuentes, observándose también secuencias de somerización compuestas por un término inferior de dolomías cristalinas gruesas y un término superior de dolomías con laminación de Algas.

Los datos disponibles únicamente permiten afirmar que su sedimentación se llevó a cabo en una plataforma somera de carbonatos en ambientes que oscilaron de submareales a intermareales. Los escasos datos de biofacies hacen pensar que los ambientes submareales gozaban probablemente de valores de salinidad normal, puesta de manifiesto por la presencia de organismos estenohalinos a techo. Estos ambientes submareales pasaban con cierta frecuencia a intermareales dominados por el crecimiento de Algas capaces de construir estructuras de tipo estromatolítico.

Este tipo de ambientes correlacionaría bien con los registrados durante parte del Lías inferior-medio en la Cuenca Ibérica y especialmente, con los descritos para la Fm Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (GÓMEZ, 1979). Sin embargo, parecen relativamente diferentes de los de la Fm Carbonatada de Sóller definida para Mallorca por ÁLVARO *et al.* (1989), con la que podría ser comparable a su miembro inferior exclusivamente.

2.1.2.2. *Calizas nodulosas blancas y margas rojas (3). Oxfordiense*

Su reducido espesor, su baja resistencia a la meteorización y su comportamiento incompetente frente al de los dos grandes conjuntos jurásicos entre los que se intercala, dolomítico (unidad 2) y calcáreo (unidad 4), dificultan su observación sobre el terreno, donde con frecuencia tan sólo se aprecia una estrecha franja de tonos rojizos o con pequeños fragmentos calcáreos blancos. Su espesor es variable, pero en cualquier caso inferior a 20 m, pese a lo cual su carácter de nivel-guía ha aconsejado su representación aun a costa de una ligera exageración. Corresponden a las “falsas brechas” descritas por RANGHEARD (1971) y poseen una gran semejanza con los niveles de tipo *ammonítico rosso* de las Cordilleras Béticas.

Aflora en las mismas zonas que la unidad anterior (2), pero sus deficientes condiciones de observación han aconsejado su descripción en base al corte de Es Botafoc, situado en la Hoja a escala 1:25.000 de Eivissa (798 IV), donde aparece como una sucesión de calizas micríticas blancas y grises de aspecto noduloso que intercalan margas rojas, con un espesor conjunto que no supera los 10 m. Su límite inferior es neto y viene marcado por la desaparición de las dolomías de la unidad anterior y la aparición de margas y calizas nodulosas, lo que supone un claro contraste morfológico; por contra, el límite superior es gradual y supone la desaparición de los tonos rojizos. En ocasiones, las margas son la litología dominante, presentándose las calizas como nódulos blancos incluidos en ellas.

Son abundantes los restos faunísticos, destacando la presencia de Radiolarios, *Globochaete*, Protoglobigerinas, Ostrácodos, Lagénidos, Belemnites y Ammonites (RANGHEARD, 1971; AZÉMA *et al.*, 1979b). Entre estos últimos, la asociación de *Campylites delmontanus* (OPPEL), *Gregoryceras riasi* (DE GROS), *Perisphinctes gr. antecedens* SALF y *P. gr. tenuis* ENAY, caracteriza la zona de *Plicatilis* del Oxfordiense medio; igualmente, la asociación de *Epipeltoceras* y diversos Perisphinctidos señala el Oxfordiense superior, lo que permite enmarcar este nivel-guía en el Oxfordiense medio-superior.

Las únicas estructuras reconocibles son debidas a bioturbación. El carácter micrítico de los sedimentos y la fuerte nodulización sufrida durante las etapas diagenéticas son dos caracteres en contra de la posible presencia original y preservación de estructuras sedimentarias de origen inorgánico. Se puede observar cierta organización en secuencias estratocrecientes, con variaciones marcadas básicamente por la proporción de margas rojas.

La unidad representa las facies de tipo *ammonítico rosso*, siendo su sedimentación el producto de las condiciones transgresivas alcanzadas tras la importante discontinuidad que provocó la ausencia de registro de al menos parte del Dogger. La discontinuidad y la presencia de lagunas estratigráficas asociadas a ella (aunque normalmente abarcando un

intervalo temporal de duración bastante inferior) y las condiciones transgresivas durante el Oxfordiense superior, son fenómenos ampliamente registrados en las plataformas jurásicas europeas.

Su ambiente de sedimentación corresponde a una plataforma de carbonatos sometida a cierto influjo de materiales clásticos finos, en condiciones submareales relativamente someras y de buena comunicación, con salinidad normal, baja energía y por debajo del nivel de acción del oleaje.

Entre los Ammonites es de destacar la presencia de abundantes elementos típicamente mesogeos, tan abundantes en el sector Subbético de las Cordilleras Béticas, lo cual permite establecer durante la sedimentación de la unidad una relación paleogeográfica más estrecha con las Cordilleras Béticas que con la Cordillera Ibérica, en la que los representantes de estos grupos son bastante escasos.

2.1.2.3. Calizas tableadas con intercalaciones de niveles margosos (4). Oxfordiense-Kimmeridgiense

Corresponden a las “calizas en losas” de RANGHEARD (1971), tratándose de una de las unidades más características de la isla, especialmente cuando es observada en un corte de cierta entidad, donde aparece como una monótona sucesión de calizas tableadas. Al igual que las unidades anteriores, sus afloramientos son de deficiente calidad, aunque poseen una mayor extensión y cortes de tipo puntual que permiten observar sus principales características.

Tanto su límite inferior como el superior son graduales. El inferior está señalado por la desaparición de los tonos rojizos del nivel-guía jurásico (unidad 3), con persistencia del aspecto noduloso, que se pierde en la vertical a expensas de una estratificación planoparalela que contrasta en mayor medida con el aspecto masivo de la unidad dolomítica (2). En cuanto al superior, está marcado por la aparición de calizas fosilíferas o dolomías y la desaparición del aspecto tableado en favor de una estratificación en bancos o masiva.

Resulta difícil estimar su espesor original, pues parece sufrir importantes variaciones según las zonas, aunque es probable que en la mayoría de los casos sean debidas a causas tectónicas, con repetición o laminación de la serie; posiblemente, su espesor original se aproxime a 200 m.

La parte baja de la unidad está constituida por calizas micríticas, “mudstone y wackestone a packstone” con frecuencia bioclásticas, de color gris, que se disponen en capas finas a medias, rara vez gruesas. Los planos de estratificación suelen ser ondulados, lo que hace que tomen con frecuencia un aspecto noduloso. Entre los bioclastos cabe destacar la presencia de Esponjas, generalmente abundantes, aunque a veces se encuentran en fragmentos de talla pequeña, de tipo “tuberoses”. Los carbonatos intercalan margas de tonos grises a beige que contienen nódulos calcáreos.

El resto de la unidad se encuentra constituido por una alternancia rítmica de calizas “mudstone” grises y margocalizas, margas calcáreas y margas. Estas litologías se agrupan en dos tipos diferentes de asociaciones de facies: por un lado una ritmita netamente calcárea, y por otro, una alternancia de calizas, margocalizas y margas. La ritmita calcárea se encuentra constituida por una alternancia de calizas micríticas (“mudstone”) grises y margocalizas lajosas grises a beige. Las calizas se disponen bien estratificadas, tableadas, en capas finas a medias de 10 a 50 cm, aunque los espesores más frecuentes suelen oscilar entre 20 y 40 cm. Esta ritmita puede contener finas intercalaciones de margas grises, ocasionalmente con nódulos calcáreos.

Las facies con contenido margoso significativo se encuentran compuestas por calizas micríticas (“mudstone”) grises que alternan con margas nodulosas a hojosas grises a beige, a veces amarillentas, y margocalizas beige, a veces nodulosas. Las calizas se disponen bien estratificadas en capas finas a medias, de entre 5 y 40 cm, aunque el espesor de los bancos puede llegar hasta los 80 cm. Es frecuente que estas facies margosas sean más abundantes en la parte alta de la serie.

En toda la unidad es habitual la presencia, de granos de cuarzo dispersos y tanto en el caso de las facies con ritmita calcárea como en el de las facies con contenido margoso, la de nódulos piritosos.

Posee un abundante y variado contenido fosilífero, con Ostrácodos, Lagénidos, Lamelibranquios y, especialmente, Radiolarios y Ammonites, así como Protoglobigerinas en su base y *Saccocoma* y *Globochaete* a techo, que han permitido enmarcar la unidad en el intervalo Oxfordiense superior-Kimmeridgiense.

Las estructuras sedimentarias son muy escasas. Se observa bioturbación y ocasionalmente, “rills” bioclásticos en los que pueden encontrarse concentraciones de Belemnites y Equinodermos. La unidad se organiza en secuencias estrato-crecientes, más variadas en las facies de ritmita margosa.

Tanto por sus caracteres litológicos como por parte de su contenido fósil, el tramo noduloso inferior presenta bastantes semejanzas con el Miembro Calizas con Esponjas de Yátova, ampliamente representado en la Cordillera Ibérica (GÓMEZ y GOY, 1979), y que a su vez es la manifestación de una amplia plataforma de naturaleza predominantemente espongiolítica que se desarrolló durante el Oxfordiense en un amplio sector de Europa occidental. Representa un evento transgresivo de gran extensión tras el hiato del Lías Medio-Oxfordiense, en este caso cubierto por las facies *ammonítico rosso*, representadas por la unidad anterior (3).

Su ambiente de sedimentación corresponde al de una plataforma de carbonatos somera, abierta y bien comunicada, de aguas predominantemente claras y bien oxigenadas, con salinidad normal, en la que los fondos se encontraban poblados por una abundante y variada comunidad biológica. Aunque en otras partes de esta plataforma puede observarse el constante intento de las esponjas de levantar bioconstrucciones de tipo montículo arrecifal de fango, no se han encontrado este tipo de estructuras en los afloramientos de Eivissa, pero las facies observadas, en comparación con las reconocidas en la Cordillera

Ibérica, podrían representar las partes más o menos distales de destrucción de las plataformas espongíolíticas por la acción de las tormentas, las cuales podrían barrer al menos circunstancialmente estas plataformas de carbonatos.

Desde un punto de vista paleobiogeográfico cabe resaltar la coexistencia de Ammonites de hábitat típicamente mesogeo (Phylloceratinos), que permite establecer la existencia de una clara comunicación con la Cuenca Bética, y la de frecuentes Perisphinctidos, más típicos de áreas como la Cordillera Ibérica. Este hecho refleja la amplia comunicación durante el Oxfordiense de la plataforma de Eivissa tanto con la región del Tethys como con la región Atlántica.

Por su parte, el resto de la unidad muestra notables similitudes litológicas y bioestratigráficas con la Fm Ritmita Calcárea de Loriguilla, presente en prácticamente toda la Cuenca Ibérica. Su sedimentación se llevó a cabo en un ambiente de plataforma somera con una abundante producción y acumulación de carbonatos. A esta plataforma llegaban aportes de materiales terrígenos finos que, junto con los carbonatos, fueron rellenando una cuenca que, por referencia a zonas próximas, se encontraba compartimentada por un sistema de fracturas sinsedimentarias.

La escasez de organismos bentónicos hace pensar en la presencia de ambientes relativamente restringidos, poco aptos para llevar a cabo la colonización de los fondos. La disminución de organismos neotónicos en la plataforma respecto a la etapa precedente hace pensar que el ambiente no sólo era inadecuado para el desarrollo de estos organismos, sino que la escasa proporción de conchas flotadas puede tomarse como indicio de una defectuosa comunicación con las partes más abiertas de la plataforma.

2.1.3. Cretácico

Muestra una completa y extensa representación. Junto con los materiales cretácicos se describen en el presente apartado los correspondientes al Titónico, al existir entre ellos una clara continuidad estratigráfica. Como ya se ha señalado, a diferencia de lo observado durante el Jurásico, el intervalo Titónico-Albiense supone en Eivissa una diversificación de los ambientes sedimentarios marinos, reflejada en la aparición de litofacies netamente diferentes y que han dado lugar a la definición de tres series estratigráficas, denominadas de SE a NO: Serie de Ibiza, Serie de San José y Serie de Aubarca (RANGHEARD, 1969-1971), de las que la primera está ausente en la presente Hoja (Fig. 2.1).

La Serie de San José se diferencia de la de Eivissa por la aparición de un conjunto carbonatado correspondiente a ambientes de plataforma somera durante el Titónico-Valanginiense (unidades 5 y 6), sobre el que se dispone una monótona serie eminentemente margosa (unidad 7) característica de ambientes marinos abiertos, alejados de la línea de costa. La intercalación de niveles carbonatados arrecifales en el sector occidental durante el Aptiense (unidades 8 y 9) es el criterio definitorio de la Serie de Aubarca, evidenciando una mayor proximidad a la línea de costa.

El Cretácico superior supone una nueva uniformización de la cuenca, puesta de manifiesto mediante la sedimentación de un típico conjunto de calizas blancas (unidad 10) en una plataforma somera.

La distribución de los materiales cretácicos en la isla de Eivissa sugiere un modelo paleogeográfico que presenta extraordinarias semejanzas con los propuestos para el Prebético de Alicante (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982), representando los sedimentos margosos del sector suroriental el tránsito al dominio de las Unidades Intermedias.

2.1.3.1. Calizas en bancos (5). Dolomías masivas (6). Titónico-Valanginiense

A grandes rasgos, se trata de un conjunto de calizas en bancos de cierta heterogeneidad (unidad 5) que ha sufrido un proceso posterior de dolomitización, de distribución geográfica y estratigráfica irregular (unidad 6). Afloran extensamente en el ámbito de las unidades tectónicas de Eivissa y Llentrisca-Rey.

Cualquiera de las dos unidades puede aparecer englobada en la otra, en ocasiones en masas carentes de entidad cartográfica, si bien se observa un neto predominio de la unidad calcárea sobre la dolomítica. Por su litología, distribución de facies y edad, son equivalentes de la Fm Sierra del Pozo del Prebético peninsular (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982). Los afloramientos de la unidad calcárea se localizan en el sector oriental y en la alineación Isla de es Vedrà-Torre des Savinar-Serra de ses Roques Altes, en tanto que los de la unidad dolomítica se restringen a esta última elevación. La ausencia de afloramientos en el sector occidental se debe a su ocultamiento bajo sedimentos cretácicos, miocenos y cuaternarios.

Su límite inferior coincide con la desaparición del típico aspecto tableado de las calizas kimmeridgienses (unidad 4) y un brusco aumento del contenido fosilífero; con frecuencia, también con la pérdida del carácter micrítico de la serie y la aparición de un resalte morfológico, especialmente cuando la unidad comienza mediante dolomías masivas. El límite superior es más evidente, por aparición de un típico conjunto margoso, que intercala de forma rítmica finos niveles de calizas margosas (unidad 7) y que confiere al paisaje un aspecto alomado de tonalidades amarillentas.

El aspecto del conjunto calcáreo del Titónico-Valanginiense varía sensiblemente de sureste a noroeste, sentido en el que aumenta su espesor. Así, en el sector de Vista Alegre, las calizas poseen aspecto micrítico y tonos oscuros en corte fresco, apareciendo atravesadas por venas blancas de calcita, que evocan en algunos casos a la facies *Muschelkalk*; se observan intercalaciones de niveles margosos que cuando poseen tonos rojizos recuerdan a la facies *Keuper* (unidad 1). Al sur de Sant Josep predominan las calcarenitas grises estratificadas en bancos de 50 cm a 1 m, con un espesor próximo a 80 m. Por último, los afloramientos más occidentales muestran el predominio de calizas micríticas y calcarenitas azuladas y grises estratificadas en bancos de orden métrico, adquiriendo la unidad un espesor cercano a 150 m.

En detalle, esta litofacies calcárea está constituida por calizas "wackestone, packstone y grainstone" bioclásticas, a veces con intraclastos y "pellets", y ocasionalmente "mudstone" de colores grises, beige o amarillentos; se disponen estratificadas en bancos medios a gruesos (20-50 cm) y a veces muy gruesos, por lo que con frecuencia muestran cierto aspecto masivo. Es relativamente frecuente la presencia de oolitos calcáreos y de granos de cuarzo y ocasional, la de glauconita.

El afloramiento de Serra de ses Roques Altes refleja la acción de los procesos de dolomitización sobre el conjunto calcáreo, apareciendo como un tramo dolomítico masivo en el que ha sido borrada cualquier huella de la serie preexistente.

Entre los restos fosilíferos señalados por RANGHEARD (1971), cabe destacar la presencia de *Clypeina jurassica*, *C. inopinata*, *Cayeuxia moldavica*, *C. piaie*, *Bacinella irregularis*, *Trocholina alpina*, *T. elongata*, *T. friburgensis*, *Globochaete alpina*, *Calpionella alpina*, *C. gr. elliptica*, *Vaginella striata*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Pseudocyclammina lituus*, *Nautiloculina oolithica*, *Lenticulina* sp., *Solenopora* sp., *Bacinella* sp., *Ammobaculites* sp., *Boueina* sp., *Gaudryina* sp., *Ammodiscus* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Nannoconus*, *Saccocomidae*, Textuláridos, Miliólidos, Valvulinidos, Ophtalmídeos y Lituólidos. En esta misma unidad, AZÉMA *et al.* (1979a) mencionan además la presencia de *Salpingoporella annulata*, *Tubiphytes morronensis*, *Bacinella irregularis*, *Pseudotextulariella salevensis*, *Conicospirillina basiliensis*, *Triploporella* sp., *Macroporella* sp. y Codiáceas. Entre el material bioclástico cabe mencionar la presencia de Corales, Ostreidos, Gasterópodos, Equinodermos, Lamelibranquios, Radiolarios y espículas.

En base a la asociación de microfósiles encontrada, el presente conjunto carbonatado puede asignarse al Titónico-Valanginiense, o al menos a la parte inferior de éste, aunque no debe descartarse que los niveles basales pudieran pertenecer al Kimmeridgiense.

Las estructuras sedimentarias son escasas. Con cierta frecuencia se observan pequeñas formas canalizadas de tipo "rill", puestas de manifiesto por la presencia de concentraciones bioclásticas en cuerpos con la base suavemente irregular. En la litofacies dolomítica la diagénesis prácticamente ha borrado cualquier vestigio textural o estructural. Únicamente las estructuras de origen orgánico debidas a bioturbación son visibles en ambos tipos de litologías.

Tanto las litofacies de calizas como las dolomíticas se organizan en secuencias estratocrecientes, de características prácticamente idénticas en ambas litologías. Este hecho, junto con su distribución irregular y sus cambios laterales, confirma que la litofacies dolomítica es un producto de la diagénesis de la litofacies calcárea. Ésta muestra un espectacular aumento en la proporción de restos de organismos, generalmente planctónicos, con respecto a la unidad precedente (4). Como se ha señalado en otras áreas, los importantes cambios tanto en lito como en biofacies, así como en la paleogeografía de la cuenca, pueden ser indicativos de la presencia de una discontinuidad entre ambas unidades (GÓMEZ, 1991).

La sedimentación de la unidad se llevó a cabo en una plataforma somera de aguas limpias, dentro de la zona fótica, con una importante producción y sedimentación de carbonatos. La relativa uniformidad lateral y vertical de las facies es el resultado de las elevadas tasas de sedimentación registradas, las cuales fueron capaces de contrarrestar los espacios de acomodación generados como consecuencia de la etapa de rifting que comienza durante la sedimentación de esta unidad y se desarrolla durante el Cretácico inferior. Esta configuración de cuenca en régimen distensivo ocasionado por la presencia de fallas sinsedimentarias, condicionó la ausencia de esta unidad carbonática en la Serie de Ibiza, donde fue sustituida por la unidad margosa (7), depositada en ambientes más externos y profundos de la plataforma.

La plataforma de carbonatos se encontraba generalmente bien oxigenada y bajo condiciones de salinidad normal, con abundantes comunidades biológicas que poblaban sus fondos. Esta plataforma podría verse ocasionalmente barrida por las corrientes inducidas por las tempestades, dando lugar a depósitos de tipo tempestítico, entre los que se podrían incluir desde los depósitos de "grainstone" intraclásticos hasta los depósitos con "rills" bioclásticos en calizas micríticas, que representarían las facies distales. Este conjunto carbonatado correlaciona aceptablemente con la plataforma propuesta para el Prebético de Alicante durante este período (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982).

2.1.3.2. Margas con intercalaciones rítmicas de calizas margosas (7). Titónico-Cenomaniense

Constituyen una típica y monótona sucesión, de carácter eminentemente margoso, característica del Jurásico terminal-Cretácico inferior del sector suroriental de la isla (Serie de Ibiza), en tanto que hacia el sector noroccidental evoluciona lateralmente hacia cuerpos carbonatados a nivel del Titónico-Valanginiense (Serie de San José) y Aptiense (Serie de Aubarca). En la Hoja se disponen sobre las calizas valanginienses (unidad 5) y bajo las típicas calizas blancas del Cretácico superior (unidad 10), si bien en el ámbito de la Serie de Aubarca, entre los tramos margosos se intercalan niveles carbonatados (unidades 8 y 9).

