



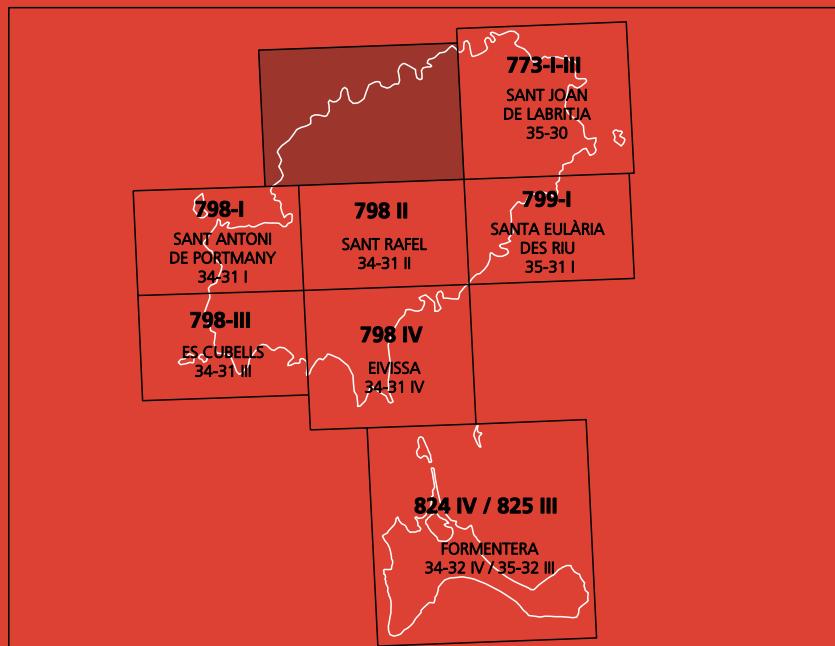
Instituto Geológico
y Minero de España

772-II-III-IV
34-30

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 25.000

Segunda serie - Primera edición



IBIZA Y FORMENTERA (ISLAS BALEARES)

SANT MIQUEL DE BALASANT

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

SANT MIQUEL DE
BALANSAT

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: 978-84-7840-797-2
Depósito legal: M-27687-2009

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

Las presentes Hoja y Memoria (Sant Miquel de Balansat – 772 II-III-IV) han sido realizadas por Informes y Proyectos, S.A. (INYPSA), dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Autores

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

Estudios de muestras

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

Dirección y supervisión

- P. Ruiz Reig (IGME)

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

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

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

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. ANTECEDENTES	11
1.3. MARCO GEOLÓGICO.....	12
1.3.1. Marco regional.....	12
1.3.2. Evolución geodinámica.....	13
1.3.3. Estructura de la Hoja	14
2. ESTRATIGRAFÍA	15
2.1. MESOZOICO	17
2.1.1. Triásico	17
2.1.1.1. Dolomías y calizas tableadas negras (Facies Muschelkalk) (2). Anisiense-Ladiniense	17
2.1.1.2. Arcillas abigarradas y yesos (Facies Keuper) (3). Triásico superior	19
2.1.2. Jurásico	19
2.1.2.1. Dolomías y calizas dolomíticas tableadas (4). Triásico superior....	20
2.1.2.2. Dolomías masivas y en bancos (5). Triásico superior-Lías	20
2.1.2.3. Calizas nodulosas y margas rojas (6). Oxfordiense	22
2.1.2.4. Calizas tableadas con intercalación de niveles margosos (7). Oxfordiense-Kimmeridgiense	23
2.1.3. Cretácico	25
2.1.3.1. Dolomías masivas (8). Calizas tableadas y en bancos (9). Titónico-Valanginiense	26
2.1.3.2. Margas con intercalaciones rítmicas de calizas margosas (10). Hauteriviense-Albiense	28
2.1.3.3. Calizas fosilíferas (11). Dolomías blancas (12). Aptiense	30
2.2. TERCIARIO	32
2.2.1. Mioceno inferior-medio.....	32
2.2.1.1. Rocas subvolcánicas terciarias (1). Mioceno superior-Plioceno	33

