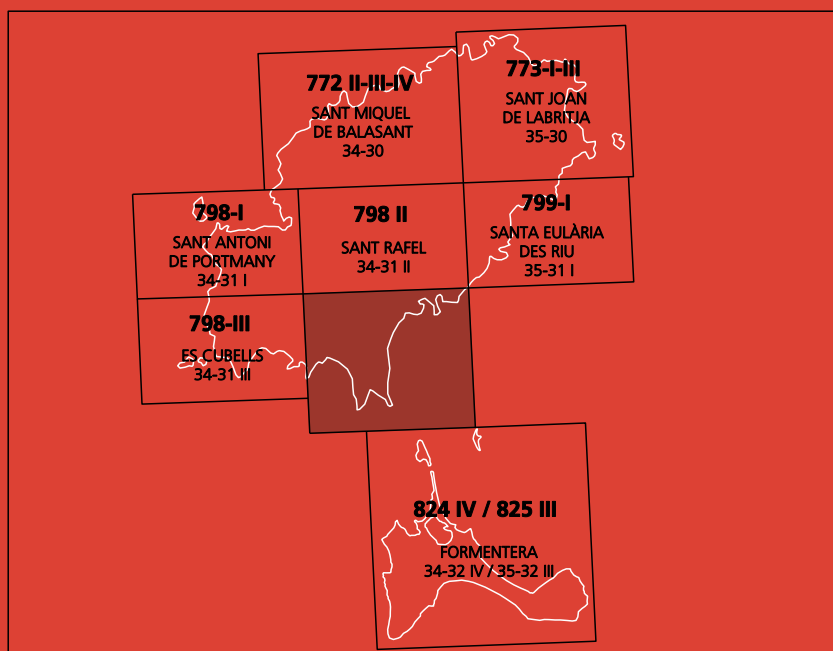




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 25.000

Segunda serie - Primera edición



IBIZA Y FORMENTERA (ISLAS BALEARES)

EIVISSA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

EIVISSA

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: 978-84-7840-802-3
Depósito legal: M-27692-2009

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

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

Autores

- A. García de Domingo (INYP SA). Cartografía y Memoria. Hidrogeología. Jefe de proyecto.
- J. A. Díaz de Neira (INYP SA). Cartografía y Memoria. Recursos Naturales.
- J. Gil Gil (INYP SA). Cartografía y Memoria. Geotecnia.
- P. Cabra Gil (INYP SA). Cartografía y Memoria. Geomorfología.
- P. P. Hernaiz Huerta (INYP SA). Tectónica y Neotectónica.
- M. Zamorano Cáceres (INYP SA). Sedimentología
- C. Gálvez García (INYP SA). Hidrogeología.
- J. Palacios Suárez (INYP SA). 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 | 10 |
| 1.3.1. Marco regional | 10 |
| 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. Dolomías y calizas tableadas negras (Facies Muschelkalk) (1). Anisiense-Ladiniense | 15 |
| 2.1.1.2. Arcillas abigarradas y yesos (Facies Keuper) (2). Triásico superior | 16 |
| 2.1.2. Jurásico | 17 |
| 2.1.2.1. Dolomías masivas y en bancos (3). Triásico superior-Lías | 17 |
| 2.1.2.2. Calizas nodulosas blancas y margas rojas (4). Oxfordiense | 19 |
| 2.1.2.3. Calizas tableadas con intercalación de niveles margosos (5). Oxfordiense-Kimmeridgiense | 20 |
| 2.1.3. Cretácico | 22 |
| 2.1.3.1. Calizas tableadas y en bancos (6). Titónico-Valanginiense | 23 |
| 2.1.3.2. Margas con intercalaciones rítmicas de calizas margosas (7). Titónico-Aptiense | 25 |
| 2.2. TERCIARIO | 26 |
| 2.2.1. Mioceno | 26 |
| 2.2.1.1. Margas (8). Burdigaliense-Langhiense | 26 |
| 2.2.1.2. Calcarenitas (9). Burdigaliense-Langhiense | 27 |
| 2.3. CUATERNARIO | 28 |
| 2.3.1. Pleistoceno | 28 |
| 2.3.1.1. Areniscas (Playas y dunas antiguas: "marés") (10). Pleistoceno | 28 |

| | |
|--|-----------|
| 2.3.1.2. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Conos de deyección antiguos) (11). Limos y arcillas rojas (Facies distales) (12). Pleistoceno | 29 |
| 2.3.1.3. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Glacis antiguos y Glacis modernos) (13, 14). Pleistoceno | 29 |
| 2.3.1.4. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Conos de deyección intermedios y Conos de deyección modernos) (15, 18). Pleistoceno-Holoceno | 30 |
| 2.3.1.5. Gravas, arenas y arcillas (Terrazas) (16). Pleistoceno-Holoceno | 31 |
| 2.3.2. Holoceno..... | 31 |
| 2.3.2.1. Arcillas, gravas y arenas (Aluvial-coluvial) (17). Holoceno | 31 |
| 2.3.2.2. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Coluviones) (19).Holoceno..... | 31 |
| 2.3.2.3. Gravas, arenas y arcillas (Fondos de valle) (20). Holoceno | 32 |
| 2.3.2.4. Arcillas (Fondos endorreicos) (21). Holoceno | 32 |
| 2.3.2.5. Arcillas y limos con materia orgánica (Albuferas) (22). Holoceno .. | 32 |
| 2.3.2.6. Arenas (Dunas) (23). (Holoceno)..... | 32 |
| 2.3.2.7. Arenas y gravas (Playas) (24). Holoceno..... | 32 |
| 2.3.2.8. Depósitos antrópicos (25). (Holoceno)..... | 33 |
| 3. TECTÓNICA | 34 |
| 3.1. ASPECTOS GEODINÁMICOS | 34 |
| 3.1.1. Marco estructural | 34 |
| 3.1.2. Evolución geodinámica | 34 |
| 3.2. ESTRUCTURA DE LA ISLA DE EIVISSA..... | 36 |
| 3.2.1. Aspectos generales..... | 36 |
| 3.2.2. Etapas de deformación | 37 |
| 3.2.2.1. La extensión mesozoica | 37 |
| 3.2.2.2. La compresión terciaria | 37 |
| 3.2.2.3. La distensión del Mioceno superior-Cuaternario | 40 |
| 3.3. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA DE LA HOJA | 40 |
| 3.3.1. Cabalgamientos | 40 |
| 3.3.2. Pliegues..... | 41 |
| 3.3.3. Fallas inversas | 42 |
| 3.3.4. Fallas de transferencia y fallas normales | 42 |
| 3.3.5. Esquistosidad..... | 43 |
| 4. GEOMORFOLOGÍA..... | 44 |
| 4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA | 44 |

| | |
|--|-----------|
| 4.2. ANTECEDENTES | 46 |
| 4.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO | 46 |
| 4.3.1. Estudio Morfoestructural | 47 |
| 4.3.2. Estudio del modelado | 47 |
| 4.3.2.1. Formas de ladera..... | 47 |
| 4.3.2.2. Formas fluviales..... | 48 |
| 4.3.2.3. Formas poligénicas..... | 48 |
| 4.3.2.4. Formas endorreicas | 49 |
| 4.3.2.5. Formas litorales | 49 |
| 4.3.2.6. Formas eólicas..... | 50 |
| 4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES | 50 |
| 4.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA..... | 53 |
| 5. HISTORIA GEOLÓGICA | 55 |
| 5.1. ETAPA SEDIMENTARIA | 55 |
| 5.2. TECTOGENESIS ALPINA | 58 |
| 6. GEOLOGÍA ECONÓMICA | 60 |
| 6.1. HIDROGEOLOGÍA..... | 60 |
| 6.1.1. Climatología e Hidrología | 60 |
| 6.1.1.1. Climatología..... | 60 |
| 6.1.1.2. Hidrología | 60 |
| 6.1.2. Descripción hidrogeológica | 60 |
| 6.1.2.1. Principales acuíferos | 60 |
| 6.1.2.2. Zonas hidrogeológicas..... | 61 |
| 6.2. RECURSOS MINERALES | 63 |
| 6.2.1. Rocas industriales..... | 63 |
| 6.3. GEOTECNIA | 65 |
| 6.3.1. Síntesis geotécnica..... | 65 |
| 6.3.1.1. Criterios de división | 65 |
| 6.3.1.2. División en Áreas y Zonas Geotécnicas | 67 |
| 6.3.2. Estudio de las Áreas y Zonas | 68 |
| 6.3.2.1. Área I | 68 |
| 6.3.2.2. Área II | 69 |
| 6.3.2.3. Área III | 69 |
| 7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO (PIG) | 72 |
| 7.1. TESTIFICACIÓN DE LA METODOLOGÍA..... | 72 |
| 7.2. ITINERARIO RECOMENDADO | 72 |
| 8. BIBLIOGRAFÍA..... | 74 |

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja a escala 1:25.000 Eivissa (798 IV) se localiza en el sector meridional de la isla del mismo nombre. Desde un punto de vista fisiográfico, posee una cierta variedad, albergando relieves abruptos que contrastan con una extensa planicie, así como las playas más extensas de la isla junto con espectaculares acantilados.

El sector noroccidental 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 e incluye las elevaciones más destacadas de la Hoja, de entre las que sobresalen Puig Gros o des Cirer (419), Puig de Cas Serres (367 m) y Puig d'en Sunyer (316 m). Al sureste de estos relieves, la fisonomía del paisaje varía notablemente, caracterizándose por una planicie, Sa Plana, ligeramente inclinada hacia el sureste y que alcanza el nivel del mar en las playas d'en Bossa y Es Còdols, entre las que se encuentra el paraje más deprimido topográficamente, Ses Salines. Al sureste de la planicie se alzan los Relieves Costeros Meridionales, sucesión discontinua de elevaciones montañosas de menor entidad: Illa Grossa, Dalt Vila, Corb Marí y Puig des Falcó.