Sus litofacies y su relación con otras unidades cretácicas sugieren una gran semejanza con la Fm Los Villares (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982), aunque en su sector tipo, ésta queda restringida al intervalo Valanginiense-Barremiense.

Sobre el terreno dan lugar a característicos relieves suaves y alomados, de tonos amarillentos, que configuran afloramientos de deficiente calidad y que contrastan con los del resto de las unidades mesozoicas. Por contra, su semejanza con las margas miocenas (unidad 11) complica extraordinariamente la separación de ambas, que tan sólo se hace evidente por intercalación de conglomerados y calcarenitas en los sedimentos miocenos o la presencia de un abundante contenido fosilífero en las margas cretácicas.

Sus afloramientos poseen una amplia distribución superficial, con buenos cortes en Vista Alegre y Es Cubells. En detalle aparecen como una potente y monótona sucesión de margas grises a beige, en ocasiones muy oscuras e incluso rojizas por alteración, entre las que se intercalan, de forma rítmica, niveles planoparalelos de calizas margosas grisáceas de 15 a 50 cm de espesor. En ocasiones, tanto las margas como las calizas presentan estratificación nodulosa. La alteración da lugar a coloraciones amarillentas y blanquecinas; con frecuencia, su abundante contenido fosilífero resalta por su aspecto piritizado, con tonos ocre y anaranjados. En el sector suroriental, el espesor, muy difícil de estimar, parece sobrepasar 200 m, disminuyendo hacia el noroeste por las razones sedimentarias señaladas, hasta presentarse en niveles de 30 m de potencia.

Al noroeste, la unidad muestra una cierta proporción de niveles arenosos, especialmente en sus términos más altos. Las areniscas poseen un importante contenido micáceo y coloraciones similares a las de los términos margosos, si bien en el sector de Caló d'en Real son típicos los niveles de areniscas de tonos rosados y espesor de orden decimétrico.

El contenido fosilífero es muy abundante, destacando la alta proporción de Foraminíferos, Ammonites, Belemnites, Equinodermos, Braquiópodos y Ostrácodos (RANGHEARD, 1971; AZÉMA *et al.*, 1979). Su disposición sobre los carbonatos valanginienses acota su muro al Hauteriviense, en tanto que el hallazgo de *Hedbergella washitensis*, *Ticinella primula*, *T. roberti*, *Arenobulimina macfadyeni*, *Tritaxia pyramidata*, *Patellina subcretacea*, *Glomospirella gaultina*, *Citharina arguta*, *Cytherella ovata* y *Asciocythere aff. brevis*, señala el Albiense para el techo de la unidad y, probablemente, el Cenomaniense inferior.

La estratificación nodulosa y las estructuras de bioturbación, que además son poco frecuentes, son las únicas estructuras sedimentarias destacables, excepto en los escasos cuerpos arenosos intercalados, en los que se reconoce la presencia de bases canalizadas, así como de laminación cruzada de surco y planar de gran escala y estructuras “flaser”.

La unidad representa un importante cambio en cuanto a su organización secuencial con respecto a las unidades precedentes, abandonándose las tendencias somerizantes por secuencias interpretables como generadas bajo condiciones de profundización. Observando la evolución de conjunto de varias secuencias elementales puede apreciarse que el espesor del término margoso tiende a aumentar hacia la parte alta de la secuencia, apreciándose así una organización en secuencias margoso-crecientes.

El presente conjunto margoso se ha depositado en ambientes de plataforma externa bien comunicada, en la que se crearon notables espacios de acomodación debido a una subida relativa del nivel del mar, probablemente condicionada o al menos amplificada por la fracturación sinsedimentaria. Quedó diferenciado así un dominio de plataforma externa ligado al dominio hundido del sistema de fracturas. En estas áreas subsidentes, la sedimentación se produjo en ambientes de baja energía, generalmente por debajo del nivel de acción del oleaje, en los que se acumularon los sedimentos detríticos finos, producto del lavado de la plataforma. Sólo de manera local y ocasional la plataforma subsidente se ve invadida por materiales siliciclásticos, testigos de la presencia de corrientes tractivas en los fondos y de macizos emergidos sometidos a erosión. En este sentido, la mayor proporción de términos areniscosos en el sector noroccidental, señala su mayor proximidad a la línea de costa.

2.1.3.3. Calizas fosilíferas (8). Dolomías blancas (9). Aptiense

Corresponden a las tradicionales calizas “urgonianas” (unidad 8) y sus masas dolomíticas asociadas (unidad 9), correlacionables, a grandes rasgos, con la Fm Arroyo de los Anchos del Prebético de Alicante (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982). Sus afloramientos se distribuyen por el sector occidental, constituyendo un equivalente lateral de las margas de la unidad anterior (unidad 7) a nivel del Aptiense; configuran destacados relieves y abruptos acantilados, destacando los de Puig Pelat. La aparición del presente conjunto carbonatado en la serie cretácica es el criterio utilizado para definir la Serie de Aubarca (RANGHEARD, 1969-1971).

Aunque son numerosos los puntos en los que es posible realizar observaciones de cierta calidad, especialmente en los acantilados localizados al norte de Cala d'Hort, donde se aprecia una cierta heterogeneidad de facies, no existe corte alguno representativo de la

totalidad del conjunto, siendo preciso remitirse a los cortes de Can Xumeu (Sa Ferradura), Na Xamena y Cala d'en Sardina (Hoja a escala 1:25.000 de Sant Miquel de Balansat, 772 II-III-IV). Allí (AZÉMA *et al.*, 1979a) sobre un tramo eminentemente margoso, atribuido al Hauteriviense-Barremiense (unidad 7), se dispone un conjunto de unos 250 m de espesor constituido por calizas fosilíferas, en las que destaca el contenido de Rudistas y Orbitolínidos (unidad 8), en cuyo seno se aprecia una intercalación margosa de espesor cercano a la treintena de metros (unidad 7). De cualquier forma, debido a su frecuente aislamiento por depósitos cuaternarios, es difícil precisar a cual de los dos resaltes urgonianos pertenecen los afloramientos de la Hoja, lo que complica el establecimiento de una estratigrafía de detalle. Además, la intensa deformación sufrida ha dado lugar a inversiones estratigráficas (Cala Vadella) que con frecuencia sólo son detectables por medio de dataciones paleontológicas, como consecuencia de la dificultad para establecer la polaridad de la serie.

Otro tanto puede decirse de los niveles margosos (unidad 7), de los que resulta muy difícil determinar si corresponden a la intercalación urgoniana aludida o a las series infra o suprayacente del conjunto urgoniano.

Predominan con mucho los niveles de calizas sobre los de dolomías, que se hallan distribuidos de forma irregular, lo que complica su diferenciación cartográfica, que además no es posible en todos los casos debido a las reducidas dimensiones de algunas masas. Por ello, pueden encontrarse niveles dolomíticos en el seno de la unidad calcárea y viceversa.

La litología predominante y la más característica son calizas "wackestone a packstone" bioclásticas y "boundstone" constituidas por bioconstrucciones de rudistidos. Aparecen estratificadas en capas gruesas a bancos muy gruesos que les confieren aspecto masivo, presentando un elevado grado de karstificación. Ocasionalmente intercalan margocalizas nodulosas y margas, pero son escasas en el conjunto; también se observan niveles de "grainstone" oolíticos de tonos beige. Los tramos dolomitizados están compuestos por dolomías cristalinas gruesas de color beige, a veces algo margosas, dispuestas en potentes bancos de aspecto masivo. Presentan un buen punto de observación en Cala Vadella. En afloramientos reducidos y aislados, es posible su confusión con cualquier otra unidad dolomítica.

Las calizas son muy similares a las del Titónico-Valanginiense (unidad 5), pudiendo utilizarse como criterio discriminante a nivel de afloramiento la abundancia de Rudistas, incluso de tamaño decimétrico, de la presente unidad. El espesor resulta muy difícil de estimar, aunque a juzgar por los cortes del sector septentrional de la isla, cada uno de los niveles carbonatados puede estar comprendido entre 100 y 150 m.

Entre los abundantes restos fosilíferos que alberga la unidad (ÁLVARO *et al.*, 1982), cabe señalar la presencia de *Sabaudia minuta*, *Palorbitolina lenticularis*, *Paracoskinolina sunnilandensis*, *Cuneolina scarsellai*, *Orbitolinopsis subkilliani*, *O. gr. killiani*, *O. praesimplex*, *O. buccifer* y *Debarina hahounerensis*, en el tramo inferior, así como *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) sp., *O. (M.) texana parva*, *Sabaudina minuta*, *Hensonina lenticularis*, *Pseudochoffatella cuvillieri*, *Horieupleur* aff. *lambert*, *Polyconites verneuli*, *Heteraster delgadoi*, *Orbitolinopsis aquitana*, *Archaealveolina decastroi*, *Pseudochoffatella cuvillieri* y *Simplorbitolina chauvei*, en el tramo superior, que permiten asignar la unidad al Aptiense,

sin que deba descartarse que pueda incluir el Barremiense terminal o el Albiense basal. La asociación de Ammonites del tramo margoso intermedio ha señalado su pertenencia al Gargasense inferior.

Las estructuras sedimentarias son escasas en los carbonatos de facies urgonianas. Únicamente se reconocen "rills" bioclásticos, asociados a veces a la parte superior de las secuencias, y superficies de "hard-ground", en ocasiones ligadas a la presencia de perforaciones biogénicas. Las estructuras y texturas de bioturbación son escasas a moderadas, pero se encuentran presentes en casi toda la unidad, que se organiza en secuencias de somerización típicas de plataforma carbonatada.

Su sedimentación se llevó a cabo en un ambiente de plataforma somera bajo una activa producción y sedimentación de carbonatos. Los fondos, bien oxigenados y con salinidad normal, se encontraban poblados por una abundante fauna bentónica; los rudistidos destacan por su importancia en la biosedimentación de esta zona como organismos constructores de montículos arrecifales de fango que, aunque de muy pequeña magnitud, marcan una de las facies más características de esta unidad. También son frecuentes las barras, representadas por los niveles oolíticos.

La plataforma, sometida a un proceso de subsidencia diferencial, se fue rellenando paulatinamente mediante secuencias de somerización estratocrecientes que representan la colmatación de los espacios de acomodación generados durante las sucesivas subidas relativas del nivel del mar. Igualmente, las construcciones arrecifales y los sistemas de barras individualizarían dos áreas dentro de la plataforma: hacia el noroeste delimitarían un ambiente de "lagoon" protegido, no aflorante en la isla, en tanto que hacia el sureste se extendería una plataforma abierta en la que se produciría la sedimentación de baja energía que dio lugar a las margas de la unidad (7).

En el corte de Cala d'en Sardina (Hoja a escala 1:25.000 de Sant Miquel de Balansat, 772 II-III-IV) se ha señalado la existencia de un "hard-ground" a techo del nivel urgoniano inferior (AZÉMA *et al.*, 1979a), lo que permitiría individualizar dos ciclos sedimentarios correlacionables con los establecidos en el Prebético peninsular para este período (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982). El inferior supondría un retroceso marino hacia el sureste, permitiendo en la región noroccidental el desarrollo de barras y arrecifes; el superior implicaría un rápido avance marino hacia el noroeste, con implantación de ambientes pelágicos, seguido por un nuevo retroceso que permitiría reconstruir las condiciones de comienzos del Aptiense.

2.1.3.4. Calizas blancas (10). Cenomaniense-Maastrichtiense

Se trata de una de las unidades típicas de la isla, localizándose la mayoría de sus afloramientos en la presente Hoja. Entre éstos, destacan por su gran extensión los de Llenrisca, Pujol de sa Caseta y Talaia de Sant Josep. Dan lugar a resaltes morfológicos que contrastan con los materiales cretácicos y miocenos sobre los que se apoyan (unidades 7 y 11), en el segundo caso debido a su disposición cabalgante.

El límite inferior coincide con la desaparición de los niveles margosos que caracterizan el Cretácico inferior (unidad 7), en tanto que el techo no ha sido reconocido en caso alguno

debido al vacío erosional desarrollado durante el Terciario. Este conjunto calcáreo aparece como una monótona sucesión de calizas tableadas blancas, cuya típica coloración ha sugerido la denominación de “calizas marfileñas” (RANGHEARD, 1971); esporádicamente, intercala niveles margosos de tono claros. Aunque en alteración las calizas poseen aspecto masivo, en corte muestran una estratificación difusa, de geometría ondulada o nodulosa.

Entre los mejores puntos de observación, cabe señalar los cortes de Serra des Graner (Llentrisca) y Pujol de sa Caseta. En el primero de ellos, sobre el conjunto margoso atribuido al Cretácico inferior se dispone una sucesión constituida por calizas “mudstone, wackestone” y en ocasiones “packstone-wackestone” bioclásticas. Los colores más frecuentes de los carbonatos varían de gris claro a blanquecino y ocasionalmente se observan tonos beige a marrones y rojizos. Entre las calizas, que son predominantes en el conjunto, se intercalan calizas margosas y margocalizas nodulosas, así como margas blanquecinas, grises y verdosas. Las calizas suelen disponerse estratificadas en capas finas a medias, de unos 10 a 40 cm de espesor, aunque el grosor de los bancos llega a alcanzar con frecuencia los 50 cm; ocasionalmente aparecen masivas a mal estratificadas. Es frecuente la presencia de glauconita, que puede superar el 6% a lo largo de varios tramos de la sección; algunas veces, en las calizas se puede observar una dolomitización incipiente. Aunque en este corte el espesor de la unidad se aproxima a 60 m, en algunas zonas puede sobrepasar 150 m.

Dentro de su contenido fosilífero destaca la presencia de Globotruncánidos sobre el de restos de Bivalvos, Equinodermos, Gasterópodos y espículas, habiendo permitido caracterizar todos los pisos del Cretácico superior. La presencia de *Rotalipora* gr. *cushmani*, *R.* gr. *apenninica*, *Thalmanella* sp., *Heterohelix* sp., *Pithonella sphaerica* y *P. ovalis* ha permitido asignar la base al Cenomaniense. Igualmente, la asociación de *Globotruncana arca*, *G. prae-contusa*, *G. marainata*, *G. fornicata*, *G. bollii*, *G. andori*, *G. elevata*, *G. stuartiformis*, *G.* cf. *stuarti*, *G. falsostuarti*, *G. tricarinata*, *G.* gr. *Lapparenti* y *Heterohelix plummerae*, indica la pertenencia del techo de la unidad al Campaniense y, tal vez, al Maastrichtiense.

Las estructuras sedimentarias son muy escasas, con ocasional presencia de “rills” bioclásticos y estructuras de bioturbación puestas de manifiesto por la concentración de bioclastos que los rellenan.

Los componentes litológicos son bastante monótonos, asociándose en secuencias estratocrecientes compuestas en su totalidad por calizas “wackestone” en secuencias con un término inferior margoso, ocasionalmente con intercalaciones de calizas nodulosas, y un término superior de calizas “wackestone” bioclásticas.

No se tiene un conocimiento suficientemente amplio de las condiciones de sedimentación de la unidad, pero parecen representar la relativa uniformización de una plataforma compartimentada entre finales del Malm y comienzos del Cretácico superior. La sedimentación se llevó a cabo en un ambiente de plataforma somera con una tasa aceptable de producción y sedimentación de carbonatos, en la que coexistían los organismos bentónicos y nectónicos, especialmente representados por los Foraminíferos. La plataforma se rellenaría progresivamente mediante el apilamiento de secuencias de

somerización estratocrecientes que irían compensando los espacios de acomodación generados durante las sucesivas etapas de subidas relativas del nivel del mar, bajo un ambiente tectónico relativamente estable con respecto a etapas precedentes.

2.2. Terciario

Presenta una moderada superficie de afloramiento, estando representado por sedimentos marinos de edad miocena, sin evidencia alguna de restos paleógenos, lo que sugiere que durante este período tuvo lugar una intensa acción erosiva sobre la cobertura mesozoica, así como una primera etapa de estructuración de ésta.

2.2.1. Mioceno

El enérgico paleorrelieve generado durante el Paleógeno tiene como principal resultado el carácter discordante de la sedimentación miocena y su disposición sobre cualquier unidad mesozoica; no obstante, se aprecia una cierta distribución de éstas bajo el conjunto mioceno. Así, en el sector occidental, correspondiente a la Unidad tectónica de Aubarca, el sustrato está constituido por los depósitos carbonatados y margosos del Cretácico inferior; por contra, en el suroriental, perteneciente a la Unidad de Eivissa, la serie miocena carece de afloramientos, sin que pueda determinarse si este hecho se debe a falta de depósito o a la acción de procesos erosivos posteriores, pareciendo más probable la segunda hipótesis; por lo que respecta a la franja central, asimilable a la Unidad de Llentrisca-Rey, el sustrato está constituido por los materiales carbonatados del Titónico-Valanginiense, si bien a nivel insular es más variado, con predominio del sustrato carbonatado-arcilloso del Triásico. Su implicación en las estructuras tectónicas y su posición dentro de ellas hacen que con frecuencia los afloramientos miocenos permitan delimitar la geometría de las escalas cabalgantes.

La mayor parte de los trabajos en los que se ha tenido en cuenta la serie miocena señalan su pertenencia al Burdigaliense-Langhiense y su implicación en las estructuras generadas durante la etapa tectogénica alpina (RANGHEARD, 1969-1971; FOURCADE *et al.*, 1982), si bien algunos han sugerido la presencia de términos más recientes con ciertas reservas (DURAND DELGA *et al.*, 1984). De cualquier forma, no se han individualizado materiales equivalentes del conjunto postorogénico existente en el sector septentrional de la isla (Cala Portinatx) y en Formentera.

Se han diferenciado tres unidades sedimentarias miocenas en función de la litología dominante: una potente sucesión margosa (unidad 11), que constituye el conjunto mayoritario; una serie de tramos conglomeráticos (unidad 12), dispuestos tanto a techo como a muro de la serie margosa o como intercalaciones dentro de ella; y un conjunto de niveles calcareníticos (unidad 13) relacionados con el resto de la sucesión miocena mediante cambio lateral.

2.2.1.1. Margas (11). Burdigaliense-Langhiense

Constituyen la litología predominante en la serie miocena, distribuyéndose sus afloramientos por la mitad noroccidental de la Hoja, a techo de las unidades tectónicas de

Aubarca y Llentrisca-Rey. Configuran terrenos de típicas morfologías suaves y alomadas de tonos blanco-amarillentos, fácilmente confundibles con los afloramientos correspondientes al conjunto margoso del Cretácico inferior (unidad 7). Bajo esa aparente monotonía se esconde una cierta variedad de litofacies, asimilables a grandes rasgos en dos tipos.

El primero de ellos muestra la unidad bajo un típico aspecto de margas blancas de aspecto hojoso entre las que tan sólo se aprecian esporádicas intercalaciones de niveles calcareníticos o conglomeráticos; este tipo abunda en el sector occidental, presentando buenas condiciones de observación al pie de la Torre des Savinar, en Cala d'Hort y al pie de Serra de ses Roques Altes.

En la vertiente suroccidental de la Talaia de Sant Josep, así como al sureste de esta localidad, la unidad aparece bajo el segundo tipo, donde la unidad muestra su aspecto más parecido al de la unidad cretácica (7), al presentarse como una sucesión margosa de coloración gris, amarillenta por alteración, en la que se intercalan niveles rítmicos de calizas margosas de orden decimétrico; en este tipo de afloramientos, la presencia de intercalaciones calcareníticas o conglomeráticas en la unidad miocena o la abundancia fosilífera en la unidad cretácica, son los únicos criterios de campo bajo los cuales se pueden discriminar ambas.

En ambos casos la unidad puede intercalar calcarenitas y conglomerados que, cuando sus dimensiones lo han permitido, han sido individualizados en la cartografía; el contacto con ellos puede ser neto o gradual, tal como se aprecia en el corte de Talaia de Sant Josep.

Su disposición sobre el paleorrelieve mesozoico y el desigual truncamiento que ha sufrido, bien por procesos erosivos o por efecto de los cabalgamientos, hacen que su espesor visible sea muy variable. Como cifras orientativas se pueden señalar valores cercanos a 150 m al suroeste de Talaia de Sant Josep, 60 m en Cap des Jueu y 150 m al norte de la Torre des Savinar.