2.2.1.2. Conglomerados (13). Burdigaliense-Langhiense	33
2.2.1.3. Margas (14). Burdigaliense-Langhiense	34
2.2.1.4. Calcarenitas (15). Burdigaliense-Langhiense.....	35
2.2.1.5. Arcillas, yesos y bloques (16). Burdigaliense-Langhiense	36
2.2.2. Mioceno superior	37
2.2.2.1. Calizas blancas (17). Tortoniense-Messiniense.....	37
2.3. CUATERNARIO	38
2.3.1. Pleistoceno	38
2.3.1.1. Areniscas (Playas y dunas antiguas: "marés") (18). Pleistoceno....	38
2.3.1.2. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Glacis antiguo y Glacis moderno) (19, 22). Pleistoceno.....	39
2.3.1.3. Arcillas de calcificación (Fondo de dolina y poljé) (20). Pleistoceno-Holoceno	39
2.3.1.4. Gravas, arcillas y arenas (Cono de deyección intermedio y Cono de deyección reciente) (21, 24). Pleistoceno-Holoceno.	40
2.3.1.5. Gravas, arenas y arcillas (Terrazas) (23). Pleistoceno-Holoceno.....	41
2.3.2. Holoceno.....	41
2.3.2.1. Arcillas, arenas y gravas (Aluvial-coluvial) (25). Holoceno.....	41
2.3.2.2. Gravas, bloques y arcillas con encostramientos carbonatados a techo (Coluvión) (26). Holoceno.....	41
2.3.2.3. Gravas, arenas y arcillas (Fondo de valle) (27). Holoceno	42
2.3.2.4. Arenas y cantos (Playa) (28). Holoceno	42
2.3.2.5. Arcillas y limos con materia orgánica (Fondo endorreico) (29). Holoceno.....	42
2.3.2.6. Arenas (Arenas eólicas) (30). Holoceno	42
3. TECTÓNICA	43
3.1. ASPECTOS GEODINÁMICOS	43
3.1.1. Marco estructural	43
3.1.2. Evolución geodinámica	43
3.2. ESTRUCTURA DE LA ISLA DE EIVISSA	45
3.2.1. Aspectos generales.....	45
3.2.2. Etapas de deformación	46
3.2.2.1. La extensión mesozoica	46
3.2.2.2. La compresión terciaria.....	46
3.2.2.3. La distensión del Mioceno superior-Cuaternario.....	49
3.3. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA DE LA HOJA	49
3.3.1. Cabalgamientos	49
3.3.2. Pliegues.....	51

3.3.3. Fallas inversas.....	52
3.3.4. Fallas de transferencia y fallas normales	52
3.3.5. Esquistosidad	53
4. GEOMORFOLOGÍA	54
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA.....	54
4.2. ANTECEDENTES	55
4.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO	56
4.3.1. Estudio Morfoestructural.....	56
4.3.2. Estudio del modelado.....	56
4.3.2.1. Formas de ladera	57
4.3.2.2. Formas fluviales	57
4.3.2.3. Formas poligénicas	58
4.3.2.4. Formas endorreicas.....	58
4.3.2.5. Formas litorales.....	58
4.3.2.6. Formas kársticas	59
4.3.2.7. Formas eólicas	60
4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES	60
4.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA.....	63
5. HISTORIA GEOLÓGICA	65
5.1. ETAPA SEDIMENTARIA.....	65
5.2. TECTOGÉNESIS ALPINA.....	68
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	70
6.1. HIDROGEOLOGÍA	70
6.1.1. Climatología e Hidrología.....	70
6.1.1.1. Climatología	70
6.1.1.2. Hidrología.....	70
6.1.2. Descripción hidrogeológica.....	70
6.1.2.1. Principales acuíferos.....	70
6.1.2.2. Zonas hidrogeológicas	71
6.2. RECURSOS MINERALES	74
6.2.1. Rocas industriales.....	74
6.3. GEOTECNIA	76
6.3.1. Síntesis geotécnica	76
6.3.1.1. Criterios de división	76
6.3.1.2. División en Áreas y Zonas Geotécnicas	77
6.3.2. Estudio de las Áreas y Zonas.....	79

6.3.2.1. Área I.....	79
6.3.2.2. Área II.....	79
6.3.2.3. Área III	80
6.3.2.4. Área IV	81
7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO (PIG).....	84
7.1. TESTIFICACIÓN DE LA METODOLOGÍA	84
7.2. ITINERARIO RECOMENDADO	85
8. BIBLIOGRAFÍA	87

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja a escala 1:25.000 de Sant Miquel de Balansat (772 II-III-IV) se localiza en el sector septentrional de la isla de Eivissa (Fig. 1.1).