El litoral está caracterizado por la presencia de las populares playas d'en Bossa, Ses Salines y Es Cavallet, si bien la intersección de los diversos relieves con el litoral se manifiesta por medio de espectaculares acantilados, que en algunos casos superan el centenar de metros de desnivel, como en Cala des Jondal (160 m) y Cap des Falcó (125 m). La Hoja también incluye la isla des Penjats y algunos islotes próximos.

La red hidrográfica posee poca entidad, con total ausencia de cursos permanentes, en consonancia con una baja pluviometría, estando restringida a la presencia de una serie de torrentes que en ocasiones presentan un notable encajamiento pese a su carácter estacional, de entre los que cabe destacar los de Sa Cova Santa y des Cirer.

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 de la zona, buena parte de los cuales se encuentran diseminados por chalés y urbanizaciones, si bien la mayoría se concentran en el principal núcleo de población, Eivissa, bajo cuya influencia se encuentran las restantes aglomeraciones humanas de la zona.

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 siliciclásticos 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 Eivissa (798 IV) 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. Los materiales aflorantes presentan características estratigráficas próximas a las de las Unidades Intermedias y al denominado Prebético de Alicante, con facies de mar abierto, observándose hacia el sector noroccidental series asimilables al Prebético Interno, con una mayor proximidad al continente.

En una primera aproximación pueden distinguirse dos 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 existente de nombres de unidades. De noroeste a sureste son:

- Unidad de Llentrisca-Rey. Aflora en el sector noroccidental y está constituida por la Subunidad de Forn Nou (Sant Rafel). Cabalga sobre depósitos miocenos y cretácicos de la Unidad de Aubarca, fuera de la Hoja, y está integrada por materiales triásicos y miocenos.
- Unidad de Eivissa. Es la más elevada tectónica y topográficamente, así como la más extensa. Está constituida por sedimentos jurásicos y cretácicos que cabalgan sobre los depósitos miocenos de la Unidad de Llentrisca-Rey. Entre Es Còdols y Eivissa configura un amplio sinclinorio volcado en el que los materiales del Cretácico inferior, que constituyen su núcleo, se encuentran ocultos bajo un extenso recubrimiento de sedimentos cuaternarios; este sinclinorio enlaza tanto hacia el norte como hacia el sur con anticlinorios complejos cuyos núcleos corresponden a materiales jurásicos.

2. ESTRATIGRAFÍA

Los materiales más antiguos aflorantes en la Hoja corresponden al Triásico medio, sin registro alguno de restos paleozoicos o del Triásico inferior. 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 Cretácico superior, 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 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), de las que la tercera no aflora en la Hoja. 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).

2.1. MESOZOICO

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

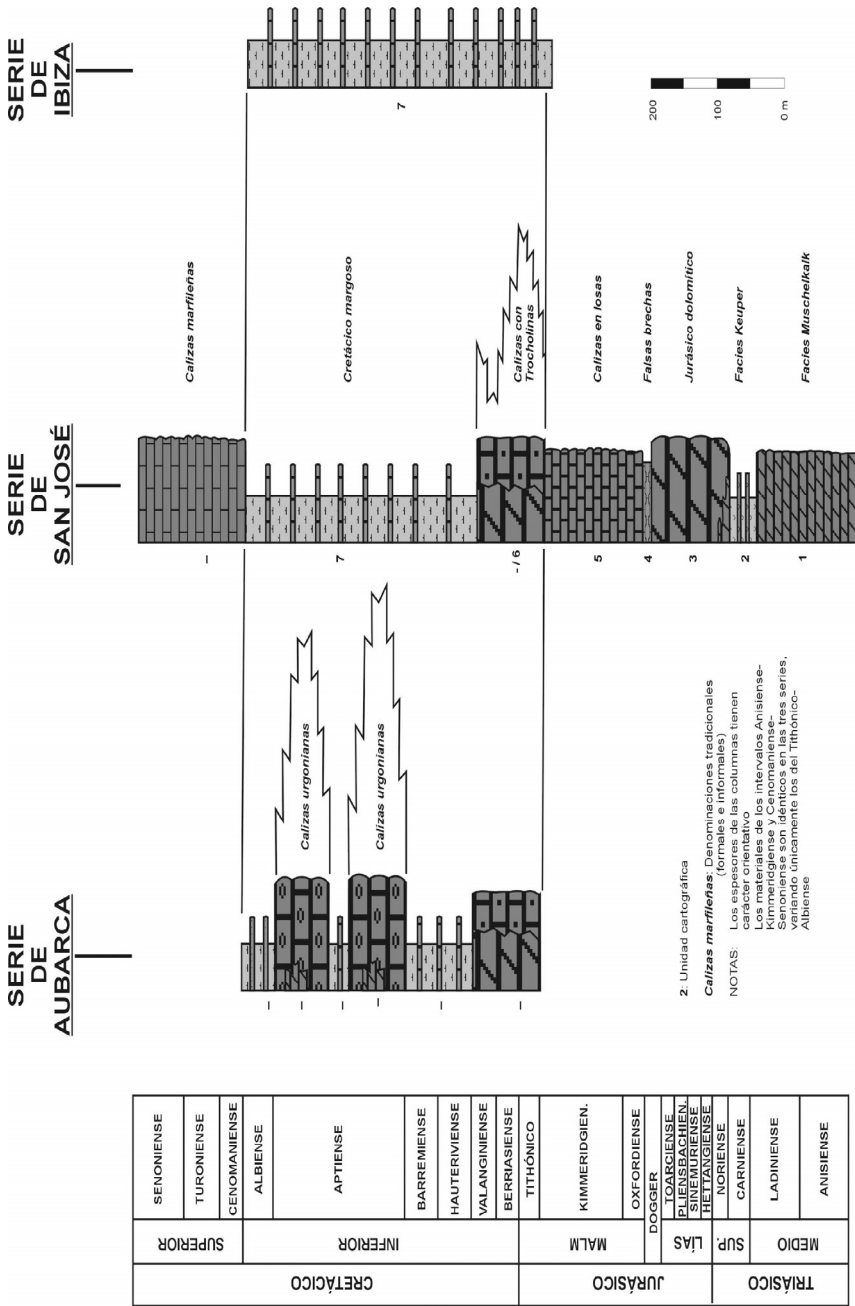


Figura 2. 1. Esquema estratigráfico del Mesozoico de la isla de Eivissa y sus unidades aflorantes de la hoja.

Presentan una serie prácticamente continua entre el Triásico medio y el Cretácico inferior, con predominio de sedimentos carbonatados de origen marino. Al igual que en el resto de la isla, se aprecia una gran homogeneidad en las facies del Triásico y Jurásico, así como ciertas variaciones que afectan al tránsito Jurásico-Cretácico inferior, lo que ha permitido definir, de SE a NO, las denominadas series de Ibiza y San José (RANGHEARD, 1969-1971). En cualquier caso, se observa una irregular distribución geográfica de los afloramientos de los materiales triásicos, jurásicos y cretácicos.

2.1.1. Triásico

Aparece escasa y deficientemente representado, exclusivamente en el ámbito de la Unidad de Llentrisca-Rey, reconociéndose dos unidades perfectamente asimilables a las tradicionales facies germánicas, con un conjunto carbonatado atribuible a la facies Muschelkalk del Triásico medio (unidad 1) sobre el que se dispone un tramo arcilloso-evaporítico correlacionable con la facies Keuper, del Triásico superior (unidad 2).

2.1.1.1. Dolomías y calizas tableadas negras (Facies Muschelkalk) (1). Anisiense-Ladiniense

Son los materiales más antiguos aflorantes en la isla, sin que sean observables ni su sustrato ni su espesor máximo. Ocasionalmente, sobre la presente unidad se disponen concordantemente las arcillas y yesos de la facies Keuper, aunque con frecuencia el acusado paleorrelieve configurado sobre las series mesozoicas hace que sean los sedimentos miocenos los que se apoyen discordantemente sobre ella. Afloran en el sector noroccidental, donde constituyen la base de la Subunidad de Forn Nou (Sant Rafel), cabalgante sobre margas miocenas (unidad 8) de la Subunidad de Roques Altes, ambas pertenecientes a la Unidad tectónica de Llentrisca-Rey.

No presenta cortes dignos de mención en el ámbito de la Hoja, si bien existen notables afloramientos en el sector nororiental de la isla, concretamente entre Pou des Lleó y Punta d'en Valls (Hoja a escala 1:25.000 de Sant Joan de Labritja, 773 I-III), así como en la isla de Tagomago.

Aparece como una monótona sucesión de dolomías tableadas negras, con calizas en menor proporción, dispuestas en niveles de 5 a 30 cm y ocasionalmente en bancos superiores a 1 m de espesor, apareciendo atravesadas por una red de venas blancas de calcita y dolomita. Al microscopio predominan los tipos micríticos, con ocasionales inclusiones de granos de cuarzo. El carácter tectónico de su muro y el erosivo de su techo hacen que su espesor visible sea muy variable, pero su valor máximo sobrepasa los 225 m.