Poseen un abundante contenido fosilífero, que en su práctica totalidad ha señalado el Burdigaliense-Langhiense (RANGHEARD, 1971). Entre las asociaciones de Foraminíferos cabe destacar la presencia de *Globigerinoides triloba*, *G. cf. irregularis*, *Cibicides* gr. *lobatulus*, *C. cf. maioricensis*, *Globigerina bulloides*, *G. cf. bolli*, *G. sp.*, *Globorotalia* aff. *mayeri*, *Globorotalia* sp., *G. gr. altispira*, *Elphidium* sp., *Praeorbulina glomerata circularis*, *Ammonia beccarii*, *Nonion* cf. *boueanus* y *Orbulina* cf. *suturalis*, junto con Ostrácodos y Gasterópodos que confirman la edad señalada.

En base a una asociación palinológica hallada en las proximidades de Sant Rafel (Hoja a escala 1:25.000 798 II), ha sido sugerida con ciertas reservas la pertenencia de los niveles altos de la unidad al Tortonense (DURAND DELGA *et al.*, 1984). Sin embargo, esta atribución parece complicar en exceso la secuencia de acontecimientos próximos al período tectogenético alpino y además no ha encontrado el apoyo de las dataciones efectuadas posteriormente, ni el de las cartografías elaboradas, razones por las que ha preferido conservarse la atribución al Burdigaliense-Langhiense.

Son escasas las estructuras sedimentarias, pero las faunas señaladas sugieren un ambiente deposicional marino de carácter somero y cercano a la línea de costa, interpretación

apoyada por las delgadas intercalaciones de lignito existentes en algunos puntos (Cap des Jueu). Por su relación con los niveles conglomeráticos (unidad 12) su sedimentación se interpreta en un contexto de frente deltaico o prodelta.

2.2.1.2. Conglomerados (12). Burdigaliense-Langhiense

Aparecen en los mismos dominios estructurales que la unidad anterior, generalmente cabalgados por las unidades tectónicas de Eivissa y Llentrisca Rey, como en los afloramientos localizados al pie de los relieves de Talaia de Sant Josep y Ses Roques Altes, respectivamente. Se apoyan discordantes sobre a la serie mesozoica o bien concordantes sobre el conjunto margoso anterior (unidad 11) o intercalados en él.

Presentan aspecto masivo o aparecen en bancos gruesos de 1 a 2 m de espesor, con estratificación difusa. Están constituidos por cantos poligénicos que tienen su origen en cualquier unidad mesozoica, ígnea e incluso miocena, siendo muy deficiente su selección, con tamaños que varían desde unos pocos centímetros hasta bloques que se aproximan a 1 m, aunque los tamaños más frecuentes están comprendidos entre 5 y 10 cm. En la mayor parte de los casos, los cantos son redondeados o subredondeados, pero en ocasiones constituyen auténticas brechas. Pueden aparecer con soporte clástico o matriz areniscosa, con un cemento calcáreo que les confiere tonalidades de conjunto grises.

Su espesor es muy variable por idénticas razones que en el caso de la unidad anterior (11) habiéndose estimado valores cercanos a 30 m, cifra que debe considerarse un valor mínimo al aparecer truncados tectónicamente.

El cemento calcáreo puede incluir microfósiles, entre los que destacan *Operculina* sp., *Amphistegina* cf. *lessonii*, *Cibicides lobatulus*, *Elphidium* sp., *Planulina* cf. *renzi* y *Globigerina* cf. *falconensis*, que confirman la atribución al Burdigaliense-Langhiense para la serie miocena de la que forman parte.

En conjunto, estas facies conglomeráticas se interpretan como sedimentos aluviales depositados en masa por flujos hiperconcentrados o avenidas en lámina, representando facies de abanico deltaico proximal a intermedio; el grado de redondez y la distribución de tamaños indicarían la mayor o menor distalidad dentro del abanico.

En la presente Hoja, estos niveles conglomeráticos coronan la serie miocena y se encuentran cabalgados por diversas unidades tectónicas, lo que confirma que la actividad orogénica prosiguió en la región una vez depositada la serie del Burdigaliense-Langhiense.

2.2.1.3. Calcarenitas (13). Burdigaliense-Langhiense

Poseen una reducida representación superficial, muy inferior a la de las unidades precedentes, localizándose su principal afloramiento en la Serreta d'en Toni Pere, donde se disponen a techo de la serie margosa miocena (unidad 11), si bien a nivel insular aparecen como intercalaciones en ésta y su carácter extensivo sobre el sustrato mesozoico hace que las calcarenitas puedan apoyarse sobre cualquier unidad de éste.

En contacto con el tramo margoso confieren al relieve un cierto resalte morfológico. No existen cortes completos de la unidad, aunque sí asomos puntuales que permiten determinar sus principales características. Su espesor es muy variable, aunque en ningún caso parece superar los 90 m.

A escala de afloramiento poseen geometría tabular, con capas de espesor decimétrico a métrico, a menudo amalgamadas o con contactos difusos debido a bioturbación; en ocasiones intercalan niveles de margas blancas cuyo espesor no suele sobrepasar 10 cm. Presentan coloraciones grises y beige, aunque por alteración aparecen con típicas tonalidades ocre.

Los granos de composición calcárea son claramente mayoritarios, pudiendo existir una elevada proporción de bioclastos; con frecuencia aparecen compactados por un cemento calcáreo. Raramente se observa la estructura interna, que puede consistir en laminación paralela o cruzada de bajo ángulo y “ripples” de corriente o de ola; más raramente, también se pueden observar estructuras producidas por escape de fluidos.

En el cemento se ha hallado microfauna de entre la que destaca la presencia de *Amphistegina* cf. *lessoni*, *Cibicides* cf. *lobatulus*, *Globigerinoides* cf. *triloba*, *Operculina* sp. y *Heterostegina* sp., que está en consonancia con la atribución del conjunto mioceno al Burdigaliense-Langhiense.

Se interpretan como el depósito de tempestitas en un ambiente energético, probablemente asociadas a avenidas deltaicas, cuyas facies proximales y medias estarían representadas por la unidad conglomerática (12). Otros niveles podrían corresponder a facies litorales o a pequeñas barras deltaicas.

2.3. CUATERNARIO

Entre los depósitos más recientes destacan los de carácter fluvial, poligénico y litoral, siendo también de interés las formaciones de ladera, que junto con las eólicas completan el espectro cuaternario.

2.3.1. Pleistoceno

2.3.1.1. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Glacis antiguos y Glacis modernos) (14, 17). Pleistoceno

Los glacis constituyen el conjunto cuaternario más representativo. Son formas de relieve muy suave originadas al pie de los relieves y, que en la mayoría de los casos, sirven de enlace entre las divisorias y los fondos de los valles. Se extienden tanto hacia el sur como hacia el oeste de los principales relieves de la Franja Montañosa Meridional, destacando por su longitud los desarrollados entre Serra d'en Calaveres y Port de Porroig, con 4 km.

Por sus características y su posición se han diferenciado dos tipos: glacis antiguos (unidad 14) y glacis modernos (unidad 17). Los primeros son los que alcanzan mayor extensión y en

general están incididos por la red fluvial, apareciendo colgados también sobre pronunciados acantilados, como puede observarse en Es Cubells o Cala d'Hort; por lo que respecta a los segundos, poseen menores dimensiones y el encajamiento fluvial con respecto a ellos es mínimo. Presentan una gran continuidad lateral, mostrándose como una orla alrededor de los relieves. Debido a su baja pendiente, su superficie presenta numerosas manifestaciones de procesos de arroyada difusa.

Sobre estos glaciares se instalan conos aluviales que cubren las cabeceras. En otras ocasiones, los conos se interdentan lateralmente con ellos, ocupando una parte importante de las vertientes.

Aunque se han diferenciado dos generaciones de glaciares, sus características litológicas y texturales son prácticamente iguales. Los cortes existentes nunca pertenecen a las facies proximales, sino a las medias y distales, observándose una serie de lutitas rojas con niveles de gravas y cantos. Estos niveles tienen matriz arenoso-limosa, cicatrices erosivas y estratificación cruzada tendida. En las lutitas se constatan varios ciclos de carbonatación edáfica que culminan en costras calcáreas desarrolladas tanto en los términos más finos como en los intervalos clásticos. Los niveles de cantos muestran bases erosivas y canalizadas laxas, así como estratificación cruzada tendida.

La potencia total de estos depósitos es muy variable dependiendo del tamaño y de la distancia a las cabeceras; en los perfiles observados se han medido hasta 7 m de espesor, pero sin determinar la profundidad del sustrato. La edad asignada a estas formaciones es Pleistoceno.

2.3.1.2. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Conos de deyección intermedios y Conos de deyección modernos) (15, 21). Pleistoceno-Holoceno

Aparecen relacionados con los fondos de valle y son formas muy frecuentes, generándose en la confluencia de los barrancos y arroyos con cauces de rango superior. De forma general se han diferenciado dos tipos tanto por su cronología como por sus características. Los más antiguos de ellos (conos intermedios, unidad 15), pero no así de la isla, son más abundantes y casi siempre de mayor tamaño y de baja pendiente. Su frecuencia en un mismo valle hace que sus depósitos medios y distales se interdentan, configurando una franja continua de sedimentos incididos en algunos sectores por la red fluvial actual. Los casos más llamativos se encuentran al pie de los relieves de Pujol de sa Caseta y Llentrisca.

Como formas más recientes (conos modernos, unidad 21) se han considerado los conos de pequeño tamaño y mayor pendiente procedentes de cursos que desembocan en otros cauces. Poseen una representación inferior, concentrándose principalmente en el sector nororiental. También pueden coalescer en una misma ladera debido a la proximidad y al número de arroyos que las surcan, interdentándose lateralmente para dar una orla continua alrededor de los relieves. Dada la naturaleza de los materiales que configuran los relieves, la litología de ambos es muy similar, diferenciándose por las dimensiones de las zonas apical, media y distal, así como por el grado de consolidación.

Son depósitos de textura granular y heterométrica, constituidos por gravas y cantos de calizas, dolomías, calcarenitas y en ocasiones, de areniscas y otras litologías. La matriz es areno-arcillosa con abundantes carbonatos que se acumulan frecuentemente en la base de los canales. Como es habitual en este tipo de depósitos, la granulometría disminuye desde la zona apical a la distal, por lo que en los conos de mayor tamaño esta última consiste en un conjunto arcillo-limoso rojo.

Una característica muy frecuente en la isla es la presencia a techo de estos depósitos de una costra calcárea, más o menos desarrollada, en general de tonos blanquecinos y rosados y carácter diagenético. Su estructura interna es muy variada, siendo normal la formación de costras laminares, aunque no es raro observar algunas brechoides, micríticas o nodulosas. Estas diferencias dependen de la textura y la pendiente del depósito, pues tanto los encharcamientos como la profundidad del nivel freático son de suma importancia. La edad asignada tentativamente a los conos más antiguos es Pleistoceno y a los más recientes, Holoceno.

2.3.1.3. Areniscas (Playas y dunas antiguas: “marés”) (16). Pleistoceno

Los típicos depósitos de “marés” tienen una escasa representación, encontrándose sus principales afloramientos en las planas de Cala Truja y des Mitjans. Son depósitos que actualmente no poseen una morfología definida debido a la erosión. Genéricamente, se trata de restos de playas o dunas e incluso de un transporte eólico de aquéllas, por lo que pueden encontrarse a alturas muy diferentes, si bien aquí se localizan casi al nivel del mar.

El “marés” está constituido por areniscas de naturaleza calcárea y color de tonos claros, pudiendo ser blanco-amarillento, amarillo-anaranjado, rosa, gris y marrón claro. Están formadas por granos esféricos y ovoides, con un tamaño medio de 0,5-1 mm de diámetro. El cemento también es calcáreo y contiene pequeños granos angulosos de cuarzo; a veces se observan oolitos.

Contiene abundantes microorganismos. En concreto, RANGHEARD (1971) encuentra los siguientes en la isla de Eivissa: Algas (Melobesias), *Elphidium cripus*, *E. complanatum* D'ORB., *E. cf. complanatum* D'ORB., *E. sp.*, *Ammonia beccarii*, *Cibicides lobatulus* (WALK. JAC.), *Discorbis* sp., *Globorotalia inflata* (D'ORB.), *Globigerinoides rubra* (D'ORB.), *Nubecularia lucifuga* DEF., *Textularia* sp., *T. pseudotrochus* CUSHM., *Sphaerogypsina globula* (REUSS), *Aceroulina adherens* (SCHUTZE), *Guttulina* sp., *Amphisorus hemprichii* (EHRENB.), *Ophtalmidium glomerosum* COLOM, Miliólidos (*Adelosina* sp., *Quinqueloculina* sp. y *Triloculina* sp.) y *debris* de Briozoos, Lamelibranchios, Gasterópodos y Equinodermos. Pese a la abundancia de fauna, no ha podido precisarse su edad, pero por su posición y cementación se consideran pertenecientes al Pleistoceno inferior, no descartando la existencia de niveles más recientes.

Su estructura interna denuncia un medio litoral constituido por dunas con niveles intercalados de playa. En general, lo que se observa en los cortes son “sets” de estratificación cruzada planar separados por superficies de reactivación netas; a veces se observan encostramientos incipientes a techo. Sobrepasan los 10 m de espesor en diversos afloramientos.

2.3.1.4. Gravas, arenas y arcillas (Terrazas) (18). Pleistoceno-Holoceno

Sólo se ha reconocido un nivel a +3-10 m del cauce actual. Su morfología es alargada y estrecha, con una disposición paralela al cauce, y su superficie, absolutamente plana, con un escarpe neto hacia el cauce como consecuencia de su encajamiento. Sus principales ejemplos se localizan en los torrentes de s'Aigua y des Jondal.

Las terrazas tienen una litología y textura muy similares a la de los fondos de valle, aunque quizás el tamaño medio de los elementos más gruesos es algo mayor. La potencia varía de 1,5 a 3 m, pero no siempre es posible ver el depósito completo. La edad asignada es Pleistoceno superior, no descartándose la posibilidad de que puedan alcanzar el Holoceno.

2.3.2. Holoceno

2.3.2.1. Arcillas, gravas y arenas (Aluvial-coluvial) (19). Holoceno

Tienen una escasa representación, apareciendo en valles abiertos de sección redondeada, donde los flujos son esporádicos y poco definidos, mezclándose los sedimentos del fondo del valle con los aportes de las laderas.

Sus depósitos presentan características mixtas entre ambas génesis, por lo que no se describen aquí de forma detallada. La potencia no es visible, pero no parece superar los 3-4 m. En cuanto a su edad, se consideran holocenos.

2.3.2.2. Gravas, arenas y arcillas con encostramientos carbonatados a techo (Coluviones) (20). Holoceno

Son depósitos de poco espesor aunque con una representación superficial importante. Su composición depende de la naturaleza del sustrato sobre el que se desarrollan, pero son muy similares debido a la homogeneidad litológica de éste. Predominan las lutitas blanco-amarillentas envolviendo clastos y bloques angulosos de naturaleza carbonatada. A veces se puede observar un cierto ordenamiento debido a diferentes episodios de aporte. El grado de heterometría es acusado y la morfología de los clastos, muy angulosa. Estos depósitos también desarrollan una costra a techo, conocida como "costra de ladera", con estructuras laminares y brechoides. Su edad, tanto por su situación como por su aspecto, se considera Holoceno.

2.3.2.3. Gravas, arenas y arcillas (Fondos de valle) (22). Holoceno

Los fondos de valle están formados por depósitos de gravas, arenas y arcillas, siendo estas últimas muy abundantes. Su morfología en planta es alargada, estrecha y más o menos serpenteante, aunque a veces se observan tramos muy rectilíneos. Destacan los de los torrentes de Cala Vedella, s'Aigua y des Jondal.

Se caracterizan por una matriz areno-arcillosa roja muy abundante, con un cierto contenido en carbonatos que en ocasiones se acumulan en pequeños niveles o alrededor de los

cantos, cuyo tamaño medio está comprendido entre 3 y 5 cm; puntualmente puede variar, con un tamaño máximo observado de 15 cm, no existiendo grandes bloques. Los cantos varían de subredondeados a subangulosos. La potencia es difícil de precisar pues no existe ningún corte en el que haya podido observarse el sustrato, pero se puede suponer una potencia máxima de 4 m, aunque lo normal sean 2-3 m. En algunos puntos aparece una pequeña costra de tipo laminar. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

2.3.2.4. Arenas y gravas (Playas) (23). Holoceno

Debido al predominio de la costa acantilada, son muy escasas en comparación con otros sectores de la isla de Eivissa. Corresponden a pequeñas calas localizadas en la desembocadura de algunos torrentes, destacando las de Cala Vadella y Cala d'Hort. Constituyen bandas alargadas y estrechas con trazado semicircular y están formadas por arena o por cantos.

2.3.2.5. Arenas (Dunas) (24). (Holoceno)

Se reducen a un pequeño cordón dunar acumulado en el torrente de Cala Carbó. Se trata de arenas de tamaño de grano medio y tonos claros, preservados por su ubicación en el valle. No obstante, son formas móviles.

3. TECTÓNICA

3.1. ASPECTOS GEODINÁMICOS

3.1.1. Marco estructural

La evolución estructural de la isla de Eivissa debe ser contemplada en el contexto geodinámico correspondiente a la Cuenca Catalano-Balear y áreas adyacentes, contexto ampliamente tratado por ROCA (1994).

La cuenca comprende el sector más oriental de la placa Ibérica, en el que se engloban no sólo zonas actualmente sumergidas (Surco de Valencia) sino también emergidas (Baleares, Cadena Costero-Catalana y sector suroriental de la Cordillera Ibérica). A escala de la tectónica de placas, se sitúa en el Mediterráneo occidental, zona compleja sometida a campos de esfuerzos muy variados, como consecuencia de los movimientos relativos entre las placas Europea, Ibérica y Africana desde su individualización en el Mesozoico.

3.1.2. Evolución geodinámica

Durante la evolución de la Cuenca Catalano-Balear se reconocen cuatro etapas de deformación principales, cuya distribución temporal puede variar ligeramente según las zonas: Mesozoico, Paleógeno, Oligoceno superior-Mioceno medio y Mioceno superior-Cuaternario.

La etapa mesozoica es la peor conocida, pero en cualquier caso se relaciona con una extensión generalizada durante el Pérmico-Cretácico inferior, cuyo resultado fue la creación de una serie de umbrales y cuencas subsidentes, delimitados por fallas normales. Este régimen distensivo favoreció la extrusión de rocas volcánicas alcalinas en el intervalo Triásico superior-Jurásico, poniendo de manifiesto un proceso de rifting, asociado a un adelgazamiento litosférico; este proceso de rifting no sería constante a lo largo del tiempo, reconociéndose cuatro etapas de máxima intensidad (Pérmico-Triásico inferior, Lías inferior, Carixiense-Toarciense y tránsito Jurásico-Cretácico) seguidas por períodos de mayor estabilidad. Esta primera etapa está ligada a los procesos de apertura del Atlántico Norte y del Tethys occidental.

Durante la etapa paleógena, la región sufrió un proceso compresivo con el que se produjo una inversión de la estructura mesozoica, llevada a cabo esencialmente mediante la reactivación contractiva de las fallas que delimitaban las cubetas mesozoicas; el resultado sería la creación de zonas emergidas y escasamente deformadas a favor de pliegues de amplio radio y fallas menores, zonas limitadas por áreas marginales donde se concentraría la deformación y donde tendrían lugar los procesos tectónicos más importantes.

Las características geométricas y cinemáticas de las estructuras generadas en estas áreas marginales estarían relacionadas con el ángulo existente entre la dirección de las estructuras mesozoicas y la del esfuerzo máximo, de orientación pirenaica (N-S). Cuando dichas direcciones son perpendiculares, el resultado es la creación de sistemas de pliegues y cabalgamientos, en tanto que si son oblicuas, el desarrollo corresponde a sistemas transpresivos formados por fallas con movimiento en dirección y cabalgamientos con importante componente direccional.

Esta segunda etapa corresponde a una situación de convergencia N-S entre la placa Europea y el conjunto de las placas Ibérica y Africana, que comenzaría a finales del Cretácico en el sector pirenaico y a finales del Eoceno en el sector bético, evidenciando una clara diacronía de la deformación. El resultado es la elevación de la cadena pirenaica a partir de la subducción de la placa Ibérica bajo la Europea. En cualquier caso, el acortamiento de 4-6 km calculado para la Cuenca Catalano-Balear durante este período (ROCA, 1994) no supone una modificación sustancial del espesor cortical al final de la etapa de extensión mesozoica.

Durante la etapa del Oligoceno superior-Mioceno medio se produjo la estructuración principal de la Cuenca Catalano-Balear, como consecuencia de la coexistencia de un cinturón de pliegues y cabalgamientos en el sector suroriental, con un rift en los sectores noroccidental y central, pudiendo diferenciarse dos períodos de características diferentes: Oligoceno superior-Burdigaliense inferior y Burdigaliense superior-Serravalliense.