Dentro del contexto insular, su relieve se define a grandes rasgos por su carácter montañoso, observándose una clara y progresiva disminución altimétrica hacia el sureste. Este carácter montañoso tiene como consecuencia un abrupto litoral, con espectaculares acantilados esporádicamente interrumpidos por pequeñas calas, en general de difícil acceso. Pese a la elevada altitud media, en el interior predominan las formas suaves, con escasos desniveles dignos de mención, provocados principalmente por el encajamiento de torrentes y arroyos.

Fisiográficamente, es posible distinguir en la Hoja una serie de dominios característicos de la isla, destacando por su extensión el correspondiente a las elevaciones de la Franja Montañosa Septentrional, dominio integrado por una serie de sierras y montes orientados irregularmente. En él se encuentran las máximas altitudes, Camp Vell (401 m) y Puig d'en Joan Andreu (391 m), cuya situación frente al litoral da idea de la envergadura de los acantilados, que entre Punta de sa Creu y Cap Negret superan con frecuencia los 200 m de desnivel. En el seno de este dominio es preciso constatar la existencia de dos depresiones subcirculares de notable extensión, situadas junto a las localidades de Santa Agnès (Pla de Corona) y Sant Mateu (Plana d'Albarca).

Hacia el sur, la Franja Montañosa Septentrional pasa a dominios sensiblemente diferentes, de altitudes notablemente inferiores. El Valle del Río de Santa Eulalia interrumpe parcialmente el dominio anterior, configurando una franja deprimida de dirección submeridiana en la que tan sólo destacan diversas elevaciones alomadas que en ningún caso alcanzan los 200 m de altitud. Completando el esquema fisiográfico, en el sector suroccidental aparece mínimamente representado el Dominio de la Bahía de Portmany, caracterizado por un relieve suave, en el que se observa un progresivo descenso altimétrico hacia el litoral.

La red hidrográfica posee escasa entidad, en consonancia con la baja pluviometría de la región, estando restringida a una serie de cursos de carácter estacional, de entre los que destacan el río de Santa Eulalia, el torrente de Buscatell y el arroyo des Port. La localización de una divisoria de aguas próxima al litoral implica dos tipos de cursos: por una parte, aquellos que vierten sus aguas en la costa noroccidental, caracterizados por sus fuertes encajamientos producidos al vencer importantes desniveles en cortos trayectos; por otra, los que desembocan en el litoral suroriental, caracterizados por valles anchos y cauces poco encajados, debido a su menor pendiente.