Placunopsis teruelensis, *Ostraea* cf. *difformis*, *Mytilus eduliformis* y *Pecten* sp. Igualmente, RANGHEARD (1971) menciona la presencia de *Daonella franconica*, *D. bergeri*, *Myophoria* cf. *levigata*, *M. goldfussi*, *Placunopsis plana*, *Enantiostreon* cf. *spondyloides*, *Balatonites* sp., *Pleuromya* sp. y *Myophoriopsis* sp. Entre los microfósiles, COLOM y RANGHEARD (1966-1967) mencionan la presencia de *Nodosaria* cf. *raibliana*, *Lingulina* cf. *klebelsbergi*, *Plectofrondicularia*, *Dentalina* y escasos Ostrácodos. FOURCADE *et al.* (1982) citan la presencia de *Lukevinella simplex*, *Cypridacea* sp. y *Bairdiacypris* sp. Entre los icnofósiles

destaca la presencia de *Rhyzocorallium*, además de abundantes pistas de tendencia subhorizontal. En base al contenido paleontológico mencionado, se atribuye la unidad al Triásico medio, probablemente Ladinense, aunque para algunos autores los microfósiles encontrados indican una edad Anisiense-Ladiniense inferior.

Entre las estructuras sedimentarias, predominan las de origen biogénico, con abundante bioturbación. Las de origen inorgánico incluyen: laminaciones paralelas de bajo régimen de flujo, estructuras indicativas de corrientes tractivas, como laminación cruzada de pequeña escala, estructuras debidas a estratificación lenticular, bases canalizadas, "rills" bioclásticos y laminación cruzada planar de gran escala. También se encuentran estructuras generadas por acción del oleaje, entre ellas "ripples", laminación cruzada de tipo "hummocky" y laminación cruzada de gran escala, así como intercalaciones de tramos con laminación paralela de origen algal. En la parte superior son frecuentes la porosidad móldica de sales y los pliegues enterofléticos.

La sedimentación de los carbonatos de la facies Muschelkalk se llevó a cabo en una plataforma somera de aguas claras, con predominio de los ambientes submareales, con una tasa de subsidencia compensada por la de sedimentación, cuyo resultado es la monotonía de facies observada. La escasez de organismos señala la existencia de ambientes restringidos, siendo la bioturbación la principal manifestación de actividad biológica. Las ideas anteriores, unidas a una baja energía, sugieren la asociación de la unidad con un extenso "lagoon" de poca profundidad. Hacia la parte superior se percibe el paso a condiciones supramareales de tipo "sebkha", evidenciando condiciones de aridez con sedimentación de evaporitas bajo una delgada lámina de agua, condiciones implantadas definitivamente en el Triásico superior, en el que tuvo lugar la sedimentación de la facies Keuper.

2.1.1.2. Arcillas abigarradas y yesos (Facies Keuper) (2). Triásico superior

Al igual que en el caso de la unidad anterior, 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 se ha reconocido en un solo afloramiento, de reducida extensión y deficiente calidad, siendo posibles tan sólo las observaciones de tipo puntual.

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 (unidades 1 y 3). 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 (unidad 1), ya intuido 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 3), en tanto que el superior aparece constituido por una sucesión de calizas tableadas (unidad 5); entre ambos conjuntos se dispone, a modo de nivel guía, un delgado tramo de calizas nodulosas blancas y margas rojas (unidad 4), 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 margosos y 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 (3). Triásico superior-Lías

Sus afloramientos se concentran en la Franja Montañosa Meridional y en los Relieves Costeros Meridionales comprendidos entre Cap des Falcó (SO) e Illa Grossa (NE). Generalmente, se encuentran en relación con el núcleo de estructuras anticlinales volcadas hacia el NO. Sus asomos en las sierras interiores son deficientes 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 margosa de las unidades sobre las que cabalga (7-8) y con la marcada estratificación de las unidades suprayacentes (4-5). Se aprecia una mejor calidad en los afloramientos costeros, pudiendo describirse la unidad en función de los localizados en Illa Grossa y al pie de Puig des Molins (Eivissa).

Su base tiene carácter tectónico, consistiendo en fallas inversas y cabalgamientos sobre las margas cretácicas y miocenas. Su techo está marcado por la aparición del nivel rojo de calizas nodulosas y margas del Oxfordiense. 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 (Es Botafoç); 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 en ocasiones pueden verse afectadas por intensos procesos de alteración.

Por lo que respecta a su espesor, las condiciones de afloramiento dificultan su estimación, que en la mayoría de los casos debe considerarse como un valor mínimo al no aflorar su muro. En cualquier caso, 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 (4). 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 3) y calcáreo (unidad 5), 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.

Sus afloramientos se distribuyen por las mismas zonas que la unidad anterior (3). Los mejores puntos de observación se encuentran en Cap des Falcó, en la vertiente occidental de la Serra d'en Truntoi y en Es Botafoç. Aquí, la unidad 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 intercalación de niveles margosos (5). 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. Sus afloramientos también se distribuyen por las zonas montañosas, aunque poseen una mayor extensión que la unidad dolomítica (3).

Presentan numerosos cortes parciales de excelente calidad, entre los que se pueden destacar los de Illa Grossa, Serra d'en Truntoi, Cap des Falcó, Punta des Jondal y Dalt Vila (Eivissa), así como los de las canteras de Puig d'en Palau, Can Xomeu y Can Sergent y los de los acantilados del campo de tiro de Cap Martinet, donde puede apreciarse la peculiar respuesta que ofrecen a la compresión alpina mediante apretadísimos pliegues, frecuentemente fallados.

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 4), 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 (3). En cuanto al superior, coincide con la adquisición de un carácter eminentemente margoso de la serie, excepto en el sector occidental, donde está marcado

por la aparición de calizas fosilíferas 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 “tuberoides”. Entre los carbonatos se 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 grises a beige, a veces amarillentas, nodulosas a hojosas, 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, así como 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 (4).

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 la 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 estas plataformas espongiolíticas 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 de la plataforma de Eivissa durante el Oxfordiense, 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

Se encuentra escasamente representado, especialmente en el sector noroccidental. 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 las series estratigráficas de Ibiza, San José y Aubarca (RANGHEARD, 1969-1971), de las que sólo las dos primeras afloran en la Hoja (Fig. 2.1).

La Serie de Ibiza se caracteriza por una gran uniformidad litológica, con un conjunto eminentemente margoso (unidad 7) característico de ambientes marinos abiertos, alejados de la línea de costa. La aparición de un conjunto carbonatado correspondiente a ambientes de plataforma somera, exclusivamente durante el Titónico-Valanginiense (unidad 6), permite establecer la Serie de San José.

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 suroccidental el tránsito al dominio de las Unidades Intermedias.

2.1.3.1. Calizas tableadas y en bancos (6). Titónico-Valanginiense

A grandes rasgos, se trata de un conjunto de calizas tableadas y en bancos que a nivel insular posee cierta heterogeneidad, habiendo sufrido un proceso posterior de dolomitización, de distribución geográfica y estratigráfica irregular. Sus afloramientos se localizan en el sector occidental, destacando por su calidad el de Punta des Jondal. Por su litología, distribución de facies y edad, es equivalente de la Fm Sierra del Pozo del Prebético peninsular (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982).

Su límite inferior coincide con la desaparición del típico aspecto tableado de las calizas kimmeridgienses (unidad 5) y un brusco aumento del contenido fosilífero; además de la pérdida del carácter micrítico de la serie y la aparición de un resalte morfológico. 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.

En el sector de Es Jondal aparece como un conjunto calcarenítico ocre de 30 m de potencia, ordenado en bancos finos, en tanto que en los afloramientos localizados más al norte las calizas poseen aspecto micrítico y tonos oscuros, apareciendo atravesadas por venas blancas de calcita, que recuerdan en algunos casos a la facies Muschelkalk (unidad 1).

En detalle, se trata de 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 ocasionalmente, la de glauconita.

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. Pueden observarse pequeñas formas canalizadas de tipo "rill", puestas de manifiesto por la presencia de concentraciones bioclásticas en cuerpos con la base suavemente irregular. También aparecen estructuras de origen orgánico debidas a bioturbación.

Se organiza en secuencias estratocrecientes, mostrando un espectacular aumento en la proporción de restos de organismos, generalmente planctónicos, con respecto a la unidad precedente (5). 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-Aptiense*

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), que evoluciona lateralmente al noroeste hacia cuerpos carbonatados a nivel del Titónico-Valanginiense (Serie de San José) y Aptiense (Serie de Aubarca). Sus litofacies y su relación con otras unidades cretácicas sugieren una gran semejanza con la Fm Los Villares (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982), si bien en su sector tipo, ésta queda restringida al intervalo Valanginiense-Barremiense.

La presente unidad se apoya mediante un contacto gradual sobre las calizas tableadas kimmeridgienses (unidad 5), apareciendo sobre ella tan sólo depósitos cuaternarios. En el sector occidental, perteneciente a la Serie de San José, muestra una menor representación estratigráfica, ya que se dispone sobre las calizas valanginienses (unidad 6). Da lugar a característicos terrenos de relieves suaves y alomados, tonos amarillentos y deficiente calidad de afloramiento. Morfológicamente contrasta con las restantes unidades mesozoicas, pero por contra, su semejanza con las margas miocenas (unidad 8) complica extraordinariamente la separación de ambas, que tan sólo se hace evidente por intercalación de conglomerados y calcarenitas en los sedimentos miocenos o por la presencia de un abundante contenido fosilífero en las margas cretácicas.

Muestra buenos cortes en Cap des Falcó y Es Jondal, así como numerosos lugares de observación de carácter puntual. En detalle aparece 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 pirritizado, con tonos ocre y anaranjados. Su espesor, muy difícil de estimar, parece sobrepasar 250 m, disminuyendo hacia el noroeste por razones sedimentarias, pero sobrepasando en cualquier caso los 100 m de potencia.