A lo largo del intervalo Oligoceno superior-Burdigaliense inferior, la región sufrió una distensión de directriz ONO-ESE a E-O que estructuró la cuenca en una serie de horsts y grabens orientados según ENE-OSO y N-S, con hundimiento de las zonas que durante el Paleógeno habían sido levantadas. Al mismo tiempo, al sureste del Promontorio Balear habían comenzado a emplazarse los cabalgamientos bético-balears, con una clara vergencia hacia el NO (SABAT *et al.*, 1988; GELABERT *et al.*, 1992).

Como consecuencia del avance de los cabalgamientos bético-balears, durante el Burdigaliense superior-Langhiense, las áreas de régimen extensivo quedaron restringidas al sector noroccidental de la región, observándose además una menor intensidad de la deformación. El apilamiento de láminas cabalgantes que dieron lugar al prisma bético-balear se produjo en dos niveles estructurales separados por la facies Keuper, de los que el superior, integrado por la cobertera sedimentaria postríasica, es el observable en superficie, caracterizándose generalmente por sus láminas imbricadas.

El régimen geodinámico de la etapa del Oligoceno superior-Mioceno inferior estaría regido por la subducción de la placa Africana bajo el conjunto de las placas Ibérica y Europea, en cuyo caso las cuencas extensionales noroccidentales corresponderían a cuencas de retroarco ("back-arc") de tipo mediterráneo, en tanto que el Promontorio Balear constituiría el arco externo que separaría dichas cuencas y la Placa Africana. De esta forma, a lo largo de dicha etapa, la Cuenca Catalano-Balear habría pasado de ser una cuenca de rift a una cuenca de antepaís del edificio bético-balear. La magnitud mínima del acortamiento ha sido estimada en 105 km (60%), si bien se desconoce la estructura contractiva del zócalo (ROCA, 1994).

Por lo que respecta a la etapa del Mioceno medio-Cuaternario, supone la implantación de un régimen distensivo en toda la cuenca, aunque con un cierto desfase entre las distintas áreas, régimen caracterizado por la efusión de magmas alcalinos. Las causas geodinámicas de esta etapa son menos claras, invocándose desde un colapso gravitatorio del edificio bético hasta movimientos diapíricos del manto. En cualquier caso, se trata de un estiramiento de dirección NNO-SSE a NO-SE que implica un acortamiento de 8 km (3%), cifra que no supone un acortamiento cortical importante.

3.2. ESTRUCTURA DE LA ISLA DE EIVISSA

3.2.1. Aspectos generales

La estructura de la isla de Eivissa es el resultado de la sucesión de tres fases principales de deformación: distensión mesozoica, caracterizada por un notable desarrollo de los procesos sedimentarios, favorecidos por las cuencas generadas bajo un régimen distensivo cuyas estructuras no son reconocibles sobre el terreno debido a la superposición de las fases posteriores; compresión terciaria, de mayor reflejo en la estructura actual, caracterizada por el apilamiento de cabalgamientos hacia el NO, con un buzamiento general de las láminas hacia el SE; y distensión finimiocena-actual, de menor envergadura, pero con gran incidencia en la morfoestructura visible en la actualidad.

La estructuración de la isla de Eivissa en escamas apiladas ha sido reconocida en todos los trabajos de índole cartográfica y estructural realizados a lo largo del presente siglo (FALLOT, 1917-1922; SPIKER y HAANSTRA, 1935; RANGHEARD, 1969). Si bien existen variaciones en cuanto a la nomenclatura y algunos límites de las unidades definidas en ellos, todos coinciden al considerar, básicamente, tres unidades tectónicas principales de dirección NE-SO, apiladas en sentido NO. En el presente trabajo se sigue para ellas la denominación establecida por RANGHEARD (1969), aunque en algunos casos existan variaciones en cuanto a sus límites (cuadro 3.1).

La Unidad de Aubarca es la inferior y la más noroccidental (Fig. 3.1), considerándose el autóctono relativo. Sobre ella se dispone la Unidad de Llentrisca-Rey, a modo de unidad intermedia. La Unidad de Eivissa es la más suroriental y también la más alta estructuralmente.

AUTORES	IGME		DURAND- DELGA ET AL.	FOURCADE ET AL.	RANGHEARD	SPIKER Y HAANSTRA	FALLOT
	(1997)		(1984)	(1982)	(1971)	(1935)	(1917)
UNIDADES TECTÓNICAS	EIVISSA		EIVISSA	IBIZA	IBIZA	IBIZA	IBIZA
			SANT JOSEP	ATALAYA DE S. JOSÉ			
	LLENTRISCA-REY	REY	SANT RAFEL	REY	LLENTRISCA-REY	CIRER-REY	CIRER-REY
		FORN NOU (SANT RAFEL)		FORN NOU			
		ROQUES ALTES	ROQUES ALTES				
	AUBARCA		AUBARCA	EUBARCA	EUBARCA	EUBARCA	
			EUBARCA				

Cuadro 3.1. Relación entre Las Unidades Tectónicas definidas en la Isla de Eivissa



Figura 3.1. Esquema tectónico de la Hoja.

En detalle, este esquema puede sufrir modificaciones, así como una subdivisión de las unidades que en algunos casos resulta evidente, pero en otros adquiere un elevado grado de subjetividad. Así, en el presente trabajo, la Unidad de Llentrisca-Rey, sin duda la más compleja estructuralmente, ha sido dividida en tres subunidades, denominadas de noreste a suroeste: Rey, Forn Nou y Roques Altes, de acuerdo con su definición (FOURCADE *et al.*, 1982; DURAND-DELGA *et al.*, 1984).

Modificando el esquema de superposición de cabalgamientos se ha sugerido la relación de los depósitos miocenos de la isla con cuencas de antepaís asociadas a las escamas cabalgantes (FOURCADE *et al.*, 1982). La más importante de estas cuencas ocuparía la franja central de la isla, incluyendo olistolitos de tamaños variables, procedentes de las láminas cabalgantes. Pese a las dudosas relaciones cartográficas existentes en dicha franja, este complejo tectosedimentario ha sido reconocido en el sector nororiental de la isla.

3.2.2. Etapas de deformación

3.2.2.1. La extensión mesozoica

El registro estructural de la extensión mesozoica es escaso, no reconociéndose estructuras significativas que se puedan relacionar con este período, en buena medida debido a las profundas modificaciones que acompañaron a la compresión terciaria. No obstante, la serie estratigráfica mesozoica permite suponer una geometría extensional poco acusada que controlaría los espesores y las facies, observándose variaciones de ambos en sentido NO-SE, lo que sugiere una extensión próxima a dicha dirección.

De cualquier manera, se aprecia un cierto desajuste entre los cambios de facies y las direcciones estructurales compresivas, probablemente coincidentes con las mesozoicas, desajuste puesto de manifiesto por las variaciones de facies dentro de una misma unidad tectónica. A grandes rasgos, la paleogeografía propuesta para el Jurásico terminal-Cretácico inferior señala una plataforma marina compartimentada por accidentes de dirección NE-SO a E-O, con bloques más subsidentes hacia el SE. Por el contrario, el resto de la serie mesozoica aflorante sugiere períodos de gran estabilidad en la cuenca, en la que predominan los procesos de subsidencia térmica por relajación isostática, a modo de "calma tectónica" subsiguiente a las fases de rifting por estiramiento del Triásico inferior y Cretácico inferior.

3.2.2.2. La compresión terciaria

La fase compresiva principal, durante la que se produjo la estructuración general de la isla, tuvo lugar en el intervalo Langhiense superior-Serravallense, a juzgar por la edad de los materiales involucrados en las estructuras orogénicas. No obstante, pese a la ausencia de registro paleógeno, se puede deducir la existencia de deformaciones terciarias previas, atendiendo a la geometría de los sedimentos mesozoicos y miocenos.

El acusado paleorrelieve sobre el que se depositó la serie burdigaliense refleja nítidamente la intensa acción de procesos erosivos sobre la cobertera mesozoica y, tal vez, sobre los materiales paleógenos que se hubieran podido depositar. Así, la serie del Burdigaliense-

Langhiense se dispone con un espesor muy variable sobre un sustrato mesozoico igualmente variable en litología y espesor, conformando zonas de distinto comportamiento geológico ante la posterior compresión.

En concreto, en el ámbito de la unidad de Aubarca la serie miocena se dispone sobre el conjunto carbonatado del Cretácico inferior, en tanto que en la unidad de Llentrisca-Rey lo hace sobre un sustrato más variado, pero en buena parte triásico; por lo que respecta a la Unidad de Ibiza, no se ha hallado registro mioceno alguno, pero en caso de estar oculto bajo depósitos cuaternarios, se encontraría sobre el tramo margoso del Cretácico inferior. Con esta distribución de espesores y litologías, la unidad de Aubarca se ha comportado de un modo más competente, siendo afectada por pliegues de mayor radio de curvatura; la unidad de Llentrisca-Rey posee una mayor heterogeneidad y su escaso espesor ha favorecido un desarrollo preferente de la deformación discontinua, de tal manera que en sus afloramientos se aprecia un aspecto fragmentario y de apariencia caótica, apariencia justificada en el caso del conjunto olistostrómico del sector nororiental insular; en cuanto a la Unidad de Ibiza, posee también una mayor continuidad aparente que la anterior, si bien la plasticidad de su serie cretácica favorece el deslizamiento en las charnelas sinclinales, con fuerte laminación del flanco superior debido a la escala de los desplazamientos.

Todo lo anterior permite suponer una estructuración paleógena que generaría un antiforme central, afectada posteriormente por una mayor tasa erosiva que permitiría la proliferación de afloramientos de la facies Muschelkalk.

Por lo que respecta a la fase compresiva principal, su resultado más destacado es el apilamiento de escamas tectónicas vergentes hacia el N, escamas delimitadas por cabalgamientos enraizados en la serie triásica; junto a ellos, no deben olvidarse los cabalgamientos secundarios ni las fallas inversas y los pliegues, con los que se encuentran relacionados genéticamente.

A grandes rasgos, el sentido de transporte es hacia el NO, como se deduce de: la dirección de los planos de cabalgamiento; la dirección y la vergencia de los pliegues asociados; y la dirección de las fallas de transferencia. Además, las medidas micro y macroestructurales tomadas en diversos puntos de la isla han confirmado dicho sentido.

La secuencia de propagación parece ser la normal, es decir, hacia el antepaís, ya que las escamas estructuralmente superiores parecen plegadas o basculadas por las imbricaciones de las láminas infrayacentes. No obstante, en detalle la secuencia de imbricación es difícil de establecer, dados los particulares mecanismos de emplazamiento de la Unidad de Ibiza y el grosero conocimiento cronoestratigráfico de la serie del intervalo Burdigaliense-Langhiense involucrado en la deformación. De cualquier forma, debe tenerse en cuenta la posible existencia de cabalgamientos fuera de secuencia o procesos de "breaching" que hayan alterado la secuencia normal hacia el antepaís.

En primera instancia, la edad de la fase compresiva principal está acotada por la edad Langhiense inferior de los depósitos cobijados por los cabalgamientos y la edad tortoniense de los materiales posttectónicos del litoral septentrional. Sin embargo, aunque a grandes rasgos, la serie del Burdigaliense-Langhiense está involucrada en las estructuras compresivas, pudiendo considerarse pretectónica, sus niveles más modernos parecen

evidenciar una cierta sincronía con la deformación. Estas evidencias son el incremento en el régimen energético de los depósitos, reflejado en el notable aumento de su granulometría y la incorporación de olistolitos a la cuenca, procedentes de los frentes de cabalgamiento en el sector nororiental. Por todo ello, se considera el Langhiense-Serravalliense como el período durante el que se llevó a cabo la etapa compresiva principal.

3.2.2.3. La distensión del Mioceno superior-Cuaternario

Pese a su importancia regional, que de hecho determinó la individualización del Promontorio Balear (ROCA, 1994), la distensión del Mioceno superior-Cuaternario posee una incidencia relativamente pequeña a nivel de afloramiento en la isla de Eivissa. Al margen del tapiz cuaternario, el único registro estratigráfico de este período son los depósitos del Mioceno superior del sector de Portinatx.

Las principales macroestructuras generadas durante esta fase corresponden a fallas normales que limitan pequeñas cuencas cuaternarias, como la que circunda la bahía de Portmany (Sant Antoni) o la de Sa Plana (San Jorge). La dirección de las estructuras es muy variable, con orientaciones NE-SO, E-O, NO-SE y N-S, apareciendo jalonadas por depósitos aluviales; en algunos casos puede tratarse de cabalgamientos y fallas de transferencia reactivadas como fallas normales.

La escasa incidencia de esta fase en la macroestructura contrasta con su frecuente aparición a nivel de afloramiento, destacando por su profusión las diaclasas y las fallas normales, estas últimas con abundantes planos estriados. También parecen existir basculamientos, como se deduce de la inclinación en sentido mar-tierra de algunos depósitos cuaternarios localizados en el litoral.

3.3. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA DE LA HOJA

Dentro de este marco general, la presente Hoja ocupa el sector suroccidental de la isla de Eivissa, incluyendo parte de las tres unidades tectónicas señaladas, estando representada la de Llentrisca-Rey por la subunidad de Roques Altes (Fig. 3.1). En cada una de ellas se observan numerosas estructuras deformativas de génesis y escala variables, las más importantes de las cuales se describen en el presente apartado.

3.3.1. Cabalgamientos

Son las estructuras tectónicas más relevantes y las que marcan la macroestructura de la región. Presentan una traza curvilínea, en general próxima a las curvas de nivel, denotando una gran subhorizontalidad, aunque en conjunto se observa una disposición monoclinal con buzamientos hacia el SE. Su continuidad lateral es notable, interrumpida tan sólo por los afloramientos de materiales cuaternarios y por fallas normales de cierta envergadura.

Sus geometrías más comunes corresponden a rellanos de bloque superior sobre rellanos de bloque inferior, propias de grandes traslaciones. Debido al carácter subhorizontal de las láminas cabalgantes y al reducido espesor que presentan en ocasiones, como en el caso de la Unidad de Llentrisca-Rey, el propio relieve pone de manifiesto la presencia de “klippes” y ventanas tectónicas.

El cabalgamiento de la Unidad de Llentrisca-Rey sobre la de Aubarca aparece nítidamente delimitado por la superposición de diversos términos carbonatados jurásico-cretácicos que resaltan sobre la serie miocena, tal como puede apreciarse en las islas de Es Vedrà y Es Vedranell, al pie de la Torre des Savinar y en la sierra de Ses Roques Altes. El plano de cabalgamiento muestra un acusado buzamiento hacia el SE debido a la geometría de rellano de bloque superior sobre rampa inferior.

El cabalgamiento de la Unidad de Eivissa sobre la de Llentrisca-Rey está marcado por el resalte de las calizas del Cretácico superior sobre depósitos miocenos, disposición que se conserva a lo largo del Pujol de sa Caseta y la Talaia de Sant Josep, si bien en algunas zonas, sobre la superficie de cabalgamiento aparecen margas cretácicas que dificultan su delimitación.

El sector localizado al sur de Sant Josep se muestra como una zona compleja y en ella la Unidad de Eivissa parece apoyarse sobre materiales miocenos, probablemente de la Unidad de Aubarca, dispuestos en ventana y semiventana. Este hecho reflejaría una geometría intuita en otros puntos, según la cual el cabalgamiento de la Unidad de Eivissa corta a las restantes unidades, lo que implicaría una pérdida del carácter subparalelo entre las láminas cabalgantes, además de un desplazamiento más tardío de aquélla.

3.3.2. Pliegues

Constituyen otro elemento estructural fundamental en la región, tanto a escala cartográfica como de afloramiento. Predominan los de dirección NE-SO con ejes subhorizontales y vergencias hacia el NO. Su relación con los cabalgamientos y las fallas inversas es evidente, correspondiendo en su mayor parte a pliegues de propagación “fault propagation folds” o pliegues despegados “detachment folds”.

Las asociaciones anticlinal-sinclinal son frecuentes en la Unidad de Aubarca, donde generalmente la geometría tan sólo es perceptible a nivel cartográfico; así, la serie invertida de Cala Vadella permite deducir la existencia del anticlinal tumbado de Puig Pelat. El espesor de la cobertera mesozoica favorece la creación de pliegues de amplio radio.

El menor espesor de la Unidad de Llentrisca-Rey hace que su respuesta a la deformación sea menos evidente. No obstante, aunque se observan estructuras complejas, la mayor parte de la unidad parece responder a amplios y laxos pliegues debidos a la acomodación a imbricaciones en la lámina infrayacente.

La Unidad de Eivissa es indudablemente en la que el plegamiento ha dejado un registro mayor, siendo característicos los pliegues tumbados con los flancos inversos intensamente laminados y con frecuencia, despegados. La rotura se efectúa tanto por la charnela anticlinal como por la del sinclinal. Un ejemplo espectacular del plegamiento de esta unidad es el de los acantilados de Llentrisca, donde las calizas del Cretácico superior conforman un anticlinal tumbado vergente hacia el NO, intensamente fracturado y que cobija un sinclinal muy apretado de materiales miocenos.

Pese al predominio de los pliegues de despegue, en algunos puntos se reconocen geometrías más propias de pliegues de acomodación “fault bend folds”, como en el caso

de la Talaia de Sant Josep y de Pujol de sa Caseta, cuyos anticlinorios frontales podrían interpretarse en este sentido.

Merece la pena hacer hincapié en la compleja representación que acompaña en algunas ocasiones a los estilos de plegamiento observados y muy especialmente en el ámbito de la Unidad de Eivissa. Debido al carácter subhorizontal de los ejes de los pliegues y al efecto de la erosión sobre las láminas volcadas, aquéllos se aproximan en buena medida a las curvas de nivel, de tal manera que su representación puede llegar a ser caótica, además de dar lugar a una interpretación errónea de la geometría de la zona. Debido a ello, en la cartografía se ha intentado esquematizar la estructura general, aunque para ello se hayan tenido que omitir algunas trazas.

A escala de afloramiento, los pliegues presentan las mismas características que a escala cartográfica, mereciendo mención aparte el espectacular plegamiento que afecta las calizas tableadas kimmeridgienses, en las que su condición de formación multicapa da lugar a geometrías particulares, como pliegues en chevron y kink-bands, y favorece los pliegues de acomodación. El plegamiento se produce por deslizamiento flexural, como demuestran las abundantes estrías observadas sobre los planos de estratificación.

Además de los pliegues genéticamente relacionados con la dinámica de cabalgamientos, en la isla de Eivissa se reconoce un plegamiento sobreimpuesto al edificio de escamas apiladas, de mayor incidencia en el sector suroriental y con el cual podría estar relacionada la génesis de algunos cabalgamientos “fuera de secuencia” observados y que corresponderían a los últimos impulsos del evento compresivo principal.

3.3.3. Fallas inversas

En virtud del estilo deformativo señalado, en el que los cabalgamientos están genéticamente relacionados con el plegamiento, es fácil comprender que existe toda una gradación entre ambos, pasando por los pliegues-falla y las fallas inversas. De este modo, se han considerado cabalgamientos a este tipo de estructuras en las que no resulta evidente la relación original entre los materiales situados a ambos lados de la discontinuidad tectónica debido a su importante desplazamiento, a diferencia de las fallas inversas, en las que el reducido salto permite deducir la continuidad que poseían originalmente los bloques de techo y muro.

Entre las fallas inversas de mayor envergadura cabe señalar las que delimitan los bloques de Serra d'en Calaveres y Puig d'en Marc.

3.3.4. Fallas de transferencia y fallas normales

Las fallas de transferencia, que en un orógeno típico se disponen transversales a los cabalgamientos, individualizando segmentos de desplazamiento diferencial sin afectar al autóctono relativo, no han sido identificadas con nitidez, tal vez porque durante la distensión acaecida en el intervalo Mioceno superior-Cuaternario han rejugado como fallas normales.

En cuanto a las fallas normales, generadas durante etapas distensivas más recientes, son muy abundantes, correspondiendo en buena parte a reajustes tardíos del edificio de escamas, pese a lo que no existe ninguna de especial relevancia.

3.3.5. Esquistosidad

En algunas charnelas de pliegues apretados y, más raramente, en sus flancos, se observa la presencia de una esquistosidad de plano axial generada mediante un mecanismo de presión-disolución; se trata de una esquistosidad grosera, o esquistosidad de espaciado en los tramos calizos, a diferencia de la del tipo “slaty cleavage” de los materiales pelítico-margosos, mucho mejor desarrollada.