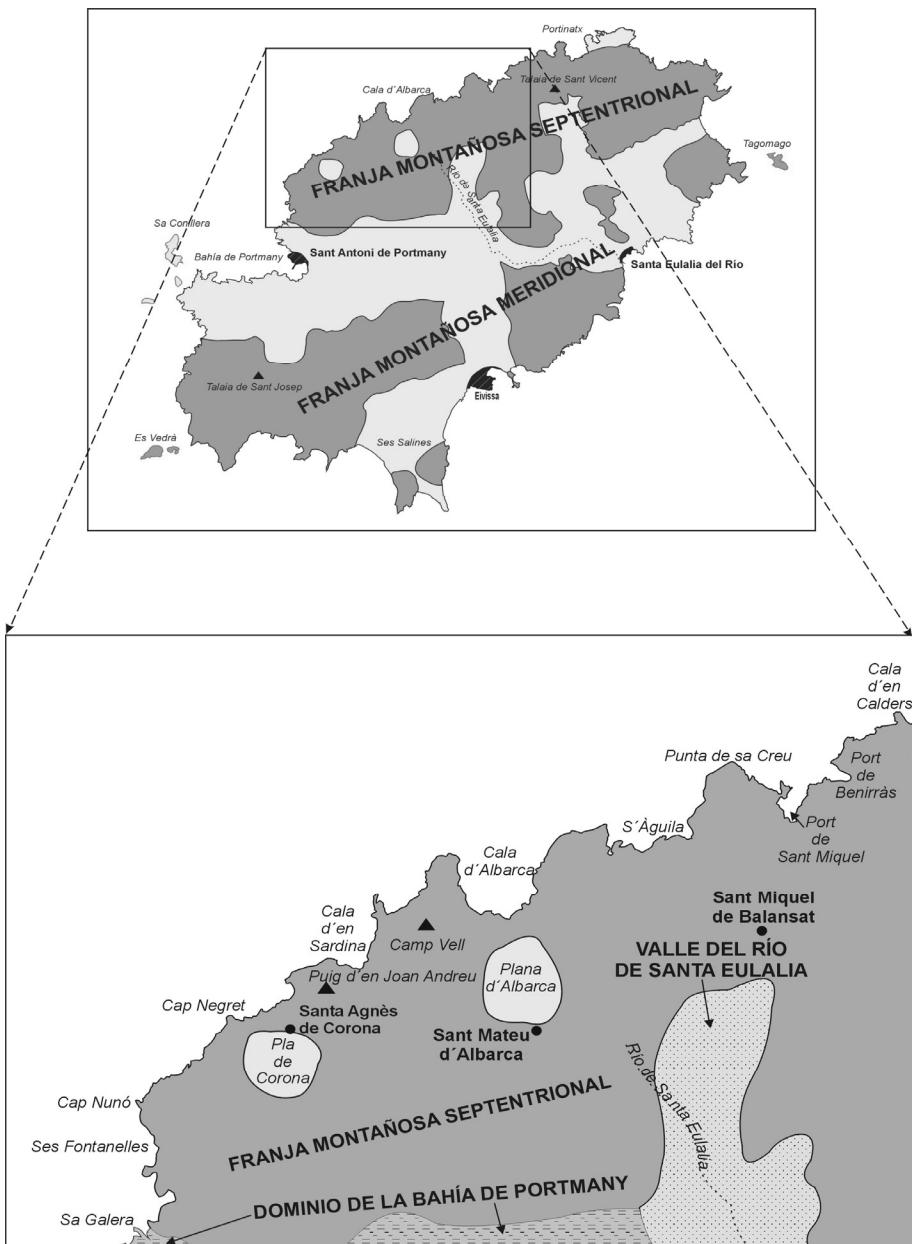


Figura 1.1. Esquema de situación y principales elementos fisiográficos de la hoja.

Los escasos habitantes de la zona se encuentran diseminados por casas de campo y chalés, con pequeñas aglomeraciones en Sant Mateu d'Albarca, Sant Llorenç de Balàfia y Santa Agnès de Corona, muy inferiores en cualquier caso a la de Sant Miquel de Balansat, principal núcleo de población. Aunque el recurso económico más relevante de la isla es, con notable diferencia, el turismo, tan sólo se observa una cierta infraestructura turística en Port de Sant Miquel y Sa Galera, como consecuencia del difícil acceso al litoral. Proporcionalmente, las labores agrícolas adquieren una mayor importancia, especialmente en el ámbito de Sant Mateu, Santa Agnès y los valles situados al sur de Sant Miquel.

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 cubierta 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 olistostómico, 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 Sant Miquel de Balansat (772 II-III-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 como amplios pliegues volcados, con algunos de sus flancos intensamente laminados. Los materiales aflorantes presentan características estratigráficas asimilables al Prebético Interno, con facies de plataforma marina próximas al continente; en cualquier caso, en el sector suroriental de la isla se observa una mayor profundización de los ambientes, denunciando el paso al dominio de las Unidades Intermedias.

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

- Unidad de Aubarca. En principio, puede considerarse el autóctono relativo en la isla, estando integrada por materiales mesozoicos, especialmente del Cretácico inferior, y miocenos.
- Unidad de Llentrisca-Rey. Está constituida por las subunidades de Roques Altes, Forn Nou y Rey, cabalgando sobre depósitos miocenos y cretácicos de la Unidad de Aubarca, con un trazado evidente en general, pero que resulta difuso al alcanzar afloramientos de depósitos cuaternarios extensos. Está constituida por materiales mesozoicos y miocenos, configurando una banda estrecha en el sector suroccidental de la isla, pero ampliando considerablemente su superficie de afloramiento hacia el noreste. Es la unidad más compleja.
- Unidad de Eivissa. Es la más elevada tectónicamente y topográficamente. Aflora extensamente por el sector suroriental, estando constituida por sedimentos jurásicos y cretácicos que cabalgan sobre los depósitos miocenos de la Unidad de Llentrisca-Rey.

En el ámbito de la Hoja afloran exclusivamente las unidades de Aubarca y Llentrisca-Rey. La primera ocupa la mayor parte del litoral, configurando impresionantes acantilados constituidos por rocas carbonatadas; cuando éstas afloran en el interior, están afectadas por intensos procesos kársticos cuyo resultado más espectacular son los poljes de Santa Agnès y Sant Mateu.

En cuanto a la Unidad de Llentrisca-Rey, posee una mayor superficie de afloramiento, así como una serie estratigráfica más amplia y variada. También muestra una mayor complejidad, englobando varias subunidades cuya delimitación resulta extremadamente

compleja en algunos casos; la de mayor representación superficial es la de Forn Nou (Sant Rafel), cabalgante sobre la de Roques Altes en el sector occidental y cabalgada por la de Rey en el nororiental.