El contenido fosilífero es muy abundante, destacando la alta proporción de Foraminíferos, Ammonites, Belemnites, Equinodermos, Braquiópodos y Ostrácodos (RANGHEARD, 1971; AZÉMA *et al.*, 1979). En concreto, la presencia de *Globochaete alpina*, *Stomiosphaera moluccana* y *S. missolensis*, así como una variada asociación de Calpionellas, ha permitido asignar la base de la unidad al Titónico. Por otra parte, la fauna hallada ha señalado el Aptiense para los niveles más altos conservados (RANGHEARD, 1969), pareciendo muy probable que la ausencia del Albiense, reconocido en otros puntos de la isla, sea debida a la acción de los procesos erosivos posteriores.

La estratificación nodulosa y las estructuras de bioturbación, que además son poco frecuentes, son las únicas estructuras sedimentarias destacables. 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.

2.2. Terciario

Aunque a nivel insular presenta una importante superficie de afloramiento, en la Hoja aflora exclusivamente en el sector noroccidental. Está 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 cobertera 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, en la zona, dentro del ámbito de la Unidad de Llentrisca-Rey, el sustrato está constituido por los materiales carbonatados y arcillosos 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 escamas 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 tectogenética 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 dos unidades sedimentarias miocenas en función de la litología dominante: una potente sucesión margosa (unidad 8), que constituye el conjunto mayoritario, y un conjunto de niveles calcareníticos intercalados en ella (unidad 9).

2.2.1.1. Margas (8). Burdigaliense-Langhiense

Constituyen la litología predominante en la serie miocena, localizándose sus afloramientos en el sector noroccidental, donde aparecen cabalgados por los materiales mesozoicos de la Unidad de Eivissa. Configuran terrenos de típicas morfologías suaves y alomadas de tonos

blanco-amarillentos, fácilmente confundibles con los terrenos correspondientes al conjunto margoso del Cretácico inferior (unidad 7). No existen cortes detallados de la unidad, sino tan sólo asomos puntuales que permiten establecer sus principales características.

En general, se presentan como una sucesión margosa de coloración gris, amarillenta por alteración, en la que se intercalan niveles rítmicos de calizas margosas de orden decimétrico; 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. Cuando sus dimensiones lo han permitido, los niveles calcareníticos han sido individualizados en la cartografía (unidad 9); el contacto con ellos puede ser neto o gradual.

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 cifra orientativa se puede señalar un valor cercano a 150 m.

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 glomerosa 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 Tortoniense (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. Por su relación con los niveles conglomeráticos, más abundantes en sectores próximos, su sedimentación se interpreta en un contexto de frente deltaico o prodelta.

2.2.1.2. *Calcarenitas (9). Burdigaliense-Langhiense*

Poseen una representación superficial inferior a la de la unidad precedente (unidad 8), apareciendo como intercalaciones en ella, si bien el carácter extensivo de ésta sobre el sustrato mesozoico hace que las calcarenitas puedan apoyarse sobre los carbonatos de la facies Muschelkalk. En contacto con el tramo margoso confieren al relieve un cierto resalte morfológico, no ocurriendo lo mismo cuando se encuentran en contacto con los materiales mesozoicos. No existen cortes completos de la unidad, pero pueden realizarse buenas observaciones parciales en sectores próximos (Puig d'en Racó, Puig de Cas Serres y Puig Gros). 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 ocres.

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 están 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 los niveles conglomeráticos asociados con la serie margosa. Otros niveles podrían corresponder a facies litorales o a pequeñas barras deltaicas.

2.3. CUATERNARIO

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

2.3.1. Pleistoceno

2.3.1.1. Areniscas (Playas y dunas antiguas: “marés”) (10). Pleistoceno

Los típicos depósitos de “marés” tienen una escasa representación, encontrándose su principal afloramiento en el sector de la Punta de sa Torre de ses Portes. También se han reconocido en la isla des Penjats y al norte del puerto de Eivissa, pero en este caso su observación resulta difícil debido a su desarrollo urbanístico.

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 crispus*, *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* DEFR., *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, Lamelibranquios, 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. Su espesor puede superar los 10 m.

2.3.1.2. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Conos de deyección antiguos) (11). Limos y arcillas rojas (Facies distales) (12). Pleistoceno

Constituyen el conjunto cuaternario más representativo de la Hoja. Se desarrollan en la gran superficie de Sa Plana, al oeste y suroeste de la localidad de Eivissa, descendiendo suavemente desde la vertiente meridional de la Franja Montañosa Meridional (Puig des Cònsol, Puig de Cas Damians, Serra d'en Truntoi) hasta alcanzar el mar. Son formas cónicas o en abanico, que debido a la proximidad de sus ápices, se interdentan lateralmente dando lugar a una banda continua de sedimentos, aunque en foto aérea sea reconocible cada una de las formas. Están incididos por la red fluvial y por procesos de arroyada actuales. Sus características litológicas y texturales son similares a las de los conos de deyección más recientes.

Se ha individualizado cartográficamente su zona distal por consistir en un conjunto de arcillas y limos rojos, sin apenas cantos, con una morfología absolutamente plana. Sobre ella se desarrollan las típicas salinas del sector meridional de la isla. La edad asignada a este conjunto es Pleistoceno.

2.3.1.3. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Glacis antiguos y Glacis modernos) (13, 14). Pleistoceno

Son formas de relieve muy suave, originadas al pie de las elevaciones del sector occidental y que en la mayoría de los casos sirven de enlace entre las divisorias y los fondos de los valles. Por sus características y su posición se han diferenciado dos tipos: glacis antiguos (unidad 13) y glacis modernos (unidad 14). Los primeros son los que alcanzan mayor extensión y en general están incididos por la red fluvial, apareciendo colgados; presentan una buena exposición en Sa Caleta. Por lo que respecta a los segundos, poseen menores dimensiones y el encajamiento fluvial con respecto a ellos es mínimo. Presentan una cierta 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 glacis 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 glacis, 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, sin determinar la profundidad del sustrato. La edad asignada a estas formaciones es Pleistoceno.

2.3.1.4. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Conos de deyección intermedios y Conos de deyección modernos) (15, 18). Pleistoceno-Holoceno

Se incluyen en el presente apartado los conos de deyección o conos aluviales de génesis más reciente que los conos antiguos (unidad 11) cuya presencia se restringe al ámbito de Sa Plana (de San Jorge). 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) son 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, a modo de piedemonte, tal como se aprecia al pie de la Franja Montañosa Meridional, donde se disponen sobre los conos de la unidad (11). Lateralmente están incididos en algunos sectores por la red fluvial actual.

Como formas más recientes (conos modernos, unidad 18) se han considerado los conos de pequeño tamaño y mayor pendiente procedentes de cursos menores. Su presencia también es abundante 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.

2.3.1.5. Gravas, arenas y arcillas (Terrazas) (16). Pleistoceno-Holoceno

Sólo se ha reconocido un nivel a +3-10 m del cauce actual, desarrollado en los principales cursos y siempre dentro de la zona montañosa. 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.

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) (17). 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, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Coluviones) (19). Holoceno

Son depósitos de poco espesor y representación superficial escasa. 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) (20). 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 Sa Cova Santa y des Cirer.

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. Arcillas (Fondos endorreicos) (21). Holoceno

Se ha diferenciado un único fondo, situado sobre los conos de deyección meridionales. Se trata de un conjunto de arcillas de color gris oscuro debido al drenaje deficiente, que incluyen algunos fragmentos de costra procedentes de zonas próximas. La potencia es pequeña y probablemente no supere 1 m. Se les atribuye una edad Holoceno.

2.3.2.5. Arcillas y limos con materia orgánica (Albuferas) (22). Holoceno

Se han diferenciado exclusivamente en el paraje de Ses Feixes, contiguo al mar junto a Cala Talamanca. Estos depósitos de albufera se localizan a la salida del torrente de Ses Planes, por lo que existe aporte de agua dulce. Se trata de áreas con encharcamientos temporales y con sedimentos de color oscuro debido al ambiente reductor, en las que se da una vegetación típica de zonas con drenaje deficiente. Su edad se considera Holoceno.

2.3.2.6. Arenas (Dunas) (23). (Holoceno)

Se reducen a un conjunto de pequeños cordones dispersos de carácter litoral. Se trata de arenas de tamaño de grano medio y tonos claros, que por lo general se acumulan en dunas paralelas a la línea de costa. Los mejores ejemplos se localizan en las playas de Ses Salines y des Cavallet, donde además sirven de cierre a una parte de las salinas de San Francisco de Paula. Son formas móviles y actualmente desprovistas de vegetación.

2.3.2.7. Arenas y gravas (Playas) (24). Holoceno

La presente Hoja alberga las principales playas de la isla de Eivissa, destacando por su envergadura las d'en Bossa, des Cavallet, Ses Salines y Es Còdols, de longitud superior a 1 km. Poseen forma rectilínea y están formadas por arena o por cantos, como en el caso de la última.

En los litorales abruptos son bastante peculiares debido al predominio de una costa rocosa con grandes acantilados que dificulta la generación de este tipo de formas. Sólo aparecen en calas localizadas en pequeñas bahías o en la desembocadura de torrentes y arroyos, destacando por su vistosidad Sa Caleta. Constituyen bandas estrechas con trazado semicircular y composición arenosa.