Asociadas a cabalgamientos pueden aparecer cataclasitas foliadas; la foliación es una fábrica compuesta de tipo SC, producida en condiciones frágiles como consecuencia del movimiento de cizalla a lo largo del plano mecanizado.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La presente Hoja abarca el sector suroccidental de la isla de Eivissa, dentro del dominio fisiográfico de la Franja Montañosa Meridional (Fig. 1.1). Su relieve se caracteriza por su carácter montañoso, con importantes diferencias altimétricas y orográficas. Dicho dominio corresponde al conjunto de sierras que con una dirección NE-SO atraviesa los sectores meridional y oriental de la isla, mostrando una clara disminución altimétrica a ambos lados de la misma. En dicha franja se localizan las principales elevaciones, tanto de la isla como de la Hoja, destacando en ésta las de Pujol de sa Caseta (433 m), Llentrisca (414 m) y especialmente, la Talaia de Sant Josep (487 m), que constituye el principal relieve insular.

Este carácter montañoso se refleja en el litoral por la existencia de la costa más abrupta de Eivissa, con acantilados que superan el centenar de metros de desnivel, llegando a alcanzar más de 400 m en Llentrisca. Su prolongación hacia el mar da lugar a las islas de Es Vedrà y Es Vedranell. El predominio de la costa acantilada hace que las playas aparezcan de forma esporádica en pequeñas calas, de entre las que destacan Cala Vadella y Cala d'Hort.

La red de drenaje tiene escasa entidad, no existiendo cauces permanentes. En general, las aguas circulan de forma intermitente cuando las precipitaciones lo permiten. La red, por tanto, queda restringida a un conjunto de torrentes que, debido a su carácter estacional, a veces muestran importantes encajamientos, destacando los de Cala Vedella, s'Aigua y des Jondal.

La región se enmarca dentro de un clima Mediterráneo Templado, con temperaturas medias de unos 17°C, máximas de 35°C y mínimas de 0°C. Por otra parte, la precipitación media anual está comprendida entre los 450 y 500 mm, con importantes variaciones interanuales.

La red viaria ofrece una infraestructura completa, ya que el carácter turístico de la zona ha favorecido la construcción de una adecuada red de carreteras. Además, la existencia de numerosas urbanizaciones y casas de recreo ha requerido la construcción de abundantes caminos, tanto revestidos como de tierra, que favorecen el acceso la mayor parte de la zona.

La principal fuente de ingresos en la isla es el turismo, siendo el sector agrícola el menos favorecido, con escasa trascendencia económica. Este hecho ha producido grandes variaciones en la distribución de la población en los últimos años, provocando la migración desde el interior hacia la costa. En cualquier caso, la zona sufre importantes variaciones estacionales en cuanto al número de habitantes, con un descenso notable durante el periodo invernal como consecuencia de su carácter turístico.

4.2. ANTECEDENTES

Los trabajos relativos a los aspectos geomorfológicos de la isla de Eivissa son mínimos en comparación con otras islas del conjunto balear. Dentro de esta escasez, se señala a continuación una serie de publicaciones que de una u otra manera se han considerado de interés en diversos aspectos geomorfológicos de la Hoja.

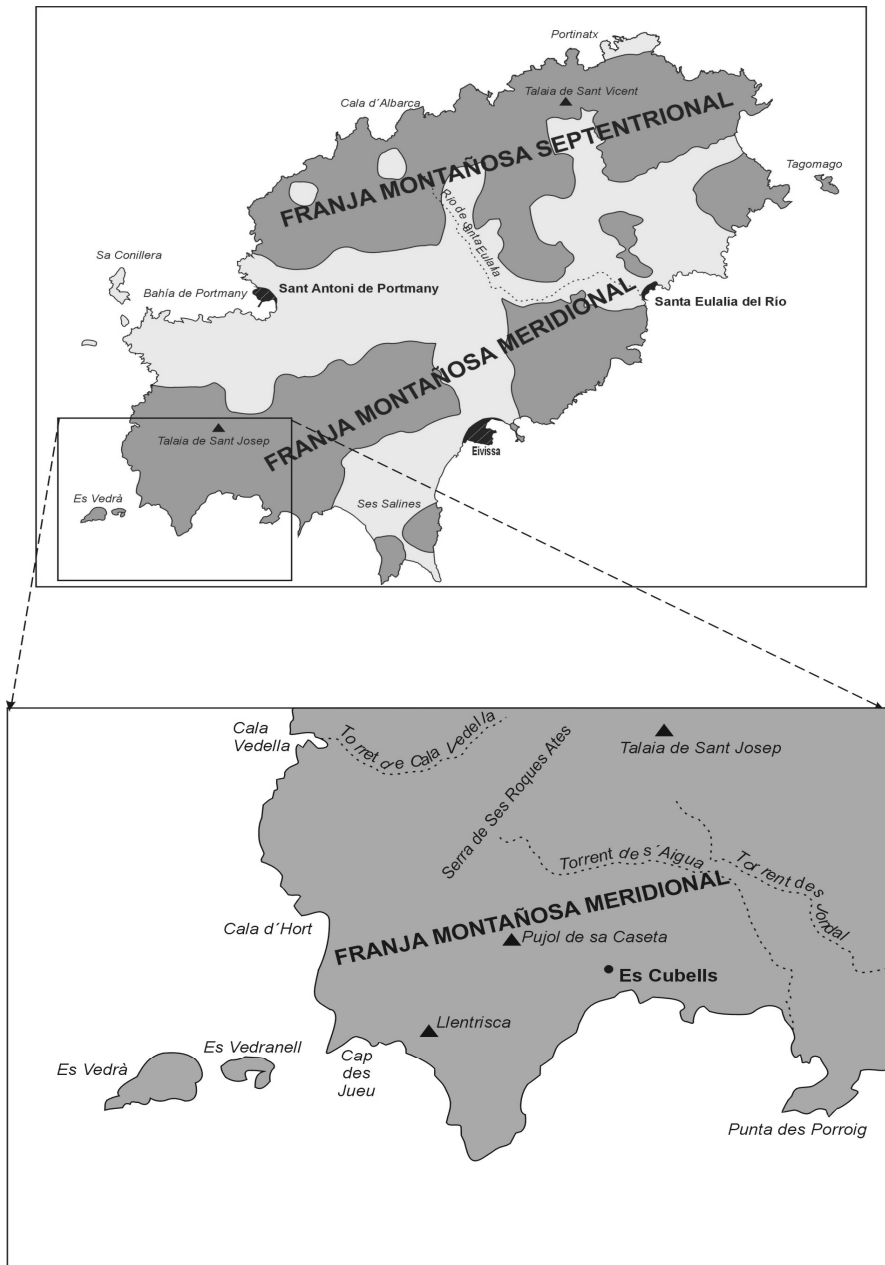


Figura 1.1. Esquema de situación y principales elementos fisiográficos de la Hoja.

Entre las obras más antiguas, hay que hacer mención a VIDAL y MOLINA (1888) que realizan un breve estudio de los depósitos cuaternarios y actuales de las islas de Eivissa y Formentera.

Algo más tarde, FALLOT (1922) llama la atención sobre la localización de depósitos dunares antiguos ("marés") a diferentes alturas y sobre los cambios del nivel de base acaecidos durante el Cuaternario. SPIKER y HAANSTRA (1935) mencionan las grandes extensiones que alcanzan los depósitos cuaternarios en las llanuras ibicencas y citan nuevos afloramientos de "marés".

También son de interés los trabajos de SOLÉ SABARÍS (1955, 1962) en los que hace un estudio detallado de los numerosos afloramientos litorales de Eivissa, ilustrados con una serie de cortes geológicos. Por otra parte, ESCANDELL y COLOM (1964) describen depósitos con abundante fauna de edad flandriense en Sant Antoni de Portmany.

Es preciso destacar de forma especial la tesis doctoral de RANGHEARD (1969), en la que los aspectos relativos al Cuaternario ocupan una parte importante del estudio.

4.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO

El presente apartado trata dos aspectos fundamentales: uno de carácter estático o morfoestructural y otro de carácter dinámico. El primero se ocupa del relieve como resultado de la naturaleza y la disposición del sustrato y el segundo analiza la importancia de los procesos exógenos al actuar sobre dicho sustrato.

4.3.1. Estudio Morfoestructural

La estructura de la isla de Eivissa se caracteriza por el apilamiento en sentido SE-NO de una serie de láminas cabalgantes que, a grandes rasgos, se estructuran en amplios pliegues volcados y con los flancos intensamente laminados, agrupándose en tres unidades tectónicas principales: Aubarca, Llentrisca-Rey y Eivissa. En la presente Hoja están representadas las tres, dando lugar a relieves diferentes.

La Unidad de Aubarca se localiza en el sector occidental, dando lugar a un relieve contrastado en el que se suceden relieves de divisorias redondeadas y barrancos moderadamente encajados.

La Unidad de Llentrisca-Rey cabalga sobre la Unidad de Aubarca con un trazado marcado por el contraste morfológico evidenciado por los materiales carbonatados mesozoicos de la primera que cabalgan sobre los depósitos miocenos de la segunda.

La Unidad de Eivissa es la más elevada, suponiendo un nuevo "escalón topográfico" determinado por la superposición cabalgante de calizas cretácicas sobre materiales miocenos de la Unidad de Llentrisca-Rey, morfología que puede observarse en la Talaia de San Josep.

Hay que hacer hincapié en el escaso desarrollo de las formas estructurales en toda la isla. Sólo cabe señalar la presencia de cerros cónicos dispersos, así como algunos resaltes estructurales y cuevas. Probablemente, la presencia generalizada de costras ha difuminado considerablemente este tipo de estructuras.

La distribución de la red de drenaje es uno de los elementos que más claramente refleja la disposición estructural de los materiales. La linealidad de algunos cauces y la orientación preferente de buena parte de ellos, marcan las principales direcciones tectónicas, así como las zonas de debilidad litológica.

4.3.2. Estudio del modelado

Se describen aquí todas aquellas formas que se han cartografiado en el Mapa Geomorfológico, tanto erosivas como sedimentarias, elaboradas por la acción de los procesos externos. También se describen dichos procesos según su importancia, agrupándolos según su origen (fluvial, eólico, etc.)

4.3.2.1. *Formas de ladera*

Dentro de este grupo se han reconocido coluviones y desprendimientos.

Los coluviones constituyen una de las formas más frecuentes, aunque no de las más extensas. Se originan en las laderas, unas veces al pie de las mismas e interdentándose con los fondos de valle y otras, en sectores más altos, cubriendo las cabeceras de los glaciares y de los conos aluviales. En planta configuran una serie de bandas estrechas paralelas a los valles.

En cuanto a los desprendimientos, se restringen a los acantilados como consecuencia de la fracturación y alteración de los niveles calcáreos superiores. El resultado es una serie de bloques de gran tamaño que caen a zonas inferiores de la ladera o al mar por inestabilidad gravitatoria.

4.3.2.2. *Formas fluviales*

Son abundantes y variadas, alcanzando en algunas zonas un gran desarrollo. Entre las formas fluviales con depósito aparecen conos de deyección, fondos de valle y terrazas.

Los fondos de valle están constituidos por depósitos de gravas, cantos y arcillas, estas últimas muy abundantes. La morfología en planta es alargada, estrecha y más o menos serpenteante, aunque a veces se observan tramos muy rectilíneos. Destacan los fondos de los torrentes de Cala Vedella, des Jondal y s'Aigua.

Relacionados con los fondos de valle aparecen los conos de deyección o conos aluviales. Son formas muy frecuentes y se generan a la salida de barrancos y arroyos a cauces de rango superior, habiéndose reconocido dos grupos en función de su atribución temporal.

Poseen una distribución amplia, repartiéndose por toda la zona. Entre ellos se diferencian principalmente porque los más antiguos, denominados intermedios, son casi siempre de

mayor tamaño y menor pendiente. Su frecuencia en un mismo valle hace que los depósitos medios y distales se interdigiten, dando formas coalescentes que constituyen una franja continua de sedimentos, a modo de piedemonte. En algunos sectores están incididos por la red fluvial actual. Los conos más recientes, denominados modernos, suelen poseer un tamaño menor y mayor pendiente. También pueden presentar dispositivos coalescentes.

Otra de las formas fluviales con depósito son las terrazas, habiéndose reconocido un único nivel a +3-10 m del cauce. Su morfología es plana, alargada y estrecha, con una disposición paralela al cauce, hacia el que presenta un escarpe neto como consecuencia de su encajamiento. Los principales ejemplos corresponden a los torrentes de s'Aigua y des Jondal.

Las formas erosivas de carácter fluvial están representadas por una importante red de incisión, desarrollada en los valles y barrancos menores, y por divisorias con morfología en arista. En algunos puntos donde la litología es blanda, la red de incisión se desarrolla formando pequeñas cárcavas y barranqueras. Por otra parte, en zonas de escaso relieve, no es raro observar pequeños surcos originados por los procesos de arroyada difusa que indican la máxima pendiente.

4.3.2.3. Formas poligénicas

Son aquellas en cuya formación interviene más de un proceso. Las más representativas son los glaciares, formas muy abundantes que rodean todo tipo de elevaciones a modo de piedemontes. Constituyen formas muy suaves originadas al pie de los relieves y que en la mayoría de los casos sirven de enlace entre las divisorias y los cauces.

Por sus características y posición se han diferenciado dos tipos: antiguos y modernos. Los primeros alcanzan mayor extensión y en general están incididos por la red fluvial, apareciendo incluso colgados, como puede observarse en todo el sector occidental. Poseen una gran continuidad lateral, mostrándose como una orla alrededor de los relieves. Sobre estos glaciares se instalan conos aluviales, cubriendo sus cabeceras. En otras ocasiones los conos se interdentan lateralmente con ellos, abarcando una parte importante de las vertientes. Debido a su baja pendiente, en su superficie se desarrollan procesos de arroyada difusa. Los glaciares modernos son de menor tamaño y aparecen en pequeños valles, muy cerca del cauce.

Las otras formas poligénicas cartografiadas son los aluviales-coluviales. Son frecuentes en el sector oriental debido a la mayor amplitud de sus valles, donde los flujos son esporádicos y poco definidos, mezclándose los sedimentos del fondo del valle con los aportes procedentes de las laderas.

4.3.2.4. Formas litorales

Son sedimentarias y erosivas. Por lo que a las primeras se refiere, se han cartografiado playas y dunas antiguas, conocidas tradicionalmente como "marés" y playas actuales. Las erosivas se limitan a diversos tipos de acantilados.

Los depósitos de “marés” tienen su principal representación al este de Cala d’Hort. Debido a la erosión, actualmente no poseen una morfología definida. Se trata de restos de playas o dunas e incluso de un transporte eólico de aquéllas, por lo que pueden encontrarse a alturas muy diferentes.

Por lo que se refiere a las playas actuales, la zona alberga pocas, correspondientes a pequeñas calas que se esconden entre espectaculares acantilados. Presentan una planta casi semicircular, estando formadas principalmente por arenas, aunque en algún caso pueden observarse cantos.

Por lo que se refiere a las formas erosivas, la máxima representación la tienen los acantilados. Su tamaño es muy variable, localizándose los de mayor espectacularidad en Llenrisca y en Isla de es Vedrà, que en algunos puntos alcanzan los 400 m de desnivel. El resto de la costa corresponde principalmente a acantilados menores, con esporádicas zonas de costa baja, dando lugar a un litoral variado. En las paredes de los grandes acantilados, prácticamente verticales, se producen importantes procesos erosivos. Uno de ellos es la caída de bloques, a veces de escala métrica, y otro, el socavamiento de la base del acantilado por la acción del oleaje.

4.3.2.5. Formas eólicas

Se reducen a un pequeño cordón de dunas ubicado en el torrente de Cala Carbó. Se trata de un conjunto de arenas de tamaño medio, siempre de tonos claros, acumuladas a favor del valle.

4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

Se consideran como formaciones superficiales todos aquellos depósitos, coherentes o no, en general sueltos, que han podido sufrir una consolidación posterior y que están relacionados con la evolución del relieve existente en la actualidad. Su característica fundamental es la cartografiabilidad a la escala de trabajo y su definición por una serie de atributos tales como geometría, textura, litología, potencia y en algunas ocasiones, edad.

Las formaciones superficiales de ladera se limitan a los coluviones. Son depósitos de poco espesor aunque con una representación superficial importante. Su composición es variable, dependiendo de la naturaleza del sustrato sobre el que se desarrollan, pero son muy similares debido a la homogeneidad litológica de éste. Lo más frecuente son lutitas blanco-amarillentas incluyendo clastos y bloques angulosos de naturaleza carbonatada. A veces se puede observar un cierto ordenamiento que indica diferentes episodios de aporte. El grado de heterometría es acusado y la morfología de los clastos, muy angulosa. Estos depósitos también desarrollan una costra a techo, denominada “costra de ladera”, con estructuras laminares y brechoides. Su edad, tanto por su situación como por su aspecto, se considera Holoceno.

Entre las formaciones superficiales más representativas se encuentran las de carácter fluvial, destacando entre ellas los conos de deyección. Como se ha señalado, hay dos clases de conos: intermedios y modernos, en base a la cronología establecida en la isla. Dada la

naturaleza de los materiales que configuran los relieves, su litología es muy similar, diferenciándose por la extensión de las zonas apical, media y distal y por el grado de consolidación.

Son depósitos de textura granular y heterométrica, constituidos por gravas y cantos de calizas, dolomías, calcarenitas y en ocasiones, de areniscas y otras litologías. La matriz es areno-arcillosa, con abundantes carbonatos que se acumulan frecuentemente en la base de los canales. La granulometría desciende desde la zona apical a la distal, por lo que en los conos de mayor tamaño esta última aparece como un conjunto lutítico rojo. Una característica muy frecuente es la presencia a techo de una costra calcárea más o menos desarrollada, en general de tonos blanquecinos y rosados y de carácter diagenético. Su estructura interna es muy variada, siendo normal la formación de costras laminares, aunque no es raro observar algunas brechoides, micríticas o nodulosas; estas diferencias dependen de la textura y la pendiente del depósito, pues tanto los encharcamientos como la profundidad del nivel freático son de suma importancia. La edad asignada a los conos más antiguos es Pleistoceno y a los más recientes, Holoceno.

Los fondos de valle están constituidos también por cantos y gravas calcáreas, pero la matriz areno-arcillosa roja es muy abundante, con un cierto contenido en carbonatos que en ocasiones se acumulan en pequeños niveles o alrededor de los cantos. El tamaño medio de éstos está comprendido entre 3 y 5 cm, y el máximo observado es de 15 cm, no existiendo grandes bloques. Los cantos varían de subredondeados a subangulosos. La potencia, tanto en los conos de deyección como en los fondos de valle, es difícil de precisar, pues no existe ningún corte en el que haya podido observarse el sustrato, pero se puede suponer un valor máximo de 4 m, aunque lo normal sean 2-3 m. En algunos puntos aparece una pequeña costra de tipo laminar. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

Las terrazas tienen una litología y textura muy similar a la de los fondos de valle, aunque quizás el tamaño medio de los elementos groseros es algo mayor. La potencia varía de 1,5 a 3 m, aunque en puntos donde no se ve todo el depósito no se descarta un espesor mayor. Por lo que se refiere a su edad, se asignan al Pleistoceno superior, pero pueden llegar al Holoceno

Las formaciones superficiales de carácter poligénico están representadas por los glaciares y los aluviales-coluviales. Aunque por la edad se han diferenciado dos tipos de glaciares, antiguos y modernos, sus características litológicas y texturales son prácticamente iguales. Los cortes existentes nunca pertenecen a las facies proximales, sino a las medias y distales, en las que se observa una serie de lutitas de color rojo con niveles de gravas y cantos. Estos niveles tienen una matriz areno-limosa, cicatrices erosivas y estratificación cruzada tendida. En las lutitas se observan varios ciclos de carbonatación edáfica que culminan en costras calcáreas, desarrolladas tanto en los términos más finos como en los intervalos clásticos. Los niveles de cantos muestran bases erosivas y canalizadas laxas, así como estratificación cruzada tendida. Su potencia total es muy variable dependiendo del tamaño y la distancia a las cabeceras, pero en los perfiles observados se han medido hasta 7 m, aunque sin determinar la profundidad del sustrato. La edad estimada para estas formaciones es Pleistoceno.

Los otros depósitos poligénicos son los aluviales-coluviales, con características mixtas entre los fondos de valle y los depósitos de vertiente. Su potencia no es visible, no pareciendo superior a los 3-4 m. Su edad se considera Holoceno.

Se incluye en este punto una descripción de las costras calcáreas, ampliamente desarrolladas. En general, se trata de una costra tabular bastante continua, que se superpone a la mayoría de los depósitos cuaternarios, e incluso a gran parte del sustrato rocoso. Presenta un espesor medio comprendido entre 10 y 30 cm, aunque a veces puede llegar a alcanzar algo más de 1 m. Sus facies son muy variadas, con estructuras hojosas, laminares, multiacintadas, nodulosas, granulares o brechoides, dependiendo de la textura del depósito sobre el que se originan, de la pendiente y del clima. El color es también variable, pero en general claro, encontrando tonalidades desde ocres hasta blanquecinas, pasando por rosadas, amarillentas y anaranjadas.