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 se caracteriza por una práctica continuidad de la serie mesozoica hasta el Cretácico inferior, sobre cuyos representantes se disponen materiales miocenos mediante una importante laguna estratigráfica que abarca el Paleógeno y parte del Mioceno inferior; además, los sedimentos miocenos más antiguos albergan manifestaciones ígneas de escasa entidad. Una nueva ausencia de registro afecta al Plioceno, apreciándose, por último, un importante desarrollo superficial del Cuaternario.

En una primera aproximación, los materiales aflorantes pueden agruparse en tres conjuntos principales depositados bajo condiciones paleogeográficas sensiblemente diferentes e involucrados de forma distinta en la estructura regional:

- Sedimentos mesozoicos, constituyentes fundamentales de la cobertura 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 noroeste acompañados de apretados pliegues tumbados vergentes en el mismo sentido.
- Sedimentos miocenos discordantes sobre un paleorrelieve labrado sobre la serie mesozoica. Comprenden un conjunto preorogénico implicado en la tectónica de cabalgamientos que incluye pequeñas masas de rocas ígneas subvolcánicas y un conjunto postorogénico prácticamente carente de deformación.
- Depósitos cuaternarios de naturaleza muy variada, distribuidos de forma irregular y que en ocasiones configuran afloramientos de gran extensión.

Tradicionalmente se han distinguido tres dominios estratigráficos para la isla de Ibiza, denominados de SE a NO, series de Ibiza, San José y Aubarca (RANGHEARD, 1969). Debido a la gran uniformidad observada en los materiales del Triásico, Jurásico, Cretácico superior y Mioceno de todo el territorio insular, la definición de las series se basa exclusivamente en las diferencias sedimentarias observadas en el intervalo Titónico-Albiense. 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 de un tramo carbonatado en el intervalo Titónico-Valanginiense, correspondiente a facies de plataforma indicativas de una 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 Hauteriviano-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).

Dentro de la zona están ausentes materiales correspondientes a la Serie de Ibiza, aflorando extensamente los de la de Aubarca, no pudiendo asegurarse si los afloramientos del sector meridional pertenecen a ésta o a la de Serie San José, al no aparecer allí términos posteriores al Valanginiense; no obstante, teniendo en cuenta la distribución de las series en el resto de la isla, parece más probable que pertenezcan a la Serie de San José.