2.3.2.8. Depósitos antrópicos (25). (Holoceno)

Se han diferenciado como tales aquéllos materiales de origen antrópico que han supuesto un incremento de la superficie insular a expensas del mar, tal como ocurre en el puerto de Eivissa; corresponden a aglomerados, cementos y en general, rellenos compactados. No se han diferenciado las numerosas construcciones representadas ya en la base topográfica (carreteras, edificaciones, etc.).

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-baleares, con una clara vergencia hacia el NO (SABAT *et al.*, 1988; GELABERT *et al.*, 1992).

Como consecuencia del avance de los cabalgamientos bético-baleares, 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).

| 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 | | | | | |
| | AUBARCA | | AUBARCA | EUBARCA | EUBARCA | EUBARCA | |
| | | | | | | | EUBARCA |

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

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

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.

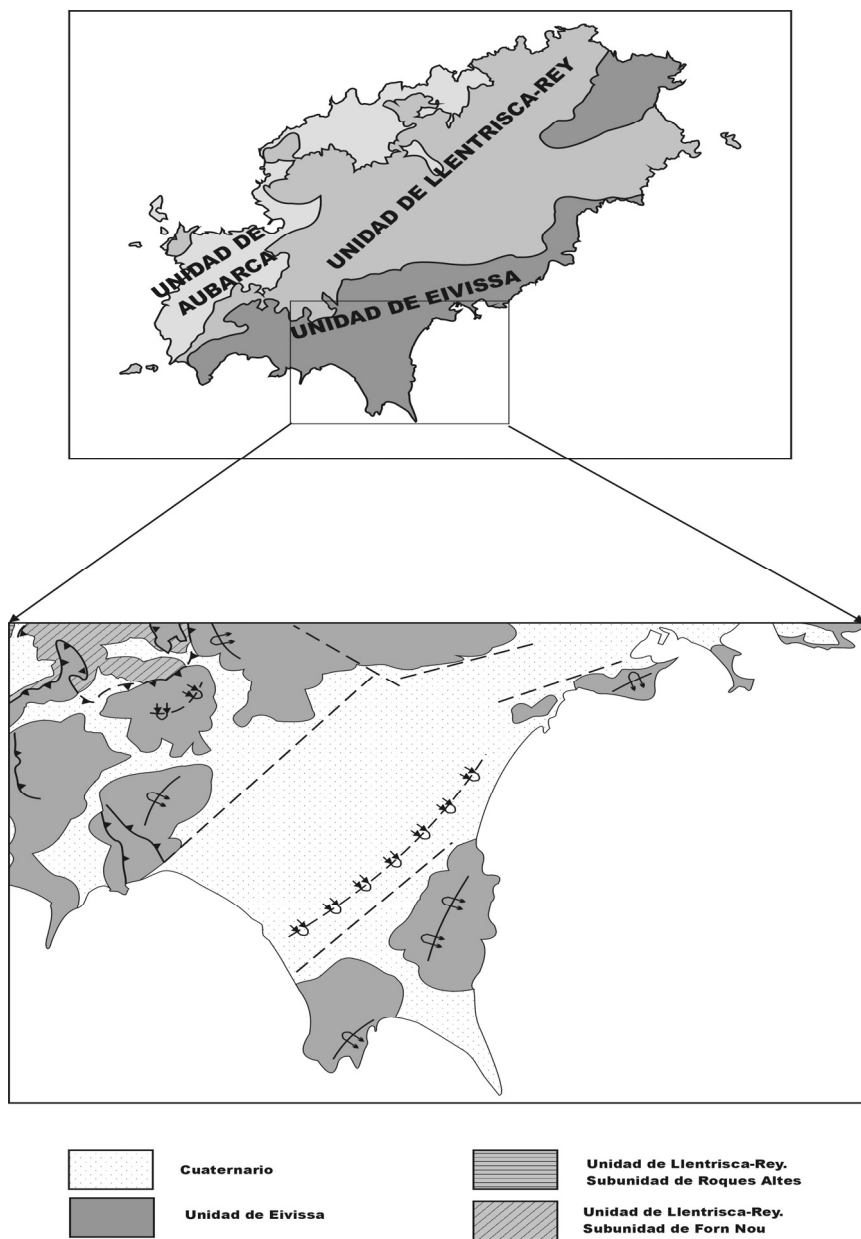


Figura 3.1. Esquema tectónico de la Hoja

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 antiformal 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 meridional de la isla de Eivissa, incluyendo parte de las unidades tectónicas de Eivissa y de Llentrisca-Rey (Fig. 3.1), representada por las subunidades de Roques Altes y Forn Nou (Sant Rafel). En 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 monoclin 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 Eivissa sobre la de Llentrisca-Rey es en general muy evidente; aunque el desplazamiento relativo deducido en la zona es próximo a 4 km, en el sector nororiental de la isla se han deducido traslaciones cercanas a 10 km, que con toda certeza no reflejan el grado de acortamiento real, a juzgar por los acusados plegamientos observables en la Unidad de Eivissa. Los relieves de Puig Gros o des Cirer, Puig de Cas Serres y Puig d'en Sunyer marcan perfectamente esta estructura, con sus materiales carbonatados jurásicos dispuestos sobre el conjunto mioceno.

Pese a su escasa representación, la Unidad de Llentrisca-Rey pone de manifiesto su complejidad, ya que pese a la dificultad para su delimitación debido a la abundancia de depósitos cuaternarios, parece deducirse la existencia de un cabalgamiento interno por el que la Subunidad de Forn Nou (Sant Rafel) se dispone sobre la de Roques Altes, localizada al oeste. Este cabalgamiento es más evidente al norte, en el ámbito de Puig de Can Coll, Serra de Portmany, Forada y Puig des Forn, dentro de la Hoja a escala 1:25.000 de Sant Rafel (798 II).

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”.

El reducido espesor de la Unidad de Llentrisca-Rey hace que su respuesta a la deformación sea aparentemente más caótica. Sin embargo, aunque en otros puntos de la región se observan estructuras de enorme complejidad, 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. Se explica así la abundancia de flancos inversos de grandes dimensiones, como los de Cap des Falcó, Corb Marí y Puig des Molins, que enlazan con los anticlinorios de la Franja Montañosa Meridional a través de un amplísimo sinclinal tumbado cuyo núcleo, constituido por margas cretácicas, se encuentra oculto bajo los depósitos cuaternarios de Sa Plana (San Jorge). La presencia de esta potente serie margosa favorece los despegues, de tal modo que es frecuente la individualización de pequeñas subunidades constituidas por rocas carbonatadas jurásicas, como las de Puig d'en Palleu o Serra de sa Cova Santa.

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

Merece la pena hacer hincapié en la compleja representación que acompaña 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. Este hecho es especialmente patente en el ámbito del macizo integrado por las sierras de d'en Palleu y d'en Trontoll, donde además las láminas parecen estar afectadas por un plegamiento secundario relacionado con una probable adaptación a la unidad infrayacente. 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. Excelentes ejemplos de estos pliegues pueden hallarse en los acantilados de Cap Martinet.

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 Puig d'en Palleu, y Serra de sa Cova Santa.

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. Entre las fallas que han podido actuar de esta manera, cabe señalar la que constituye el límite oriental de la Franja Montañosa Meridional, aunque en todo caso su desplazamiento habría sido mínimo.

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. No obstante, las más destacadas son las que limitan las cuencas cuaternarias y que coinciden con importantes contrastes morfológicos en el terreno; entre ellas destaca la que limita la llanura de Sa Plana (San Jorge).

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 FISIAGRÁFICA

La presente Hoja se localiza en el sector meridional de la isla de Eivissa. Su relieve se caracteriza por la existencia de importantes diferencias altimétricas y por las variaciones orográficas, que permiten diferenciar distintos dominios morfoestructurales (Fig. 1.1). Dichos dominios son:

Franja Montañosa Meridional

Corresponde al conjunto de sierras que con una dirección NE-SO atraviesa los sectores meridional y oriental de la isla. En dicha franja se localizan las principales elevaciones insulares y de la Hoja. Ocupa los sectores occidental y septentrional de ésta, alzándose bruscamente sobre la llanura de Sa Plana, destacando las elevaciones de Puig Gros o des Cirer (419 m), Puig de Cas Serres (367 m) y Puig d'en Sunyer (316 m). Entre los relieves discurren diversos torrentes profundamente encajados.

Llanura de Sa Plana

Constituye un espectacular piedemonte del dominio anterior, desde cuyo borde desciende suavemente hacia el sureste hasta alcanzar el nivel del mar en las playas de Es Còdols y d'en Bossa. En su sector meridional se encuentra el paraje de Ses Salines con sus tradicionales explotaciones.

Relieves Costeros Meridionales

Están constituidos por un conjunto de elevaciones montañosas discontinuas de envergadura moderada, situadas al sureste de la Llanura de Sa Plana: Puig des Jondal, Corb Marí, Illa Grossa y Dalt Vila (Eivissa).

El litoral se caracteriza por el contraste entre las extensas playas de Ses Salines, Es Cavallet, d'en Bossa y Es Còdols, y los acantilados de los relieves costeros señalados, entre los que se intercalan pequeñas calas, como Sa Caleta.

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 cursos que pese a su carácter estacional, a veces muestran importantes encajamientos, destacando los torrentes de Sa Cova Santa y des Cirer.

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.