Según RANGHEARD (1971) esta costra se ha formado bajo un clima húmedo y cálido, en el que el agua de lluvia que penetra en el suelo provoca la disolución de las calizas y las soluciones contenidas en el suelo ascienden durante la estación seca, depositándose el carbonato de calcio en la superficie. En cualquier caso, el gran desarrollo de esta formación edáfica y la variedad de tipos que ofrece, sugieren la existencia de todo un universo que merece un tratamiento exclusivo y detallado.

Características muy diferentes ofrecen las formaciones superficiales de origen litoral, constituidas por el "marés" y las playas actuales.

El "marés" está compuesto por areniscas de naturaleza calcárea cuyos granos son esféricos y ovoides, con un tamaño medio de 0,5-1 mm de diámetro. El cemento es también calcáreo y contiene pequeños granos angulosos de cuarzo. A veces se observan oolitos. En general, su color es de tonos claros, pudiendo ser blanco-amarillento, amarillento-anaranjado, rosa, gris claro o marrón claro.

Entre los abundantes microorganismos que incluye, RANGHEARD (1971) cita los siguientes: Algas (Melobesias), *Elphidium cripus*, *E. complanatum* D'ORB., *E. cf. complanatum* D'ORB., *E. sp.*, *Ammonia beccarii*, *Cibicides lobatulus* (WALK. JAC.), *Discorbis sp.*, *Globorotalia inflata* (D'ORB.), *Globigerinoides rubra* (D'ORB.), *Nubecularia lucifuga* DEF., *Textularia sp.*, *T. pseudotrochus* CUSHM., *Sphaerogypsina globula* (REUSS), *Aceroulina adherens* (SCHUTZE), *Guttulina sp.*, *Amphisorus hemprichii* (EHRENB.), *Ophthalimidium glomerosum* COLOM, Miliólidos (*Adelosina sp.*, *Quinqueloculina sp.* y *Triloculina sp.*) y debris de Briozoos, Lamelibranquios, Gasterópodos y Equinodermos. Pese a la abundancia de fauna, no ha podido precisarse su edad, si bien por su posición y cementación se consideran pertenecientes al Pleistoceno inferior, no descartando la existencia de niveles más recientes.

Su estructura interna denuncia un medio litoral constituido por dunas, con algunos niveles de playa intercalados. En general, lo que se observa en los cortes son "sets" de estratificación cruzada planar separados por superficies de reactivación netas. A veces se observan encostramientos incipientes a techo. El espesor de los depósitos de "marés" pueden superar los 10 m en algunos afloramientos.

En cuanto a las playas actuales, son mayoritariamente arenosas y están compuestas por granos de tamaño medio-grueso. Su color es blanco-amarillento o blanco-rosado. Se incluyen en el Holoceno.

Por lo que respecta a las formaciones superficiales de carácter eólico, están representadas por las dunas del torrente de Cala Carbó. Son de color blanco con tonos beige y amarillentos. Se trata de arenas sueltas de tamaño de grano medio, con abundantes fragmentos de conchas y hasta 5 m de altura. Son dunas móviles, aunque a veces están fijadas por vegetación de pinos y arbustos. Se asignan al Holoceno.

4.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

La evolución geomorfológica de la isla de Eivissa se encuentra enmarcada dentro de la evolución del conjunto balear, por lo que es necesario remontarse a periodos anteriores al Cuaternario para comprender su configuración actual.

La isla de Eivissa se estructura a lo largo de dos grandes etapas: una etapa mesozoica de carácter distensivo, a lo largo de la cual predominan los procesos sedimentarios, y una etapa terciaria compresiva, ligada a la orogenia alpina y responsable fundamental de su morfoestructura actual.

Las primeras manifestaciones alpinas están relacionadas con la emersión del ámbito balear a comienzos del Terciario. Durante el resto del Paleógeno y comienzos del Mioceno, las elevaciones generadas, de dirección NE-SO, quedaron sometidas a la acción de los procesos externos, que dismantelaron gran parte de la cobertera mesozoica. La persistencia de la compresión dio lugar al desarrollo de pliegues y cabalgamientos vergentes al NO y su posterior erosión produjo grandes acumulaciones conglomeráticas de edad Mioceno inferior-medio. El paso al Mioceno superior está marcado por una distensión que redistribuiría los relieves y a la que probablemente se liga el ascenso de los magmas emplazados en los sedimentos burdigalienses.

Es probable que al iniciarse el periodo distensivo, Eivissa ya tuviera una configuración general muy similar a la actual, a modo de promontorio rodeado en buena medida por una llanura en la que se produciría la interfase entre sedimentos continentales y marinos.

La actividad distensiva no ha cesado, considerándose la isla tectónicamente activa. Así, la fracturación finineógena y los cambios eustáticos han condicionado en gran medida la evolución cuaternaria, que ha dado lugar a una gran variedad de procesos y formas.

Concretamente, en la presente Hoja los procesos erosivos han dado lugar a un relieve bastante agreste e incidido en la franja litoral, suavizándose hacia el sureste mediante un modelado de colinas y lomas. Esta disposición y distribución de los relieves refleja la estructuración tectónica regional de dirección NE-SO.

Entre los depósitos más antiguos de la isla se encuentran una serie de acumulaciones de arenas eólicas y playas conocidas con el nombre de “marés”. Existen además una serie de conglomerados de carácter marino (Tyrrenienses) a diferentes alturas, que proporcionan

cierta información sobre las variaciones del nivel del mar a lo largo del Cuaternario. Por otra parte, los procesos fluviales han jugado un importante papel en la elaboración del relieve, pero quedan bastante disminuidos frente a la formación de piedemontes, tanto glacis como conos aluviales, que orlan la mayor parte de los relieves.

La gran abundancia de materiales carbonatados ha favorecido los procesos kársticos, que han dejado su huella en poljés, dolinas y lapiazes. Además, la presencia de áreas deprimidas cercanas a la línea de costa ha producido zonas encharcadas de tipo albufera en las que se han acumulado sedimentos arcillosos ricos en materia orgánica.

Finalmente, no hay que olvidar las transformaciones antrópicas que han acompañado al desarrollo de algunos núcleos urbanos.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Los afloramientos más antiguos de la isla de Eivissa corresponden a la facies Muschelkalk, por lo que la historia previa, correspondiente al Paleozoico y Triásico inferior, tan sólo puede sustentarse en las hipótesis elaboradas a partir del conocimiento de su registro sedimentario en el territorio peninsular y en las islas de Mallorca y Menorca. Por contra, el resto del Mesozoico y el Cenozoico son períodos relativamente bien conocidos en los ámbitos bético, ibérico y balear, articulándose su historia en torno a dos acontecimientos geodinámicos de notable envergadura: la apertura del Atlántico Norte y del Tethys occidental, desarrollada a lo largo del Mesozoico, y la colisión de las placas Europea y Africana, acontecida durante el Terciario y responsable de la orogenia alpina.

Así pues, la historia geológica de la isla de Eivissa puede subdividirse en dos grandes etapas: una etapa distensiva mesozoica, a lo largo de la cual predominan los procesos de sedimentación, y una etapa compresiva terciaria, responsable fundamental de la estructuración actual de la región.

5.1. ETAPA SEDIMENTARIA

La historia geológica del Mediterráneo occidental sugiere que la sedimentación triásica se desarrolló sobre un zócalo paleozoico previamente peneplanizado y posteriormente estructurado durante el período tardihercínico; éste se caracterizó a nivel peninsular por la creación de una red de fallas de gran envergadura que condicionaron la evolución posterior al delimitar las cuencas sedimentarias mesozoicas, invirtiendo más tarde su comportamiento durante la compresión alpina, al actuar como zonas de debilidad a favor de las cuales se desarrollarían cabalgamientos.

En cualquier caso, la estructuración tardihercínica tuvo como resultado inmediato la creación de una serie de umbrales y surcos (horsts y grabens), que condicionaron el desarrollo sedimentario en el Triásico inferior bajo un régimen subsidente, durante el cual se depositó la facies Buntsandstein, cuyo registro aparece en Mallorca y Menorca sugiriendo su posible relación con la Cuenca Ibérica. Sus típicos sedimentos detríticos rojos responden a procesos fluviales y aluviales, con probable progresión hacia el sureste, de tal forma que Eivissa ocuparía una posición más bien distal con respecto a dicha cuenca.

El relleno de los surcos daría lugar a una nivelación del relieve que, acompañada de un ascenso relativo del nivel del mar, favorecería el desarrollo de la primera transgresión mesozoica en la región. Con ella, durante el Triásico medio se produjo la instalación de una extensa plataforma carbonatada en la que tuvo lugar la sedimentación de la facies Muschelkalk llevada a cabo bajo condiciones submareales someras, probablemente en un extenso "lagoon". No obstante, también se produjeron diversos episodios intermareales que aumentaron su frecuencia con el paso del tiempo e incluso dieron paso a episodios supramareales precursores de las condiciones paleogeográficas reinantes durante buena parte del Triásico superior.

A comienzos de este período, un retroceso marino permitió la implantación de ambientes supramareales de tipo "sebkha" en un clima árido, con intensa evaporación y sedimentación de evaporitas bajo una delgada lámina de agua, y con llegada de materiales

siliciclásticos finos. En este contexto, se produjo la acumulación arcilloso-evaporítica característica de la facies Keuper (unidad 1), que en el territorio peninsular tuvo notables consecuencias en la evolución posterior, bien como nivel plástico que actuó a modo de nivel de despegue de los mantos y cabalgamientos alpinos o bien como desencadenante de procesos diapíricos. Sin embargo, en el ámbito ibicenco, el moderado espesor de este conjunto ha mermado su importancia estructural, comportándose como un nivel de despegue de menor envergadura.

De forma coetánea con la sedimentación de la facies Keuper, en Mallorca tuvo lugar un intenso vulcanismo, justificado por su posición en la intersección del Margen Bético con el Aulacógeno Ibérico. En cualquier caso, las intercalaciones de rocas ígneas entre las arcillas y yesos de la facies Keuper podrían corresponder a este evento o a alguno posterior.

El magmatismo del Triásico superior estaría relacionado con el cambio geodinámico acontecido durante dicho período, que implica el paso de un régimen caracterizado por el juego diferencial de bloques a otro de estiramiento. Con ello, la subsidencia deja de estar condicionada por la fracturación y pasa a estarlo por el adelgazamiento cortical. Esta nueva situación provocó el hundimiento de zonas que hasta ese momento emergidas, dando lugar a una transgresión generalizada en el sector oriental ibérico durante el Jurásico-Cretácico, aunque con diversas pulsaciones eustáticas.

Así, el ambiente marino fue restaurado a finales del Triásico con la creación de una extensa plataforma carbonatada, que en la región ibicenca estaría representada por una llanura de mareas en la que la producción de calizas, posteriormente dolomitizadas (unidad 2), se prolongó durante el Lías; en cualquier caso, dicha dolomitización ha borrado prácticamente cualquier rasgo sedimentario o paleontológico que pudiese ayudar a esclarecer la evolución del período Lías-Dogger.

Durante el Pliensbachense, un proceso de fragmentación relacionado con la apertura del Atlántico Norte y del Tethys occidental, fragmentó la plataforma carbonatada que lenta y uniformemente se había ido construyendo en el Lías inferior a lo largo de los dominios bético e ibérico. La fragmentación se produjo como respuesta a la creación de sistemas de fallas cuya orientación en Eivissa y en todo el ámbito bético (NE-SO) condicionaría la historia posterior. Su reflejo inmediato fue la compartimentación de la cuenca mediante surcos y umbrales, que junto con una acusada subsidencia diferencial provocaría importantes variaciones de espesor en las acumulaciones sedimentarias. De esta forma, es en el Pliensbachense cuando aconteció la individualización de las Zonas Prebética, en la que se enmarca Eivissa, y Subbética, así como los diferentes dominios de ésta: Subbético Externo, Medio e Interno.

En relación con este proceso de fragmentación dio comienzo el ascenso de magmas basálticos, a los que pudieran estar asociados los cuerpos subvolcánicos encajados en la facies Keuper (ofitas) en el ámbito de las Zonas Externas.

Una interrupción sedimentaria afectó a las plataformas europeas durante el Dogger, aunque con una duración variable, que en el caso de Eivissa abarcaría al menos una parte del intervalo Toarciense-Oxfordiense, aún mal determinada. La sedimentación se restableció con

la transgresión oxfordiense, en un ambiente de plataforma carbonatada abierta y bien comunicada, iniciándose con un cierto flujo de materiales clásticos finos (unidad 3). Coincidiendo con el cese de estos aportes, la plataforma adquirió carácter espongiolítico a finales del Oxfordiense, sin que en la zona llegasen a edificarse montículos arrecifales como en otros puntos del dominio ibérico, tal vez debido a su destrucción por acción de las tormentas. Las calizas nodulosas depositadas bajo estas condiciones dieron paso a una importante y característica acumulación calcárea durante el Kimmeridgiense (unidad 4), llevada a cabo en una plataforma somera en la que la producción de carbonatos compensaría la subsidencia.

El tránsito Kimmeridgiense-Titónico supuso nuevas modificaciones paleogeográficas relacionadas con la fase de rifting correspondiente a la apertura del Golfo de Vizcaya, correlacionable con los tradicionales movimientos neokimméricos. Este período de inestabilidad, caracterizado por un juego de bloques, se prolongó a lo largo del Cretácico inferior, incluyendo los movimientos áustricos, y tuvo una incidencia directa en la estructuración de la plataforma prebética, en la que se enmarca la isla de Eivissa.

Así, a comienzos del Titónico, la plataforma ibicenca quedó estructurada en dos dominios, separados por una asociación de fracturas de dirección NE-SO: un bloque noroccidental, caracterizado por el depósito de carbonatos de ambientes someros, y un bloque suroriental, caracterizado por depósitos margosos de ambientes más externos, bien comunicados y algo más profundos. Esta distribución se mantuvo, al menos hasta parte del Valanginiense, constituyendo el criterio paleogeográfico empleado para diferenciar la Serie de Ibiza (dominio margoso), de las de San José y Aubarca (dominio carbonatado, unidades 5 y 6).

Un ascenso eustático favoreció la instalación de las condiciones externas, de sedimentación margosa (unidad 7), en toda la zona, que adquiriría una gran uniformidad durante el intervalo Hauteriviense-Barremiense; esta uniformidad sería trastocada únicamente por la llegada de esporádicos aportes terrígenos al sector noroccidental, reflejando su mayor proximidad a la línea de costa.

Este mismo sector registró durante el Aptiense el avance de los sectores internos de la plataforma, caracterizados por el desarrollo de barras y, especialmente, construcciones arrecifales (unidades 8 y 9), que proporcionan el criterio utilizado para individualizar la Serie de Aubarca. En cualquier caso, el avance no se produjo mediante una sola pulsación, sino a través de varias, indicativas de una desigual distribución de las condiciones externas a lo largo del tiempo (unidad 7).

Éstas se implantaron nuevamente en la totalidad de la zona durante el Albiense, período en el que remiten las deformaciones áustricas, habiéndose alcanzado una nueva configuración regional, de mayor reflejo en el ámbito peninsular. No obstante, a lo largo de este período la plataforma vuelve a sufrir la llegada de descargas terrígenas de procedencia noroccidental, esta vez con mayor intensidad.

A partir del Cenomaniense, la cuenca, que durante buena parte del Jurásico y Cretácico inferior había permanecido compartimentada, adquirió un elevado grado de uniformización, que perduraría hasta finales del Cretácico. La sedimentación de este intervalo se llevó a

cabo en una extensa plataforma somera, abierta y bien comunicada, mediante una tasa aceptable de producción de carbonatos (unidad 10).

5.2. TECTOGENÉISIS ALPINA

La ausencia de registro del Paleógeno y de parte del Mioceno inferior dificulta notablemente la reconstrucción de los acontecimientos acaecidos a lo largo de dicho período; no obstante, una serie de hechos parecen evidentes aunque son difícilmente precisables en el tiempo. A nivel geodinámico, el régimen distensivo y de desgarre que caracteriza el Mesozoico es sustituido a finales del Cretácico por un régimen compresivo, resultante del acercamiento entre las placas Europea y Africana, con la placa Ibérica dispuesta entre ambas.

En cualquier caso, las primeras manifestaciones de este período están relacionadas con la emersión del ámbito balear a comienzos del Terciario, emersión acompañada por una etapa de deformación. En Eivissa, su resultado es la elevación de una franja central, de dirección NE-SO, incluida a grandes rasgos en la posterior Unidad tectónica de Llentrisca-Rey; menos evidentes resultan las causas de dicha elevación, pudiendo deberse a un plegamiento de amplio radio, al juego de las fracturas de idéntica dirección generadas durante el Mesozoico, o a una combinación de ambas.

Durante el resto del Paleógeno y comienzos del Mioceno, el macizo ibicenco fue sometido a la acción de los procesos erosivos, que alcanzaron su máxima intensidad en la franja central, donde fue desmantelada prácticamente toda la cobertera mesozoica, proliferando los afloramientos triásicos; a ambos lados, la tasa erosiva fue mucho menor, sin llegar a desaparecer la totalidad de la cobertera cretácica.

De esta forma, durante el Aquitaniense la zona aparecería como un relieve irregular labrado sobre los materiales mesozoicos deformados, configuración sobre la que se produciría un episodio transgresivo que abarcaría parte del Burdigaliense-Langhiense. No obstante, la posterior erosión sufrida por los depósitos de este período y su distorsión por la principal fase tectónica alpina, no permiten excesivas precisiones sobre su dispositivo sedimentario. Éste, de características marinas someras, parece basarse en abanicos deltaicos representados por depósitos conglomeráticos (unidad 12), que evolucionarían a ambientes de prodelta caracterizados por acumulaciones margosas (unidad 11). La presencia de niveles calcareníticos (unidad 13) sugiere la existencia de playas y barras deltaicas.

La tendencia profundizante de la sedimentación burdigaliense se vería interrumpida por el desarrollo de la principal fase de estructuración alpina en la isla; ésta, correspondiente a una compresión de dirección NO-SE, se manifestaría en primera instancia por el desarrollo de pliegues vergentes hacia el NO. La consiguiente elevación del relieve acentuó la acción de los procesos erosivos, provocando el desmantelamiento de aquél y la acumulación de masas conglomeráticas (unidad 12) correspondientes a abanicos costeros y, tal vez, continentales.

La progresión del régimen compresivo acentuó la vergencia noroccidental de los pliegues, que adoptaron una clara disposición volcada, con ruptura de las charnelas sinclinales. Ya que los núcleos de éstos estarían constituidos fundamentalmente por los niveles plásticos correspondientes a las margas cretácicas y miocenas, se crearían cabalgamientos cuyo

desplazamiento hacia el NO alcanzaría proporciones de orden decakilométrico. Así, la isla adoptaría a grandes rasgos su estructuración actual, con la superposición, de NO a SE, de las unidades tectónicas de Aubarca, Llentrisca-Rey y Eivissa.

El paso del Mioceno medio al superior supuso una nueva modificación del régimen estructural, abandonándose la prolongada compresión alpina a expensas de una distensión, relacionada con la creación de fosas en el Mediterráneo occidental a finales del Neógeno y que posiblemente está ligada con el ascenso de los magmas emplazados en los materiales burdigalienses.

A comienzos del período distensivo, Eivissa prácticamente habría adquirido su configuración actual, a modo de promontorio, pero rodeada al menos parcialmente por una llanura en la que se desarrollarían aparatos aluviales (Portinatx), suelos y acumulaciones eólicas (Formentera). Aún en el Tortoniense, se produjo un nuevo impulso transgresivo, reflejado por el desarrollo de construcciones arrecifales (Portinatx y Formentera). Aunque este período es considerado posttectónico con respecto a la compresión alpina, la actividad distensiva no ha cesado hasta la actualidad, como consecuencia de la ubicación de la región en un dominio tectónicamente activo. De hecho, la fracturación finineógena y los cambios eustáticos han condicionado en buena medida la evolución cuaternaria, que en Eivissa ha propiciado una extraordinaria riqueza de formas y procesos.

Entre los depósitos más antiguos y característicos de la isla se encuentran las acumulaciones arenosas eólicas y de playas ("marés") y los conglomerados marinos, cuya distribución a diversas alturas proporciona información sobre las variaciones del nivel del mar a lo largo del Cuaternario. Los procesos fluviales parecen haber desempeñado un papel relevante en la morfogénesis reciente en algunos períodos y zonas, pero quedan relegados a un segundo plano frente al desarrollo alcanzado por diversas generaciones de glaciares y abanicos aluviales, como puede apreciarse en el valle del río de Santa Eulalia.

La alta proporción de materiales carbonatados ha dado lugar a un importante desarrollo kárstico, cuya máxima expresión tiene lugar en los poljes de Santa Agnès y Sant Mateu, aunque en la mayor parte de los casos se manifiesta únicamente a nivel de afloramiento. La presencia de zonas deprimidas cercanas a la línea de costa ha dado lugar a áreas encharcadas de tipo albufera, que han propiciado el depósito de materiales arcillosos ricos en materia orgánica.