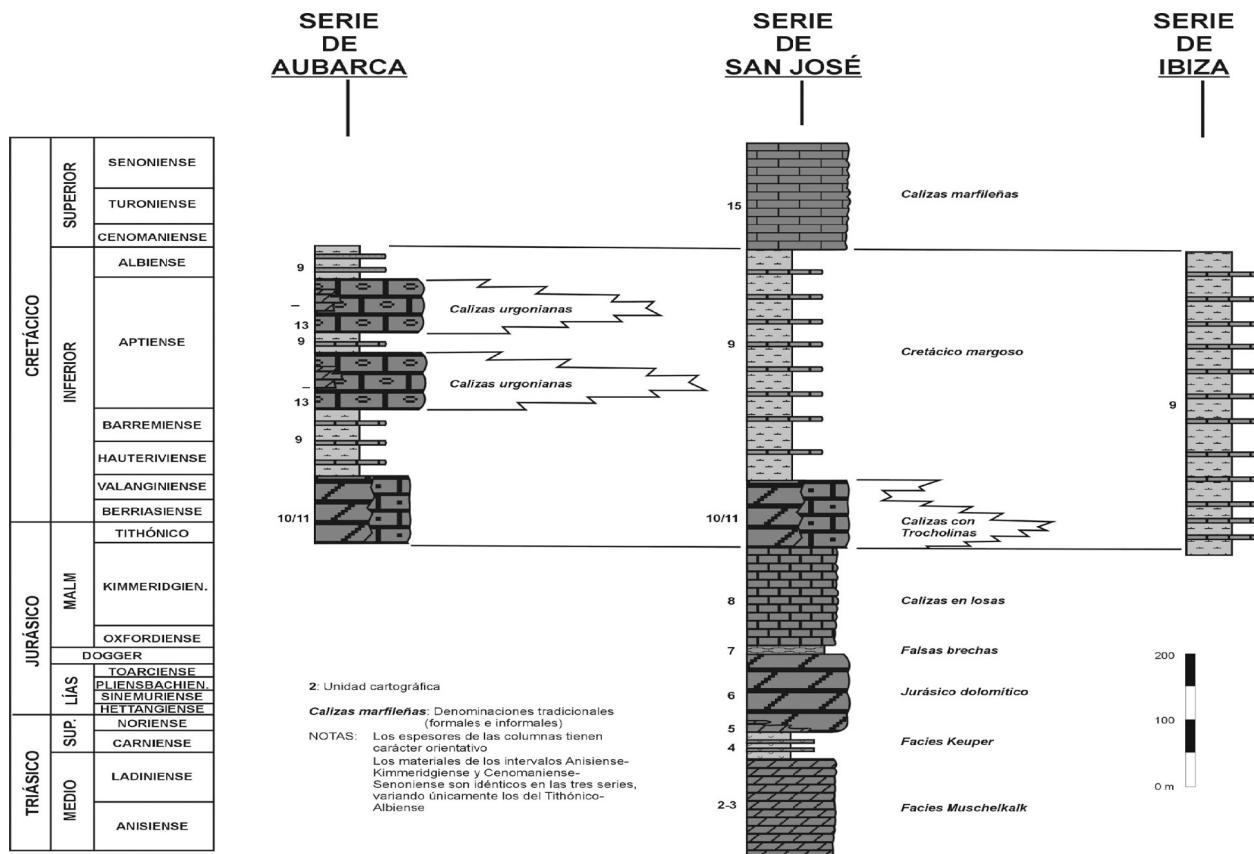


Figura 2.1. Esquema estratigráfico del Mesozoico de la isla de Eivissa y sus unidades aflorantes en la Hoja

2.1. MESOZOICO

Los sedimentos mesozoicos constituyen la mayor parte de los afloramientos de la zona, integrando el armazón que configura la estructura fundamental de la misma y desempeñando el papel de sustrato sobre el que se apoyan los materiales miocenos y cuaternarios. Presentan una serie prácticamente continua entre el Triásico medio y el Cretácico inferior, con un claro predominio de sedimentos carbonatados de origen marino, apreciándose una gran homogeneidad estratigráfica, homogeneidad que se pierde a nivel del Cretácico Inferior hacia el sureste de la isla, lo que ha permitido definir las denominadas series de Ibiza, San José y Aubarca (RANGHEARD, 1969).

En el sector noroccidental de la Hoja predominan los materiales cretácicos de la Serie de Aubarca, en tanto que hacia el interior, coincidiendo con la Unidad tectónica de Llentrisca-Rey, se observa una mayor abundancia de materiales triásicos y jurásicos, probablemente pertenecientes en su mayor parte a la Serie de San José.

2.1.1. Triásico

Aparece representado por dos unidades perfectamente asimilables a las tradicionales facies germánicas, con un conjunto carbonatado atribuible a la facies Muschelkalk, del Triásico medio (unidad 2), sobre el que se dispone un tramo arcilloso-evaporítico correlacionable con la facies Keuper, del Triásico superior (unidad 3).

2.1.1.1. Dolomías y calizas tableadas negras (*Facies Muschelkalk*) (2). *Anisiense-Ladinense*

Son los materiales más antiguos aflorantes en la isla, sin que sean observables ni su sustrato ni su espesor máximo. 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. Sus afloramientos más extensos se localizan en el sector suroriental.

No presentan cortes dignos de mención, aunque se pueden realizar buenas observaciones parciales de la unidad en la carretera Sant Antoni-Santa Gertrudis, así como en el sector de Caló d'en Calders, donde la serie se encuentra intensamente replegada. En cualquier caso, existen notables afloramientos en el sector nororiental de la isla, concretamente entre Torre d'en Valls y Pou des Lleó (Hoja a escala 1:25.000 de Sant Joan de Labritja, 773 I-III,), así como en la isla de Tagomago.

Se trata de 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 1m de espesor; con frecuencia aparecen atravesadas por una red de venas blancas de

calcita y dolomita. Predominan los tipos micríticos, con ocasionales inclusiones de granos de cuarzo. El espesor visible es muy variable, con un valor máximo superior a 225 m.

En cortes parciales resulta extremadamente semejante a la unidad carbonatada del Triásico superior (unidad 4), razón por la que para su identificación es preciso recurrir a la observación minuciosa de las unidades próximas. Por ello, en el caso de afloramientos deficientes es posible la confusión entre ambas, debiendo tomarse con cierta cautela su asignación a una u otra unidad, especialmente en el ámbito de Puig d'en Besora.