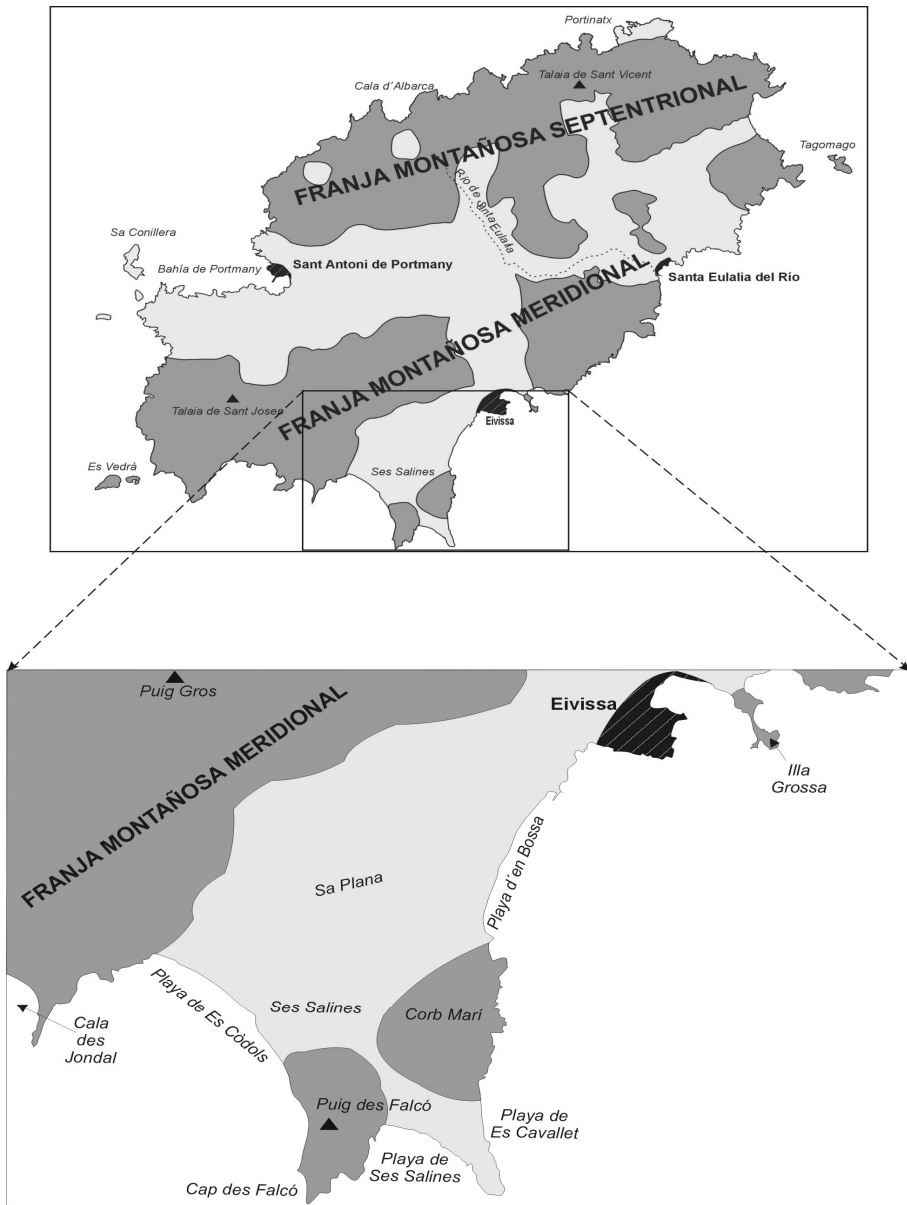


Figura 1.1. Esquema de situación y principales elementos fisiográficos de la hoja.

La red viaria ofrece una infraestructura muy completa, ya que la presencia de Eivissa y su aeropuerto ha llevado consigo la construcción de las principales carreteras de la isla. 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 a 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. Aunque una buena parte de los habitantes de la zona se encuentran diseminados en chalés y urbanizaciones, la mayor parte de la población se concentra en Eivissa.

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.

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 dos últimas, dando lugar a relieves muy diferentes.

A nivel regional, la Unidad de Llentrisca-Rey es más compleja y cabalga sobre la Unidad de Aubarca; no obstante, en la zona aflora exclusivamente en el sector noroccidental, donde su estructura es relativamente sencilla, con materiales triásicos y miocenos que configuran un relieve suave en el que predominan lomas y colinas.

La Unidad de Eivissa es la más elevada, constituyendo la mayor parte de la Hoja. Se estructura en un amplio sinclinorio volcado cuyo núcleo queda oculto bajo un extenso recubrimiento cuaternario.

Hay que hacer hincapié en el escaso desarrollo de las morfologías estructurales en toda la isla. Sólo cabe señalar la presencia de cerros cónicos dispersos, así como algunos resaltes estructurales y cuestas. 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 linearidad 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. 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.

Aunque sin entidad cartográfica, se han reconocido desprendimientos, restringidos a los acantilados y generados 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 destacan los conos aluviales, los fondos de valle y las 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 Sa Cova Santa y des Cirer.

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 tres grupos en función de su atribución temporal.

Los más antiguos son los desarrollados en la Llanura de Sa Plana y que partiendo de las sierras de Sa Murta, Grossa y Ses Fontanelles, descienden suavemente hasta alcanzar el mar. Son formas en abanico que debido a la proximidad de sus ápices se interdentan lateralmente, dando lugar a formas coalescentes. Su pendiente es muy suave y están incididos por la red fluvial actual y por los procesos de arroyada. Su zona distal ha sido cartografiada por consistir en un conjunto de arcillas y limos rojos de morfología absolutamente plana, sobre la que se desarrollan las salinas del ámbito de San Francisco.

Los dos grupos restantes poseen una distribución más amplia, repartiéndose por toda la zona. Entre ellos se diferencian principalmente porque los más antiguos de ellos, denominados intermedios, son casi siempre de mayor tamaño y menor pendiente. Al igual que en el caso de los anteriores, 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.

Otra de las formas fluviales con depósito son las terrazas, aunque su representación es bastante menor. Sólo se ha reconocido un nivel a +3-10 m del cauce, cuyos escasos afloramientos se localizan junto a los cursos principales. 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 al torrente de Sa Cova Santa.

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 glacia, 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 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 occidental debido a la 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 endorreicas

Están representadas por un único fondo, situado sobre los abanicos aluviales meridionales. Posee dimensiones de orden hectométrico.

4.3.2.5. 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”, playas actuales y albuferas. Las erosivas se limitan a diversos tipos de acantilados.

Los depósitos de “marés” tienen su mejor representación en el sector meridional, localizándose su principal afloramiento en el paraje de la Torre de Ses Portes. Debido a la erosión, actualmente no poseen una morfología definida. Se trata de restos de playas o dunas o 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 las más destacadas de la isla, como playa d'en Bossa, Ses Salines y Es Cavallet, además de pequeñas calas que se esconden entre los acantilados. Las primeras constituyen bandas alargadas y estrechas, en tanto que las segundas presentan una planta casi semicircular. Pueden estar formadas tanto por arenas como por cantos.

La albufera diferenciada se localiza en Eivissa. Es una zona contigua al mar, a la que llegan algunos cauces que aportan agua dulce. Se trata de áreas con encharcamientos temporales y con sedimentos de color oscuro debido al ambiente reductor, colonizadas por una vegetación típica de zonas con drenaje deficiente.

Por lo que se refiere a las formas erosivas, la máxima representación la tienen los acantilados, de tamaño muy variable. En las paredes de los mayores acantilados 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.

4.3.2.6. Formas eólicas

Se reducen a un conjunto de pequeños cordones de dunas de carácter litoral que se distribuyen de forma dispersa a lo largo de la costa meridional. Se trata de un conjunto de arenas de tamaño medio y siempre de tonos claros, que por lo general se disponen paralelas a la línea de costa. Los mejores ejemplos se encuentran en las playas de Ses Salines y Es Cavallet. En ambos casos sirven de cierre a las salinas de San Francisco. Son formas móviles y actualmente desprovistas de vegetación.

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 tres clases de conos: antiguos, 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 diagénético. 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 conos antiguos poseen una amplia zona distal constituida por arcillas y limos rojos sobre los que se instalan las salinas de San Francisco. Debido a la gran diferencia existente entre los sedimentos de las zonas apical y distal, los de ésta han sido diferenciados en la cartografía.

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 ocre 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.

Las formaciones superficiales de origen endorreico se concretan en un solo ejemplo, situado sobre los grandes conos de deyección antiguos. Se trata de un conjunto de limos y arcillas de color gris oscuro debido al drenaje deficiente, que incluye algunos fragmentos de costra procedentes de zonas próximas. Su potencia parece ser pequeña y probablemente no supere 1 m. Se les atribuye una edad Holoceno.

Otras 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. speudotrochus* CUSHM., *Sphaerogypsina globula* (REUSS), *Aceroulina adherens* (SCHUTZE), *Guttulina* sp., *Amphisorus hemprichii* (EHRENB.), *Ophtalmidium glomeratum* 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. No obstante, también existen algunas buenas representaciones de playas de cantos, como la de Es Còdols. Su color es blanco-amarillento o blanco-rosado. Se incluyen en el Holoceno.

También son destacables los depósitos de albufera, constituidos por limos y arcillas grises con un alto contenido en materia orgánica. Pertenecen al Holoceno.

Por lo que respecta a las formaciones superficiales de carácter eólico, están representadas por las dunas de las playas de Ses Salines y Es Cavallet. 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 10 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 glaciares 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 poljes, 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 (unidad 1) 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 2), 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 3), 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 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 4). 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 5), 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, unidad 7), de las de San José y Aubarca (dominio carbonatado, unidad 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, 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.

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.