Entre los depósitos más recientes cabe destacar los relacionados con cordones dunares y playas, sin olvidar las transformaciones antrópicas que han acompañado al desarrollo de algunos núcleos urbanos costeros.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. HIDROGEOLOGÍA

6.1.1. Climatología e Hidrología

6.1.1.1. Climatología

El clima en Eivissa es Mediterráneo, con temperaturas medias del orden de 17°C, máximas de 35°C y mínimas de 0°C. La temperatura media del mes más frío (enero) es superior a los 10°C y la del mes más cálido (agosto) alcanza los 25°C.

La pluviometría media anual es del orden de los 475 mm, con variaciones interanuales muy importantes y coeficientes de irregularidad superiores a 6. La media del trienio seco es de 1.020,4 mm, mientras que la del trienio húmedo es de 1.669,9 mm y la del trienio medio, 1.313 mm. En general, enero, mayo y julio son los meses que presentan menor volumen de lluvias, sin precipitación en algunos casos, mientras que los valores máximos se dan en los meses de octubre y noviembre.

La evapotranspiración potencial para Eivissa es de 897 mm según el método de Thornthwaite, en tanto que la evapotranspiración real media para el período comprendido entre 1973 y 1985 es del orden del 80% de la precipitación. Este parámetro varía entre el 60 y el 100% para una capacidad de retención del suelo de 25 mm.

Los vientos dominantes son los del norte (tramontana) y los del suroeste (llebeig), mientras que en verano también aparece el siroco.

6.1.1.2. Hidrología

En la isla de Eivissa no existe ningún curso permanente de agua debido al reducido tamaño de las cuencas hidrográficas, a las irregularidades de las precipitaciones y a las características hidrogeológicas del terreno. La mayoría de los cauces permanecen secos buena parte del año, exceptuándose aquellos que reciben precipitaciones torrenciales o aportaciones de manantiales en períodos húmedos.

En la isla, las cuencas fluviales más importantes son las del torrente de Buscatell y el río de Santa Eulalia, que reciben aportaciones subterráneas mediante fuentes.

6.1.2. Descripción hidrogeológica

6.1.2.1. Principales acuíferos

Los materiales mesozoicos constituyen acuíferos carbonatados, mientras que los correspondientes a materiales terciarios y cuaternarios son fundamentalmente detríticos,

aunque en algunos sectores, debido a la naturaleza carbonatada de los clastos y a la cementación calcárea posterior, su funcionamiento es similar al de los acuíferos mesozoicos.

6.1.2.2. Zonas hidrogeológicas

Para facilitar la comprensión del funcionamiento de las aguas subterráneas del territorio ocupado por la Hoja, se han diferenciado dos Zonas Hidrogeológicas, delimitadas por criterios puramente hidrogeológicos. A pesar de que cada una de ellas puede incluir varios acuíferos, a grandes rasgos poseen una cierta independencia en cuanto al comportamiento hídrico, independencia derivada fundamentalmente de su constitución litológica y su estructura. Dichas Zonas son las de Eivissa y Cala Vadella.

El límite entre ambas Zonas tiene un fuerte componente estructural, pues los cabalgamientos han dispuesto los acuíferos carbonatados mesozoicos sobre tramos de baja permeabilidad, generalmente margas miocenas, que los aíslan hidráulicamente.

– Zona de Eivissa

Es la más extensa, coincidiendo en la Hoja con la Unidad tectónica de Eivissa, por lo que su límite septentrional coincide con el cabalgamiento de ésta sobre los depósitos miocenos de la de Llentrisca-Rey, en tanto que su límite meridional está marcado por la línea de costa. Está constituida por tres acuíferos principales, en los que se observan sensibles diferencias: acuífero carbonatado jurásico, acuífero calcáreo del Cretácico superior y acuífero detrítico cuaternario.

El acuífero principal está integrado por el tramo dolomítico del Lías y la ritmita calcárea kimmeridgiense. A grandes rasgos, forma parte de una unidad cabalgante hacia el NNO, estructurada a modo de anticlinal volcado e intensamente distorsionado. Su base se dispone sobre los niveles margosos de baja permeabilidad del Cretácico inferior y Mioceno y, ocasionalmente, sobre las arcillas y yesos de la facies Keuper. En cualquier caso, los niveles más favorables para el almacenamiento de agua son las dolomías del Lías, cuya elevada permeabilidad deriva de su elevada karstificación y tectonización. Debido a la estructuración de la región, el acuífero se encuentra compartimentado en diversas subunidades, pudiendo aparecer con carácter libre o confinado. Su espesor alcanza los 300 m.

El acuífero calcáreo del Cretácico superior aflora extensamente de norte a sur por el sector central, configurando relieves elevados. Se dispone sobre los tramos margosos de baja permeabilidad del Cretácico inferior y del Mioceno, estos últimos correspondientes a la Zona de Cala Vadella. Presenta una permeabilidad alta por fisuración y karstificación, mostrando carácter libre y, en ocasiones, de acuífero colgado. Su espesor se aproxima a 200 m.

En cuanto al acuífero cuaternario, posee una importante superficie de afloramiento pero una capacidad de almacenamiento inferior, estando constituido por depósitos detríticos cuya permeabilidad por porosidad intergranular varía en función del contenido arcilloso. Posee carácter libre, disponiéndose sus afloramientos principales sobre las margas cretácicas.

La recarga de los acuíferos de la Zona se efectúa por infiltración del agua de lluvia, sin olvidar su conexión con el mar en las zonas costeras. También existen trasvases subterráneos entre el acuífero cuaternario y los acuíferos mesozoicos. Más difícil resulta

establecer las posibles descargas, pues a la conexión entre acuíferos y con el mar hay que añadir las posibles aportaciones de los acuíferos mesozoicos a las Zonas de Cala Vadella y Sant Rafel (fuera de los límites de la Hoja), pareciendo mucho más probable esta última. Mención aparte merecen las extracciones efectuadas a través de pozos, cuyo efecto inmediato es la intrusión de agua marina con el consiguiente fenómeno de salinización.

Se han calculado transmisividades superiores a 1.000 m²/día y un coeficiente de almacenamiento de 0,01 para el acuífero jurásico, así como transmisividades de 100 m²/día para el acuífero cuaternario, con un rendimiento específico de 0,1 a 10 l/s/m.

Las aguas de los acuíferos mesozoicos son de naturaleza bicarbonatada, pasando a cloruradas en las áreas costeras; por su parte, las de los acuíferos cuaternarios son cloruradas y bicarbonatadas-cloruradas.

– *Zona de Cala Vadella*

Se localiza en el sector occidental, tratándose de una Zona muy compleja. Sus límites occidental y septentrional están marcados por la línea de costa, en tanto que el límite suroriental coincide con el cabalgamiento de la Unidad de Eivissa sobre la de Llentrisca-Rey.

Su gran variedad estratigráfica condiciona la existencia de diversos niveles acuíferos; además, la intensa tectonización sufrida por los materiales de la Zona hace que con frecuencia algunos de ellos se encuentren aislados hidráulicamente, existiendo niveles piezométricos sin relación alguna entre sí.

En principio, cualquier nivel carbonatado mesozoico es susceptible de constituir un acuífero. No obstante, los materiales jurásicos, cuyos tramos dolomíticos presentan excelentes características para el almacenamiento de agua, poseen una reducida superficie de afloramiento, inferior a la de los depósitos carbonatados del tránsito Jurásico-Cretácico con los que conforma aquí una sola unidad acuífera y, especialmente, a la de los depósitos carbonatados aptienses, que constituyen el acuífero principal de la Zona; en todos los casos la permeabilidad es muy alta por karstificación y fracturación. El espesor de cada uno de estos niveles es variable en función de diversos factores, alcanzando los 200 m en el caso del acuífero aptiense y superando 300 m en el del Jurásico-Cretácico. Cada uno de los acuíferos se dispone sobre margas cretácicas y miocenas de baja permeabilidad que los aíslan hidráulicamente, apareciendo como acuíferos libres o confinados.

Los niveles conglomeráticos miocenos son susceptibles de constituir acuíferos, ya que debido a su composición y cementación pueden actuar como los acuíferos carbonatados, cuya permeabilidad varía en función del grado de karstificación y fracturación. Alcanzan el centenar de metros de espesor. Generalmente se presentan con carácter libre, si bien ocasionalmente pueden aparecer colgados o confinados.

Los afloramientos cuaternarios constituyen también aquí un acuífero de permeabilidad variable en función del contenido arcillo-limoso, apreciándose los mayores valores en el caso de los depósitos arenosos eólicos y costeros. Su espesor varía considerablemente pudiendo alcanzar 20 m. Poseen carácter libre.

Todos los acuíferos de la Zona se encuentran relacionados con el mar en la franja costera. Su recarga se realiza por infiltración del agua de lluvia, existiendo la posibilidad de trasvases subterráneos; entre éstos es preciso considerar las aportaciones del acuífero cuaternario al resto, así como las del acuífero terciario a los mesozoicos. Más dudosa parece la interconexión entre los acuíferos mesozoicos, no debiendo descartarse la posibilidad de aportes a éstos procedentes de la Zona de Eivissa.

En cuanto a la descarga, el mar parece un destino seguro en épocas de excedentes hídricos subterráneos, sin que se descarten nuevamente los trasvases subterráneos entre los acuíferos mesozoicos. Cabe añadir las extracciones mediante pozos a fin de abastecer a las diversas urbanizaciones del litoral, con los problemas de intrusión añadidos.

Las aguas de los acuíferos mesozoicos poseen carácter bicarbonatado, con facies cloruradas en el litoral.

6.2. RECURSOS MINERALES

La actividad minera de la Hoja se ha enmarcado exclusivamente en el campo de las rocas industriales, desconociéndose cualquier intento de aprovechamiento de minerales energéticos o metálicos. Entre éstos, la abandonada mina de S'Argentera (Hoja a escala 1:25.000 de Sant Joan de Labritja, 773 I-III) constituye la única evidencia de explotación en la isla. Por contra, no cabe duda de que el aprovechamiento de rocas industriales ha gozado de gran interés, especialmente en el sector suroccidental de la isla, donde existe una importante concentración de canteras.

6.2.1. Rocas industriales

Se entienden por tales todos aquellos materiales rocosos, granulares o pulverulentos susceptibles de ser utilizados directamente o a través de una pequeña manipulación y preparación en función de sus propiedades físicas y químicas, y no en función de las sustancias potencialmente extraíbles de los mismos.

De entre las canteras inventariadas (13), la mayor parte corresponden a arenas (9) empleadas como árido natural, siguiendo por su cantidad las ubicadas en areniscas (3), empleadas en el campo de la construcción, y margas (1). Tan sólo se han encontrado evidencias de actividad en dos de ellas, de árido natural, de notables dimensiones; por el contrario, las restantes poseen pequeña envergadura, con algunos indicios de actividad puntual encaminada a la resolución de problemas locales (cuadro 6.1).

– Arenas

La gran abundancia de depósitos arenosos cuaternarios y su facilidad de extracción con respecto a otras sustancias de aplicación similar, han favorecido la proliferación de sus explotaciones desde épocas remotas, especialmente en el ámbito de Sant Josep y en el sector suroccidental.

Número (*)	Coordenadas		Sustancia	Término municipal	Provincia	Estado de actividad	Magnitud	Usos
	X	Y						
1	346.500	4.305.850	Areniscas	Sant Josep	Baleares	Inactiva	Pequeña	Piedra de construcción
2	346.950	4.306.400	Areniscas	Sant Josep	Baleares	Inactiva	Pequeña	Piedra de construcción
3 (47)	346.625	4.304.300	Areniscas	Sant Josep	Baleares	Inactiva	Pequeña	Piedra de construcción
4 (48)	347.300	4.304.800	Arenas	Sant Josep	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido natural
5 (68)	348.475	4.305.250	Arenas	Sant Josep	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido natural
6	353.200	4.309.150	Arenas	Sant Josep	Baleares	Activa	Grande	Árido natural
7	353.225	4.308.950	Arenas	Sant Josep	Baleares	Activa	Grande	Árido natural
8	352.975	4.308.700	Arenas	Sant Josep	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido natural
9	353.050	4.308.550	Arenas	Sant Josep	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido natural
10	353.600	4.308.500	Arenas	Sant Josep	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido natural
11	353.700	4.308.550	Arenas	Sant Josep	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido natural
12	353.800	4.306.950	Arenas	Sant Josep	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido natural
13	353.525	4.304.750	Margas	Sant Josep	Baleares	Inactiva	Pequeña	Bacheado de caminos

Cuadro 6.1 Resumen de indicios de Rocas Industriales.

(*) Los números entre paréntesis corresponden a la numeración del Mapa de Rocas Industriales a escala 1:200.000 del IGME (1975)

Su aplicación como árido natural en diversas obras de infraestructura hace que su aprovechamiento esté condicionado al desarrollo de ellas. Predominan las de pequeñas dimensiones que, pese a su abandono, son objeto de aprovechamientos ocasionales que ofrecen solución a problemas puntuales. No obstante, las canteras activas en la actualidad son de grandes dimensiones.

– Areniscas

Corresponden al denominado “marés”, areniscas cuaternarias de tonos ocre y predominio de constituyentes calcáreos. Su interés ha decrecido notablemente, encontrándose abandonadas todas sus explotaciones. Éstas se ubican en las proximidades del litoral, lo que aconsejó en algún caso su transporte por vía marítima (“Atlantis”, en Cap des Jueu).

- Margas

Su única manifestación corresponde a una pequeña cantera abandonada, abierta sobre un afloramiento del Cretácico inferior. Su extracción tuvo por objeto extender el material como impermeabilizante o para reparación del bacheado de caminos.

6.3. GEOTECNIA

En este apartado se describen de forma sintetizada las principales características geotécnicas de los materiales aflorantes, siendo el objetivo principal aportar al usuario una información complementaria de carácter general que pueda orientar hacia futuros trabajos de tipo geotécnico o de planificación territorial. (Cuadro 6.2.)

6.3.1. Síntesis geotécnica

6.3.1.1. Criterios de división

La superficie de la Hoja ha sido dividida en Áreas y cada una de ellas en Zonas. El criterio utilizado para esta división ha sido fundamentalmente geológico, sintetizando los aspectos litológicos, estructurales, geomorfológicos e hidrogeológicos, que caracterizados en conjunto dan a cada Zona entidad propia y una cierta homogeneidad en el comportamiento geotécnico de sus materiales.

Se describen de forma somera las características geotécnicas principales: permeabilidad, drenaje, ripabilidad, posibilidad de deslizamientos, hundimientos y otros riesgos, valorándose cuantitativamente la capacidad de carga media del terreno. Todas estas estimaciones son orientativas, por lo que deben utilizarse únicamente a nivel de estudio informativo o de anteproyecto.

6.3.1.2. División en Áreas y Zonas Geotécnicas

- Área I. Incluye el conjunto de materiales mesozoicos, de naturaleza arcillosa, margosa y carbonatada.
- Área II. Corresponde a los materiales miocenos implicados en los cabalgamientos y en las estructuras de plegamiento correspondientes a la última etapa de deformación alpina.
- Área III. Incluye los depósitos cuaternarios, de naturaleza detrítica, génesis variada, y gran representación superficial.

Cada Área, a su vez, queda subdividida en las siguientes Zonas:

ÁREA I

- Zona I₁. Incluye el conjunto de materiales carbonatados del Jurásico y Cretácico (unidades 2, 3, 4, 5, 6, 8, 9 y 10).

Área	Zona	Unidad Cartográfica	Litología	Estructura	Hidrogeología	Características Geotécnicas
III	IV ₄	16	Areniscas finas bien seleccionadas	Playas y dunas compactadas	P: Permeables	RP: No ripables
					A: Superficiales	Q: Elevada
					D: Infiltración	R: Desprendimientos en zonas escarpadas
	IV ₃	23 y 24	Arenas finas bien seleccionadas. Gravas	Playas y dunas	P: Permeables	RP: Ripables
					A: Superficiales y salinos	Q: Media-Baja
					D: Infiltración	R: Asientos no tolerables, encharcamiento con carácter permanente
	IV ₂	14, 15, 17, 19, 20 y 21	Gravas, arenas y arcillas. Encostramientos generalizados	Cuerpos tabulares. Pendientes variables	P: Permeables/Impermeables	RP: Ripables/No ripables
					A: No presenta	Q: Media-Baja
					D: Infiltración/Superficial	R: Asientos diferenciales, baja compacidad, nivel freático superficial
	IV ₁	18 y 22	Gravas, arenas, limos y arcillas. Encostramientos locales	Cuerpos canalizados. Terrazas. Baja consolidación	P: Permeables/Impermeables	RP: Ripables
					A: Superficiales	Q: Baja
					D: Superficial/Infiltración	R: Asientos diferenciales, nivel freático superficial, inundaciones eventuales
II	II ₃	13	Calcarenitas muy cementadas. Intercalaciones de conglomerados	Estratificación tabular en bancos	P: Permeables	RP: No ripables
					A: Locales	Q: Elevada
					D: Infiltración	R: Desprendimientos ocasionales en zonas escarpadas
	II ₂	11	Margas. Intercalaciones de calizas arcillosas, conglomerados y areniscas	Potentes tramos margosos y alternancias rítmicas	P: Impermeables	RP: Ripables/No ripables
					A: No presenta	Q: Media-Alta
					D: Superficial	R: Erosionabilidad, deslizamientos
	II ₁	12	Conglomerados calcáreos muy cementados	Masiva. Muy fracturados. Localmente karstificados	P: Impermeables/Permeables	RP: No ripables
					A: Locales	Q: Elevada
					D: Superficial/Infiltración	R: Desprendimientos y hundimientos en áreas fracturadas y karstificadas
I	I ₃	7	Margas con intercalaciones de calizas margosas	Potentes tramos margosos, alternancias rítmicas	P: Impermeables	RP: Ripables/No ripables
					A: No presenta	Q: Media
					D: Superficial	R: Erosionabilidad, asientos, deslizamientos
	I ₂	1	Arcillas con yesos	Muy deformada por plegamiento y transporte tectónico	P: Impermeables	RP: Ripables/No ripables
					A: No presenta	Q: Media-Baja
					D: Superficial	R: Asientos, colapsos, agresividad de las aguas, expansividad, deslizamientos
	I ₁	2, 3, 4, 5, 6, 8, 9 y 10	Dolomías, calizas, calizas nodulosas, calizas tableadas y calizas dolomíticas	Masiva, grosera o tabular. Localmente, fracturadas y karstificadas	P: Permeables/Semipermeables	RP: No ripables
					A: Profundos importantes	Q: Elevada
					D: Infiltración	R: Desprendimientos en áreas escarpadas, fracturadas y karstificadas

Cuadro 6.2 Resumen de indicios de Rocas Industriales. Hoja 1/25.000 de Es Cubells (798 III).

(*) Los números entre paréntesis corresponden a la numeración del Mapa de Rocas Industriales a escala 1:200.000 del IGME (1975).

- Zona I₂. Corresponde a arcillas abigarradas y yesos en facies Keuper (unidad 1).
- Zona I₃. Engloba los materiales margosos del Cretácico inferior, que presentan intercalaciones rítmicas de calizas margosas (unidad 7).

ÁREA II

- Zona II₁. Corresponde a conglomerados calcáreos miocenos cementados (unidad 12).
- Zona II₂. Incluye margas miocenas con algunas intercalaciones de calizas arcillosas y niveles conglomeráticos (unidad 11).
- Zona II₃. Está constituida por un conjunto de calcarenitas lajosas de color ocre con niveles de conglomerados intercalados (unidad 13).

ÁREA III

- Zona III₁. Engloba todos los depósitos relacionados con la red fluvial, como fondos de valle y terrazas (unidades 18 y 22).
- Zona IV₂. Corresponde a materiales heterométricos ligados a depósitos de gravedad y corto transporte por agua, tales como glaciares, conos de deyección, aluviales-coluviales y coluviones (unidades 14, 15, 17, 19, 20 y 21).
- Zona IV₃. Se incluyen en este apartado los depósitos de playa y de origen eólico actuales (unidades 23 y 24).
- Zona IV₄. Está compuesta por arenas de playas y dunas antiguas, fuertemente cementadas (unidad 16).

6.3.2. Estudio de las Áreas y Zonas

6.3.2.1. Área I

Zona I₁

Abarca todas las unidades carbonatadas mesozoicas: dolomías del Lías, margas rojas y calizas nodulosas del Oxfordiense, calizas tableadas del Kimmeridgiense y carbonatos del Titónico-Valanginiense, Aptiense y Cretácico superior.