Entre su contenido fosilífero se han encontrado restos de Bivalvos, Equinodermos, Gasterópodos, posibles Algas, espículas y ejemplares de Ostrácodos. FALLOT (1922) cita la presencia de *Hoernesia socialis* y posteriormente, SPIKER y HAANSTRA (1935) la de *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*, *Enantiostreum cf. spondyloides*, *Balatonites* sp., *Pleuromya* sp. y *Myophoriopsis* sp. Entre los microfósiles, COLOM y RANGHEARD (1966-1967) mencionan la presencia de *Nodosaria cf. raibiana*, *Lingulina cf. klebelbergi*, *Plectofrondicularia*, *Dentalina* y escasos Ostrácodos, y FOURCADE *et al.* (1982), la de *Lukevinella simplex*, *Cypridacea* sp. y *Bairdiacypris* sp. Entre los icnofósiles puede reconocerse, además de abundantes pistas de tendencia subhorizontal, la presencia de *Rhyzocorallium*. En base al contenido paleontológico mencionado, la unidad se atribuye al Triásico medio, probablemente Ladiense, aunque para algunos autores los microfósiles encontrados indican una edad Anisiense-Ladiense 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 enterolíticos.

La sedimentación de los carbonatos de la facies Muschelkalk se llevó a cabo en una plataforma somera de aguas claras, predominando los ambientes submareales poco profundos, 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 aridez con sedimentación de evaporitas bajo una delgada lámina de agua, condiciones implantadas definitivamente en el Triásico superior, durante el que tuvo lugar la sedimentación de la facies Keuper.

2.1.1.2. Arcillas abigarradas y yesos (Facies Keuper) (3). 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 Béticas e Ibérica. En la zona, sus afloramientos se caracterizan por una deficiente calidad, si bien son posibles las observaciones de cierto detalle en Can Tonica y en el paraje de Caló d'en Calders. Sus afloramientos se encuentran restringidos a la Unidad de Llentrisca-Rey, de la que frecuentemente constituyen su frente.

Su aspecto típico es el de arcillas rojas con niveles verdes, amarillos y grises, entre las que se incluyen niveles de yesos blancos y negros de dimensiones variables; entre las arcillas es típica la aparición de pequeños cuarzos bipiramidales ("jacintos de Compostela"). En otros puntos de la isla engloban pequeños cuerpos de naturaleza subvolcánica ("ofitas").

Tanto su techo como su muro poseen un carácter original concordante, pero suelen aparecer mecanizados debido a su naturaleza plástica y a la intensa deformación que ha sufrido la región. Por las mismas causas, su espesor varía considerablemente, llegando a adelgazarse de forma drástica al encontrarse dispuesta entre dos tramos carbonatados de mucha mayor competencia. Tentativamente, su espesor original debe aproximarse a 50 m.

Con respecto a la edad, su carácter azoico no permite precisiones, aunque por correlación regional 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.

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 carbonatados de origen marino. El inferior está integrado por dolomías de aspecto masivo (unidad 5), en tanto que el superior aparece constituido por una sucesión de calizas tableadas (unidad 7); entre ambos se dispone, a modo de nivel guía, un tramo delgado de calizas nodulosas blancas y margas rojas (unidad 6), asignado al Oxfordiense. Completando este esquema general, en el sector oriental de la Hoja se ha identificado un conjunto de dolomías y calizas tableadas dispuesto sobre la facies Keuper y asignado al Triásico terminal (unidad 4), incluido pese a todo en el presente apartado por presentar una clara afinidad estratigráfica con la serie jurásica.

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 a la ritmita calcárea, se enmarca en el Oxfordiense-Kimmeridgiense con una certeza mucho mayor. Se excluyen del presente apartado los materiales carbonatados titónicos suprayacentes, que presentan una clara continuidad estratigráfica con los del Cretácico, abordándose su descripción en el apartado correspondiente a éste.

2.1.2.1. Dolomías y calizas dolomíticas tableadas (4). Triásico superior

Se trata de una unidad escasamente representada, aflorando exclusivamente en las proximidades del Puig d'en Besora, al este de Sant Miquel, donde se dispone sobre los materiales arcillosos de la facies Keuper. Pese a su pequeña representación superficial, presenta excelentes condiciones de afloramiento en la cantera de Can Cap Vermell, donde su espesor supera los 30 m, sin que sea visible en su totalidad.

Aparece constituida por un conjunto de dolomías cristalinas gruesas de color gris, distribuidas en bancos gruesos a medios entre los que se intercalan tramos tableados de capas cuyo espesor varía entre 2 y 5 cm.