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, que evolucionarían a ambientes de prodelta caracterizados por acumulaciones margosas (unidad 8). La presencia de niveles calcareníticos (unidad 9) 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 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 Tortonense, 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 glaciés 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 Sant Rafel y Eivissa.

El límite entre ambas Zonas tiene un fuerte componente estructural, pues el cabalgamiento de la Unidad de Eivissa ha dispuesto los acuíferos carbonatados mesozoicos sobre tramos de baja permeabilidad de la Unidad de Llentrisca-Rey, generalmente margas miocenas, que los aíslan hidráulicamente.

– Zona de Sant Rafel

Se localiza en el sector noroccidental. Hacia el norte limita con la Zona de Santa Agnès-Sant Miquel, delimitada por la aparición de una serie de acuíferos mesozoicos, mayoritariamente jurásicos, en tanto que el límite con la Zona de Eivissa, localizada al sureste, está definido por el cabalgamiento de la Unidad tectónica de Eivissa; por otra parte, las Zonas de Cala Vadella y Sant Antoni marcan su límite occidental.

Está integrada por un conjunto de sedimentos margosos de amplia representación superficial que intercalan lentejones de niveles conglomeráticos y areniscosos cementados, de naturaleza calcárea; entre ellos aparecen diversos afloramientos carbonatados en facies Muschelkalk que constituyen su sustrato. El conjunto margoso conforma la base impermeable de la Zona de Eivissa, confinando a su vez los acuíferos calcáreos de la Zona de Sant Miquel. Los carbonatos de la facies Muschelkalk, que constituyen el acuífero principal de la Zona, se disponen sobre un sustrato de baja permeabilidad correspondiente a margas miocenas y cretácicas de diversas Zonas.

Los niveles detríticos intercalados en las margas poseen una porosidad intergranular que depende del grado de cementación; así, cuando los procesos diagenéticos han actuado con intensidad, se comportan como un auténtico acuífero calcáreo, con karstificación y fisuración. El conjunto constituye un acuífero multicapa cuyo régimen de funcionamiento es de confinamiento-semiconfinamiento-libre, en función de su posición en la masa margosa; ésta posee carácter semipermeable, actuando como un acuitardo a través del cual se recargan los niveles acuíferos más profundos por goteo. El espesor varía ostensiblemente, tanto para el conjunto terciario como para los niveles acuíferos incluidos en él, con valores máximos de 250 m y 150 m, respectivamente.

Los carbonatos de la facies Muschelkalk infrayacente poseen una permeabilidad alta por fisuración y karstificación, presentándose como un acuífero confinado, excepto en sus reducidas áreas de afloramiento, donde poseen carácter libre. Su espesor, no determinable al no aflorar el muro, probablemente supere los 200 m.

Se ha diferenciado un acuífero cuaternario caracterizado por su porosidad intergranular, cuya permeabilidad varía en función del contenido arcillo-limoso; su espesor, muy variable, resulta inferior al de los restantes acuíferos, pudiendo alcanzar en cualquier caso, valores superiores a 20 m. Posee carácter libre.

Los niveles acuíferos se recargan esencialmente por el agua de lluvia, produciéndose una aportación adicional de los niveles detríticos terciarios a los carbonatados cuando se encuentran en contacto, o por goteo a través de los tramos margosos. Igualmente, el acuífero cuaternario puede incrementar la recarga de los anteriores, al igual que el acuífero cuaternario de la Zona de Sant Antoni. Es preciso señalar la posibilidad de que la recarga pueda incrementarse notablemente mediante el trasvase subterráneo de los acuíferos mesozoicos de la Zona de Eivissa, especialmente en aquellas zonas en que el tramo dolomítico liásico de ésta se encuentre en contacto con los carbonatos triásicos de la presente Zona.

En cuanto a la descarga, existen aportaciones a diversos acuíferos cuaternarios y a las Zonas de Santa Agnès-Sant Miquel y Cala Vadella, sin olvidar las extracciones encaminadas a resolver demandas agrícolas o de abastecimiento.

Los valores de transmisividad de los niveles carbonatados triásicos son elevados, disminuyendo en los niveles terciarios y cuaternarios.

– Zona de Eivissa

Ocupa la mayor parte de la Hoja. Su límite septentrional coincide con el cabalgamiento de la Unidad tectónica de Eivissa sobre la de Llentrisca-Rey, en tanto que el meridional está marcado por la línea de costa. Al noroeste limita con los depósitos miocenos de la zona de Cala Vadella y al norte, con los de la Zona de Sant Rafel. En la zona está constituida por dos acuíferos principales, en los que se observan sensibles diferencias: acuífero carbonatado jurásico 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, constituyendo una lámina que se sumerge bajo los depósitos cretácicos y cuaternarios de Sa Plana (San Jorge), reapareciendo invertida en los relieves de Cap des Falcó y Dalt Vila (Eivissa), configurando en conjunto un amplio y apretado sinclinal. 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 puede alcanzar los 300 m.

En cuanto al acuífero cuaternario, posee una gran 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 su afloramiento principal 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. Mas difícil resulta establecer las posibles descargas, pues a esta 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, pareciendo mucho más probable esta última. Mención aparte merecen las extracciones efectuadas a través de pozos, especialmente intensas en las zonas turísticas localizadas en el ámbito de la localidad de Eivissa, extracciones 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 rápidamente a cloruradas en las áreas costeras; por su parte, las de los acuíferos cuaternarios son cloruradas y bicarbonatadas-cloruradas.

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 (14), prácticamente la mitad corresponden a calizas (6) empleadas como árido de machaqueo, siguiendo por su cantidad las ubicadas en areniscas (3) utilizadas como piedra de construcción, margas (3) aprovechadas como productos cerámicos y arenas (2) empleadas como árido natural. Tan sólo se han encontrado evidencias de actividad en tres de ellas, correspondientes a calizas, de medianas a grandes dimensiones; entre las restantes se observan importantes variaciones en cuanto a su envergadura, con algunos indicios de actividad puntual encaminada a la resolución de problemas locales (cuadro 6.1).

| Número (*) | Coordenadas | | Sustancia | Término municipal | Provincia | Estado de actividad | Magnitud | Usos |
|------------|-------------|-----------|-----------|-------------------|-----------|---------------------|----------|------------------------|
| | X | Y | | | | | | |
| 1 | 354.700 | 4.307.600 | Arenas | Sant Josep | Baleares | Inactiva | Pequeña | Árido natural |
| 2 | 354.950 | 4.306.175 | Margas | Sant Josep | Baleares | Inactiva | Pequeña | Bacheado de caminos |
| 3(59) | 355.400 | 4.305.700 | Margas | Sant Josep | Baleares | Inactiva | Pequeña | Cerámica |
| 4 | 356.050 | 4.305.850 | Arenas | Sant Josep | Baleares | Inactiva | Pequeña | Árido natural |
| 5(58) | 356.900 | 4.305.250 | Calizas | Sant Josep | Baleares | Intermitente | Mediana | Árido de machaqueo |
| 6 | 357.000 | 4.305.300 | Calizas | Sant Josep | Baleares | Activa | Grande | Árido de machaqueo |
| 7 | 357.950 | 4.307.500 | Margas | Sant Josep | Baleares | Inactiva | Pequeña | Cerámica |
| 8(61) | 358.600 | 4.307.350 | Calizas | Sant Josep | Baleares | Inactiva | Mediana | Árido de machaqueo |
| 9(60) | 359.650 | 4.308.800 | Calizas | Sant Josep | Baleares | Activa | Grande | Árido de machaqueo |
| 10 | 361.500 | 4.308.300 | Calizas | Sant Josep | Baleares | Inactiva | Pequeña | Árido de machaqueo |
| 11(66) | 364.000 | 4.307.500 | Calizas | Eivissa | Baleares | Inactiva | Mediana | Árido de machaqueo |
| 12 | 361.500 | 4.299.700 | Areniscas | Sant Josep | Baleares | Inactiva | Pequeña | Piedra de construcción |
| 13 | 361.600 | 4.299.600 | Areniscas | Sant Josep | Baleares | Inactiva | Pequeña | Piedra de construcción |
| 14 | 361.700 | 4.299.500 | Areniscas | Sant Josep | Baleares | Inactiva | Pequeña | Piedra de construcción |

Cuadro 6.1. Resumen de indicios de rocas industriales

– Calizas

Se trata de la sustancia de mayor producción, incluyendo las calizas y dolomías jurásicas, si bien todas las explotaciones activas aprovechan los niveles de calizas kimmeridgienses.

Se concentran principalmente en los relieves de la Franja Montañosa Meridional. Las activas hoy día se localizan bajo el radio de influencia de Eivissa, produciendo un fuerte impacto paisajístico.

Aunque se aplican fundamentalmente como árido de machaqueo, en épocas pasadas fueron abundantemente utilizadas en la construcción, tal como se deduce de su abundancia en bordillos y bloques de diversas localidades, e incluso con carácter ornamental.

– 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, que se localizan en el entorno de Torre de Ses Portes.

– Margas

Sus manifestaciones corresponden a pequeñas canteras abandonadas, abiertas sobre afloramientos del Cretácico inferior. Pese a su baja calidad, su mezcla con otros productos arcillosos para rebajar el contenido en carbonatos, permitió su empleo en ladrillería. En otros casos, la realización de extracciones ha tenido por objeto extender el material como impermeabilizante o para reparación del bacheado de caminos.

– Arenas

La gran abundancia de depósitos arenosos cuaternarios y su facilidad de extracción con respecto a otras sustancias de aplicación similar, han favorecido la apertura de este tipo de explotaciones desde épocas remotas, pese a que son escasas dentro de los límites de la Hoja.