En conjunto se comportan de forma permeable, tanto por fisuración como por karstificación, exceptuándose las calizas kimmeridgienses y el nivel oxfordiense, en los que la presencia local de niveles margosos intercalados les confiere un carácter semipermeable. Su drenaje se realiza fundamentalmente por infiltración. No son ripables y su capacidad de carga es alta, aunque en las zonas con mayor grado de diaclasado y karstificación disminuye

sensiblemente. Admiten taludes fuertes. El riesgo más frecuente está relacionado con la posibilidad de hundimientos y caída de bloques en áreas fracturadas y karstificadas.

Zona I₂

Corresponde a los materiales del Keuper, compuestos por arcillas abigarradas y niveles yesíferos. Su espesor es variable y actúan como nivel plástico ante la deformación.

Son materiales impermeables, por lo que su drenaje se realiza en su totalidad por escorrentía superficial. Localmente puede existir un cierto grado de permeabilidad por disolución de los términos yesíferos, presentando en este caso drenaje por infiltración. La ripabilidad es muy variable desde los términos arcillosos a los yesíferos. La capacidad de carga es media-baja, si bien hay que esperar la existencia de asientos importantes. Las condiciones de estabilidad son bajas, sobre todo si son alteradas por la acción humana. Los riesgos geotécnicos más importantes están relacionados con la presencia de sulfatos, que pueden provocar asientos de gran magnitud, hundimientos, colapsos por disolución y agresividad de las aguas al hormigón. Las arcillas pueden presentar problemas de expansividad. Por último, en zonas abruptas cabe la posibilidad de deslizamientos.

Zona I₃

Incluye el conjunto de margas y calizas margosas cretácicas correspondientes al intervalo Hauteriviense-Albiense.

Se trata de un conjunto de muy baja permeabilidad, cuyo drenaje se efectúa fundamentalmente por escorrentía superficial. En general son ripables, salvo los niveles más calcáreos, y presentan una capacidad de carga media. Su fácil erosionabilidad y la posibilidad de asientos y deslizamientos en las cimentaciones constituyen los condicionantes geotécnicos más destacables.

6.3.2.2. Área II

Zona II₁

Corresponde al conjunto de conglomerados poligénicos que se disponen discordantes sobre todo el Mesozoico y también en ocasiones, sobre el conjunto margo-arenoso mioceno. A su vez, se hallan recubiertos en varios puntos por distintas estructuras cabalgantes.

En general, aparecen fuertemente cementados, por lo que su erosionabilidad es baja, al igual que su permeabilidad, si bien en algunos sectores la karstificación a favor de los constituyentes carbonatados es importante, aumentando considerablemente dicho parámetro. Aunque en principio la escorrentía es superficial, estos procesos de karstificación favorecen un drenaje por infiltración. Por su elevada dureza no son ripables, presentando una capacidad de carga elevada. Admiten taludes fuertes. Sus principales riesgos geotécnicos son los derivados de los procesos de fracturación y karstificación.

Zona II₂

Está constituida por depósitos margosos miocenos de gran espesor, que contienen intercalaciones más o menos importantes de calizas arcillosas, conglomerados y calcarenitas.

Se trata de un conjunto de fácil erosionabilidad y permeabilidad muy baja, cuyo drenaje se realiza por escorrentía superficial. Presenta una fácil ripabilidad, salvo las intercalaciones detríticas y carbonatadas, y una capacidad de carga media-alta, aunque en zonas superficiales alteradas puede ser menor. La posibilidad de asientos es baja y en caso de producirse son tolerables. La alta erosionabilidad y la posibilidad de deslizamientos en afloramientos de elevadas pendientes son los riesgos geotécnicos más destacables.

Zona II₃

Corresponde a un conjunto detrítico formado fundamentalmente por calcarenitas lajosas muy cementadas, que intercalan pequeños bancos de conglomerados. Se encuentran en afloramientos reducidos e irregularmente distribuidos, siempre asociadas a otros depósitos miocenos.

Son materiales permeables, por lo que su drenaje se realiza por infiltración. No son ripables y presentan una capacidad de carga elevada. No poseen condicionantes geotécnicos importantes, salvo la posibilidad de desprendimientos en zonas escarpadas donde la orientación de la estratificación y el diaclasado favorezcan el descalce de bloques.

6.3.2.3. Área III

Zona III₁

Incluye los depósitos relacionados con la red fluvial, como fondos de valle y terrazas, integrados fundamentalmente por depósitos de grano fino, limos y arcillas, con niveles de gravas y arenas finas de escasa continuidad lateral.

El alto contenido en finos hace que presenten una plasticidad elevada. Se consideran permeables o semipermeables, por lo que su drenaje se realiza por escorrentía superficial e infiltración. La ripabilidad está asegurada, salvo en zonas encostradas, y la capacidad de carga es baja. Los principales condicionantes geotécnicos se relacionan con asientos diferenciales y con la presencia del nivel freático a escasa profundidad, lo que puede provocar problemas de agotamiento en zanjas y excavaciones. Se trata de zonas con riesgo de inundaciones eventuales.

Zona III₂

Está constituida por depósitos poligénicos y de gravedad, correspondientes a coluviones, glaciares, conos de deyección y aluviales-coluviales. Están compuestos por gravas, arcillas y arenas, de espesor variable, que se encuentran con frecuencia cubiertas por costras calcáreas de diversa extensión, localizadas normalmente a pie de laderas integradas por materiales carbonatados mesozoicos.

Su permeabilidad es muy variable, presentándose todos los términos posibles, por lo que el drenaje se efectúa tanto por infiltración como por escorrentía superficial. Son fácilmente ripables, salvo en zonas con encostramientos importantes, y su capacidad de carga varía entre media, para los materiales más consolidados, y baja para los más arcillosos. Los riesgos geotécnicos más importantes están relacionados con la posibilidad de asientos diferenciales, baja compacidad y presencia de un nivel freático alto que puede dar lugar a problemas de agotamiento en zanjas y excavaciones.

Zona IV₃

En ella se engloban depósitos de playas y dunas, localizados en el ámbito litoral y constituidos por arenas finas y en ocasiones por gravas de tamaño medio.

Su elevada permeabilidad favorece un drenaje por infiltración. Son fácilmente excavables y presentan capacidad de carga baja. Los principales riesgos geotécnicos están relacionados con una fácil erosionabilidad y con la presencia de un nivel freático alto.

Zona IV₄

Está compuesta por un conjunto de areniscas finas de playas y dunas antiguas, que desde un punto de vista geotécnico se diferencian de los materiales de la Zona IV₃ por presentar un fuerte grado de cementación, factor decisivo en el control de sus características geotécnicas.

Son materiales permeables y su drenaje se realiza por infiltración. No son ripables, presentan una capacidad de carga elevada sin posibilidad de asientos y admiten taludes fuertes. Los riesgos geotécnicos más importantes están en relación con la posibilidad de desprendimientos a favor de planos de fracturación en zonas escarpadas.

7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO (PIG)

Se han inventariado y catalogado cuatro Puntos de Interés Geológico: Mirador de Talaia de Sant Josep, Cabalgamiento y acantilados de la Torre del Pirata (des Savinar); Cabalgamiento y glacis de Cala d'Hort y Costa acantilada y glacis de Punta des Porroig, habiéndose seleccionado y desarrollado los tres primeros.

7.1. TESTIFICACIÓN DE LA METODOLOGÍA

La testificación de la metodología empleada permite afirmar que la relación de los puntos seleccionados refleja las características de la zona, en la que se observa una importante incidencia de aspectos geomorfológicos (50%), condicionados principalmente por factores estructurales (50%).

<u>Puntos de Interés Geológico</u>	<u>Interés principal</u>
Mirador de Talaia de Sant Josep	Geomorfológico
Cabalgamiento y acantilados de la Torre del Pirata	Estructural
Cabalgamiento y glacis de Cala d'Hort	Estructural
Costa acantilada y glacis de Punta Porroig	Geomorfológico

Además de su interés por su contenido, se ha tenido en cuenta su interés por su utilización (didáctica, científica y económica), así como por su repercusión (local, regional...).

7.2. ITINERARIO RECOMENDADO

A fin de facilitar la divulgación de estos Puntos, se propone la realización del itinerario Porroig-Talaia de Sant Josep; aunque existen diversas rutas alternativas a ésta, el itinerario propuesto permite adquirir una rápida visión de los aspectos geológicos más característicos de la zona, al poder ser complementado con otras observaciones de interés de una forma sencilla.

La elección de Porroig como punto de partida tiene por objeto mantener un cierto orden encaminado a observar las variaciones estratigráficas y estructurales que se producen en sentido SE-NO en la región.

La envergadura que pueden llegar a alcanzar los depósitos cuaternarios de la región es especialmente particular en Porroig, donde el conjunto rojizo observable de arcillas, arenas y conglomerados sobrepasa la treintena de metros de espesor, observándose además su efecto erosivo sobre la serie mesozoica y el espectacular desarrollo de encostramientos carbonatados a techo del conjunto.

El siguiente punto del itinerario es especialmente recomendable, no sólo por el interés de sus rasgos geológicos, sino también por su extraordinaria belleza. En efecto, la panorámica existente desde la Torre des Savinar (o del Pirata) hacia el sureste permite contemplar el acantilado más espectacular de la isla, con un desnivel que llega a sobrepasar 400 m, en el cual además se produce el cabalgamiento de los materiales mesozoicos de la Unidad de Eivissa sobre los depósitos miocenos de la de Llentrisca-Rey, representada aquí por la Subunidad de Roques Altes. Más evidentes son las observaciones hacia el norte y oeste. Por una parte, las islas de Es Vedrà y Es Vedranell muestran claramente el cabalgamiento del conjunto carbonatado del Titónico-Valanginiense (unidad 5) de la Subunidad de Roques Altes sobre las margas miocenas de la Unidad de Aubarca. Hacia el norte, el acantilado muestra, no sólo el espesor del conjunto mioceno, sino un nuevo aspecto de los glacis cuaternarios y el espectacular desarrollo de los encostramientos a techo de los mismos.

El punto de Cala d'Hort permite nuevas observaciones de estos mismos aspectos: cabalgamientos de las islas de Es Vedrà y Es Vedranell, margas miocenas y glacis cuaternarios, añadiéndose a ellos la presencia de areniscas del denominado "marés", correspondientes a depósitos de playas y dunas antiguas.

Aunque el desplazamiento al sector de Talaia de Sant Josep puede efectuarse por diversos puntos, es recomendable hacerlo por la ruta litoral que transita por Cala Vadella, Caló d'en Real y Cala Molí (los dos últimos lugares pertenecientes a la Hoja a escala 1:25.000 de Sant Antoni de Portmany, 798 I), donde son posibles las observaciones parciales del conjunto carbonatado aptiense, conocido tradicionalmente como Complejo Urganiano, cuya presencia constituye el criterio determinante de la Serie de Aubarca.

Como final del itinerario se propone la Talaia de Sant Josep, desde la que existe una impresionante panorámica de la práctica totalidad de la isla, destacando en primera instancia el carácter entrecortado e irregular del litoral meridional, frente a la costa baja y más uniforme que rodea la bahía de Portmany (Sant Antoni). A lo largo de la subida a este punto es posible efectuar observaciones puntuales de los conjuntos margoso y conglomerático del Mioceno (unidades 11 y 12), así como de las típicas calizas blancas del Cretácico superior (unidad 10).

8. BIBLIOGRAFÍA

- ÁLVARO, M.; BARNOLAS, A.; CABRA, P.; COMAS-RENGIFO, M.J.; FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S.R.; GOY, A.; DEL OLMO, P.; RAMÍREZ DEL POZO, J.; SIMÓ, A. y URETA, S. (1989). "El Jurásico de Mallorca (Islas Baleares)". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13, 67-120.
- ÁLVARO, M.; DEL OLMO, P. y RAMÍREZ DEL POZO, J. (1982). "Baleares". En: *El Cretácico de España. Universidad Complutense de Madrid*, 10, 633-653.
- AZÉMA, J.; CHABRIER, G.; CHAUVE, P. y FOURCADE, E. (1979a). "Nouvelles données stratigraphiques sur le Jurassique et le Crétacé du Nord-Ouest d'Ibiza (Baléares, Espagne)". *Geologica Rom.*, 18, 1-21.
- AZÉMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; GONZÁLEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, D.; LÓPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979b). "Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *Publicaciones Universidad de Granada*, 83pp.
- BEAUSEIGNEUR, C. y RANGHEARD, Y. (1967). "Contribution à l'étude des roches éruptives de l'île d'Ibiza". *Bulletin Société Géologique France*, 7, 221-224.
- BEAUSEIGNEUR, C. y RANGHEARD, Y. (1968). "Nouvelles observations sur les roches éruptives de l'île d'Ibiza (Baléares)". *Ann. Scient. Universidad de Besançon. 3^a serie, Geol.*, 5, 9-12.
- COLOM, G. (1934). "Contribución al conocimiento de las facies litopaleontológicas del Cretácico de las Baleares y del SE de España". *Geol. Medit. Occid.* v. 3, 2, 1-11.
- COLOM, G. (1945). "Los sedimentos cretácicos de las Baleares". *Rev. de Menorca. Mahón*, 193-212.
- COLOM, G. (1946). "Los sedimentos burdigalienses de las Baleares (Ibiza-Mallorca)". *Est. Geol.*, III, 21-112.
- COLOM, G. y ESCANDELL, B. (1960-1962). "L'évolution du géosynclinal baléaire". *Livre Mém. Prof. P. Fallot. Mém. h. sér. S.G.F.*, I, 125-136.
- COLOM, G.; MAGNE, J. y RANGHEARD, Y. (1969). "Age des formations miocènes d'Ibiza (Baléares) impliquées dans la tectonique tangentielle". *C. R. Ac. Sc. Paris*, 270, 1348-1440.
- COLOM, G. y RANGHEARD, Y. (1966). "Les couches à Protoglobigérines de l'Oxfordien supérieur de l'île d'Ibiza et leurs équivalents à Majorque et dans le domaine subbétique". *Rev. Micropal.*, IX, 1, 29-36.
- COLOM, G. y RANGHEARD, Y. (1966). "Microfaunes des calcaires du Muschelkalk d'Ibiza (Baléares)". *Ann. Scient. Universidad de Besançon, 3^a sér., Géol.*, 2, 33-35.

- DURAND-DELGA, M.; FRENEIX, S.; MAGNE, J.; MEON, H. y RANGHEARD, Y. (1984). "La série saumâtre et continentale d'âge Miocène moyen et supérieur d'Eivissa (ex-Ibiza, Baléares)". *Acta Geológica Hispánica*, 28 (1ª), 33-46.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1964). "Notas estratigráficas y paleontológicas sobre los depósitos flandrienses del Puerto de San Antonio Abad (Ibiza)". *Notas y Comunicaciones IGME*, 75, 95-118.
- FALLOT, P. (1910). "Sur quelques fossiles pyriteux du Gault des Baléares". *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, IX, 2, 62-90.
- FALLOT, P. (1917). "Sur la Géologie de l'île d'Ibiza (Baléares)". *C. R. Ac. Sc.*, 164, 103-104.
- FALLOT, P. (1917). "Sur la tectonique d'Ibiza (Baléares)". *C.R. Ac. Sc.*, 164, 186-187.
- FALLOT, P. (1922). "Etude géologique de la Sierra de Majorque". *Tesis Doctoral. Universidades de París y Lieja*, 481 pp.
- FALLOT, P. (1931-34). "Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles. Le Trias, le Lias, le Dogger, le Jurassique supérieur". *Imprenta Elzeviriana y Lib. Com. Barcelona*.
- FALLOT, P. (1948). "Les Cordillères bétiques". *Est. Geol. Madrid y Barcelona*, 83-172.
- FONTBOTÉ, J.M.; OBRADOR, A. y POMAR, L. (1983). "Islas Baleares". En: *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*, 2, 343-391.
- FOURCADE, E.; CHAUVE, P. y CHABRIER, G. (1982). "Stratigraphie et tectonique de l'île d'Ibiza, témoin du prolongement de la nappe subbétique aux Baléars (Espagne)". *Eclogae geol. Helv.*, 75, 2, 415-436.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ-GARRIDO, A. C. y VERA, J. A. (1982). "El Cretácico de la zona Prebética". En: *El Cretácico de España. Universidad Complutense de Madrid*, 9, 526-569.
- GELABERT, B; SABAT, F. y RODRÍGUEZ-PEREA, A. (1992). "A structural outline of the Serra de Tramontana of Mallorca (Balearic Islands)". *Tectonophysics*, 203, 167-183.
- GÓMEZ, J.J. (1979). "El Jurásico en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica". *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*, 4, 683pp.
- GÓMEZ, J.J. y GOY, A. (1979). "Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica". *Estudios Geológicos*, 35, 569-598.

- HAANSTRA, V. (1935). "Geologie von Ost-Ibiza". *Tesis Doctoral. Universidad de Utrecht (Holanda)*, 4-62.
- IGME. "Mapa de rocas industriales de España. Escala 1:200.000. Hoja nº 65". *Ibiza*.
- MARTÍN-ALGARRA, A. (1987). "Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *Tesis Doctoral. Universidad de Granada*. 2 tomos.
- POMAR, L. (1979). "La evolución tectonosedimentaria de las Baleares: análisis crítico". *Acta Geológica Hispánica. Homenaje a Lluís Solé i Sabarís*, 14, 293-310.
- RANGHEARD, Y. (1962). "Los yacimientos fosilíferos del Oxfordiense superior del sur de la isla de Ibiza (Baleares)". *Notas y Comunicaciones IGME*, 68, 217-220.
- RANGHEARD, Y. (1964). "Sur le Jurassique supérieur de l'extrémité sud d'Ibiza (Baléares)". *Ann. Sec. Univ. Besançon, 2^a ser. Geol.* 19, 45-51.
- RANGHEARD, Y. (1965). "Données nouvelles sur la stratigraphie du Crétacé inférieur dans la moitié sud de l'île d'Ibiza (Baléares)". *C.R. Ac. Sc.*, 260, 4005-4007.
- RANGHEARD, Y. (1969). "Etude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares). Tesis Doctoral. Universidad de Besançon, 478 pp.
- RANGHEARD, Y. (1970). "Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 772, San Miguel". *IGME*.
- RANGHEARD, Y. (1970). "Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 773, San Juan Bautista". *IGME*.
- RANGHEARD, Y. (1970). "Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 798, Ibiza". *IGME*.
- RANGHEARD, Y. (1970). "Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 799, Santa Eulalia del Río". *IGME*.
- RANGHEARD, Y. (1970). "Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hojas 824 y 849, San Francisco Javier". *IGME*.
- RANGHEARD, Y. (1970). "Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hojas 825 y 850, Nuestra Señora del Pilar y Faro de Formentera". *IGME*.
- RANGHEARD, Y. (1971). "Etude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares). Memoria". *IGME*, 82, 1-340.

- RANGHEARD, Y. y COLOM, G. (1965). "Sobre la edad de las calizas "urgonianas" de Ibiza (Balears), comprendidas entre el Titónico y el Valanginiense". *Notas y Comunicaciones IGME*, 77, 165-174.
- RANGHEARD, Y. y COLOM, G. (1967). "Microfauna de las calizas del Muschelkalk de Ibiza (Balears)". *Notas y Comunicaciones IGME*, 94, 7-24.
- RANGHEARD, Y. y COLOM, G. (1967). "Microfauna del Cretácico de Ibiza (Balears)". *Boletín IGME*, 76, 279-306.
- ROCA, E. (1994). "La evolución geodinámica de la Cuenca Catalano-Balear y áreas adyacentes desde el Mesozoico hasta la actualidad". *Acta Geológica Hispánica*, 29, 1, 3-25.
- SABAT, F.; MUÑOZ, J.A. y SANTANACH, P. (1988). "Transversal and oblique structures at the Serres de Llevant thrust belt (Mallorca Island)". *Geol. Rundschau*, 77, 529-538.
- SIMÓ, A. y GINER, J. (1983). "El Neógeno de Ibiza y Formentera (Islas Baleares)". *Rev. Inv. Geol.*, 36: 67-81.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1955). "Sobre el Cuaternario marino de Ibiza". *Asoc. Española Estudios Cuaternarios*.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1962). "Le Quaternaire marin des Baléares et ses rapports avec les côtes méditerranéennes de la Péninsule Ibérique". *Quaternaria*, 6, 309-342.
- SPIKER, E. N. (1935). "Geologie von West-Ibiza (Balearen)". *Tesis Universidad de Utrecht*, 66 pp.
- SPIKER, E. T. y HAANSTRA, U. (1935). "Geologie von Ibiza (Balearen)". *Géologie de la Méditerranée occidentale*. t 3, V 3, 1-89.
- VIDAL, L. M. y MOLINA, E. (1888). "Reseña física y geológica de las islas de Ibiza y Formentera". *Bol. Com. Mapa Geol. España, Madrid*, VII, 67-113.