Su aplicación como árido natural en diversas obras de infraestructura hace que su aprovechamiento esté condicionado al desarrollo de ellas. Son de pequeñas dimensiones y pese a su abandono son objeto de aprovechamientos ocasionales que ofrecen solución a problemas puntuales.

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.

| Área | Zona | Unidad Cartográfica | Litología | Estructura | Hidrogeología | Características Geotécnicas |
|------|------------------|----------------------------|---|--|------------------------------|--|
| III | III ₆ | 25 | Relleno, bloques, hormigón y escollera de piedra | | | Q: Elevada |
| | | | | | | R: Dinámica litoral, inundaciones eventuales |
| | III ₅ | 10 | Areniscas finas bien seleccionadas. Gravas | Playas y dunas compactadas | P: Permeables | RP: No ripables |
| | | | | | A: Superficiales | Q: Elevada |
| | | | | | D: Infiltración | R: Desprendimientos en zonas escarpadas |
| | III ₄ | 23, 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 y encharcamiento con carácter permanente |
| | III ₃ | 12, 21, 22 | Limos y arcillas con materia orgánica | Subhorizontal. Baja compactación | P: Impermeables | RP: Ripables |
| | | | | | A: No presenta | Q: Baja |
| | | | | | D: Superficial | R: Asientos diferenciales |
| | III ₂ | 11, 13, 14, 15, 17, 18, 19 | 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 |
| | III ₁ | 16, 20 | 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 ₂ | 9 | Calcarenititas 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 ₁ | 8 | 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 |
| I | II 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 |
| | II ₂ | 2 | 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 | 1, 3, 4, 5, 6 | 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 |

P: Permeabilidad
Q: Capacidad de carga

RP: Ripabilidad
D: Drenaje

A: Acuíferos
R: Riegos

Cuadro 6.2. Características geotécnicas de los materiales aflorantes.

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 Triásico (facies Muschelkalk), Jurásico y Cretácico (unidades 1, 3, 4, 5 y 6).
- Zona I₂. Corresponde a arcillas abigarradas y yesos en facies Keuper (unidad 2).
- Zona I₃. Engloba los materiales margosos del Cretácico inferior, que presentan intercalaciones rítmicas de calizas margosas (unidad 7).

ÁREA II

- Zona II₁. Incluye margas miocenas con algunas intercalaciones de calizas arcillosas y niveles conglomeráticos (unidad 8).
- Zona II₂. Está constituida por un conjunto de calcarenitas lajosas de color ocre con niveles de conglomerados intercalados (unidad 9).

ÁREA III

- Zona III₁. Engloba todos los depósitos relacionados con la red fluvial, como fondos de valle y terrazas (unidades 16 y 20).
- Zona III₂. 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 11, 13, 14, 15, 17, 18 y 19).
- Zona III₃. Engloba depósitos eminentemente arcillosos correspondientes a albuferas, facies distales de conos de deyección y fondos endorreicos (unidades 12, 21 y 22).
- Zona III₄. Se incluyen en este apartado los depósitos de playa y de origen eólico actuales (unidades 23 y 24).

- Zona III₆. Está compuesta por arenas de playas y dunas antiguas, fuertemente cementadas (unidad 10).
- Zona III₆. Engloba depósitos antrópicos exclusivamente (unidad 25).

6.3.2. Estudio de las Áreas y Zonas

6.3.2.1. Área I

Zona I₁

Abarca todas las unidades carbonatadas mesozoicas: dolomías y calizas del Muschelkalk, dolomías del Lías, margas rojas y calizas nodulosas del Oxfordiense, calizas tableadas del Kimmeridgiense y carbonatos del Titónico-Valangiense.

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 Titónico-Aptiense.

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

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 II₂

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 asentamientos diferenciales, baja compactación y presencia de un nivel freático alto que puede dar lugar a problemas de agotamiento en zanjas y excavaciones.

Zona III₃

En ella se engloban depósitos de albuferas, facies distales de conos de deyección y fondos endorreicos, de naturaleza limo-arcillosa, que en ocasiones pueden presentar una alta concentración de materia orgánica, como en el caso de las albuferas.

Su grado de permeabilidad es bajo. Son perfectamente excavables y poseen una capacidad de carga baja. Sus principales riesgos geotécnicos están en relación con la posibilidad de asentamientos diferenciales en cimentaciones superficiales y de encharcamientos, en algunos casos con carácter permanente.

Zona III₄

En ella se engloban depósitos de playas y dunas, localizados a lo largo de la costa 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 III₅

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 III₄ 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 asentamientos y admiten taludes fuertes. Los riesgos geotécnicos más importantes están en relación con la posibilidad de desprendimientos en zonas escarpadas a favor de planos de fracturación.

Zona III₆

Está definida por un conjunto de depósitos antrópicos de naturaleza litológica variada condicionados por el hombre para ser asiento de edificaciones, construcciones viarias e instalaciones portuarias. Se localizan en el paseo marítimo y las áreas portuarias de Eivissa.

Por su propia naturaleza, carece de relevancia cualquier consideración sobre permeabilidad, drenaje y ripabilidad. Presentan una capacidad portante alta, sin posibilidad de asentos. Los riesgos geotécnicos más importantes son inherentes a la propia dinámica litoral y a la posibilidad de inundaciones.

7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO (PIG)

Se han inventariado y catalogado seis Puntos o Lugares de Interés Geológico: Pliegues de Cap Martinet; Calizas con esponjas de Illa Grossa-Faro des Botafoc; Playa y dunas de Es Cavallet; Ses Salines-Puig Falcó (Pont de Baix); Playa de Sa Trinxà o Migjorn (Ses Salines) y Serie mesozoica de Cala des Jondal. De ellos, se han seleccionado y desarrollado los cuatro 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 mayor incidencia de aspectos geomorfológicos (50%), tanto en lo que concierne a depósitos como a formaciones superficiales, que de aspectos estratigráficos (33,30%) y estructurales (16,70%).

| <u>Puntos de Interés Geológico</u> | <u>Interés principal</u> |
|--|--------------------------|
| Pliegues de Cap Martinet | Estructural |
| Calizas con esponjas de Illa Grossa-Faro des Botafoc | Estratigráfico |
| Playa y dunas de Es Cavallet | Geomorfológico |
| Ses Salines-Puig Falcó (Pont de Baix) | Geomorfológico |
| Playa de Sa Trinxà o Migjorn (Ses Salines) | Geomorfológico |
| Serie mesozoica de Cala Jondal | Estratigráfico |

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 Cap Martinet-Cala des Jondal; 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 Cap Martinet como punto de partida del recorrido no obedece exclusivamente a aspectos logísticos, sino que 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.

Los acantilados del área de Cap Martinet (Campo de tiro) ponen de manifiesto el espectacular estilo de plegamiento que afecta a la ritmita calcárea kimmeridgiense (unidad 5), apreciándose típicos pliegues en chevron, con las charnelas falladas. La serie jurásica se encuentra espectacularmente truncada por depósitos cuaternarios correspondientes a glaciais.

Cercana a este punto se localiza la serie jurásica de Illa Grossa-Faro des Botafoc, en la que se reconocen perfectamente las tres unidades características del Jurásico de la isla de Eivissa; de muro a techo son: dolomías liásicas de aspecto masivo (unidad 3), margas rojas y calizas nodulosas oxfordienses (unidad 4) y calizas tableadas con abundantes esponjas en la base, del Oxfordiense-Kimmeridgiense (unidad 5). Complementando estas observaciones estratigráficas se puede apreciar una panorámica de la bahía en la que se asienta el puerto de Eivissa.

A lo largo del desplazamiento hasta la playa de Es Cavallet se aprecia el contraste morfológico entre Sa Plana, configurada por un extenso sistema de conos de deyección cuaternarios, y los relieves de la Franja Montañosa Meridional donde se originan; sobre las facies distales se localizan las salinas, típico elemento fisiográfico del sector meridional insular. La playa se caracteriza por el excelente desarrollo dunar existente a su espalda y que constituye una barrera entre el Mar Mediterráneo y las áreas encharcadas de las salinas.

La playa de Ses Salines (Migjorn), situada a poniente de la anterior, posee un cordón de dunas recientes más espectaculares aún, con formas que superan la decena de metros de altura. Desde diversos puntos se aprecia al sur la isla de Formentera, aparentando estar prácticamente unida a la de Eivissa a través de un cordón litoral que actualmente es en su mayor parte un conjunto de islas e islotes.

Bordeando el macizo del Falcó por el interior se accede al espectacular Pont de Baix, localizado al pie del Puig Falcó, donde el cordón de cantos de la playa de Es Còdols separa nuevamente los estanques de Ses Salines del mar. Al pie del macizo existen pequeños cortes de depósitos cuaternarios que reflejan una variada sucesión. En el acantilado, de difícil acceso, se aprecia un nuevo corte de la ritmita calcárea kimmeridgiense (unidad 5) dispuesta en serie invertida sobre un conjunto eminentemente margoso atribuido al Titónico-Cretácico inferior (unidad 7), en una sucesión que caracteriza a la Serie de Eivissa.

El punto final del itinerario, Cala des Jondal, pone de manifiesto la aparición de la Serie de San José hacia el noroeste, caracterizada por la presencia de un tramo carbonatado a nivel del Titónico-Valanginiense (unidad 6) y por tanto situado entre las ritmtas calcárea kimmeridgiense y margo-calcárea cretácica, del acantilado del Puig Falcó.

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 microfácies 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 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 Jurasique 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.

ISBN 847840686-7