La intensa dolomitización que ha afectado a la unidad ha borrado los posibles restos orgánicos originales, por lo que su edad permanece incierta. No obstante, por su posición estratigráfica y por correlación con otras regiones, su edad más probable sea Noriense.

Entre las escasas estructuras sedimentarias halladas se encuentran laminaciones paralelas generadas por Algas, que se disponen entre los tramos de aspecto masivo. Cuando la dolomitización lo permite, se identifican secuencias somerizantes. Posiblemente, su sedimentación se llevó a cabo en una plataforma de carbonatos, en ambientes que oscilaron entre submareales muy someros e intermareales, con crecimientos de tipo estromatolítico.

2.1.2.2. Dolomías masivas y en bancos (5). Triásico superior-Lías

Sus afloramientos se encuentran ampliamente distribuidos por el interior, aflorando igualmente en los acantilados del sector del Cap Nunó y de Puig des Guixar. En general, sus asomos son deficientes al asociarse con zonas ocultas por una densa cobertura arbórea, pudiendo apreciarse tan sólo su composición dolomítica y aspecto masivo, que contrastan claramente con la naturaleza arcillosa de la unidad infrayacente (3) y la marcada estratificación de las suprayacentes (6-7).

Su contacto con la facies Keuper aparece mecanizado y coincide con un evidente contraste litológico. Su techo está marcado por la aparición del nivel rojo de calizas nodulosas y margas del Oxfordiense. Conviene resaltar que los niveles dolomíticos del Titónico-Valanginiense (unidad 8) y del Aptiense (unidad 12) poseen una gran semejanza con el presente.

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

Generalmente, aparecen mal estratificadas en bancos gruesos, que a veces superan 1,5 m de espesor, a medios. En conjunto, presentan un marcado aspecto masivo, a pesar de que

ocasionalmente intercalan tramos compuestos por 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 de espesor según las zonas, sin que pueda determinarse si tales diferencias tienen origen sedimentario o si son el resultado de la deformación alpina; como valor orientativo, se puede señalar 150 m.

En la sección de Punta Grossa (Hoja de Sant Joan de Labritja, 773 I-III), la parte superior 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 Ophtalmídidos, junto a bioclastos de Equinodermos, Lamelibranquios, Gasterópodos y "filamentos", en el corte de Punta Grossa, ha señalado su pertenencia al Toarciano y quizás, al Aaleniano. 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 debido a 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 en parte a los intensos procesos diagenéticos sufridos. Entre ellas se encuentran laminaciones paralelas generadas por Algas y estructuras debidas a bioturbación, así como perforaciones biogénicas relacionadas con la colonización de fondos endurecidos ("hard"- "grounds").

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

Los datos disponibles únicamente permiten afirmar que su sedimentación se llevó a cabo en una plataforma de carbonatos de ambientes someros, 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 de la unidad. 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 a los de la Fm Carbonatada de Sóller, definida para Mallorca por ÁLVARO *et al.* (1989), siendo comparables a los de su miembro inferior exclusivamente.

2.1.2.3. Calizas nodulosas y margas rojas (6). Oxfordiense

Su reducido espesor, su débil resistencia a la meteorización y su comportamiento incompetente frente al de los dos grandes conjuntos jurásicos entre los que se intercala, dolomítico (unidad 5) y calcáreo (unidad 7), 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 en buena parte de los casos, aun a costa de una ligera exageración. Corresponden a las "falsas brechas" descritas por RANGHEARD (1971).

Los mejores puntos de observación se encuentran en el km 8 de la carretera Sant Rafel-Santa Agnès y a lo largo de la carretera Sant Antoni-Santa Agnès; en cualquier caso, un excelente corte de esta unidad puede observarse en Cala Llonga, dentro de la Hoja a escala 1:25.000 de Santa Eulària des Riu (799 I). En general, 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 suele superar 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.*, 1979a). Entre estos últimos, la asociación de *Campylites delmontanus* (OPPEL), *Gregoryceras riazi* (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 Perisfíntidos señala el Oxfordiense superior, lo que permite enmarcar este nivel-guía en el Oxfordiense medio-superior.

Las únicas estructuras reconocibles son las debidas a bioturbación. El carácter micrítico de los sedimentos, junto con la fuerte nodulización sufrida durante las etapas diagenéticas, son dos caracteres contrarios a la presencia original y la 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.

Esta unidad representa las facies de tipo *ammonítico rosso*, que se encuentran tan ampliamente representadas en los materiales del Jurásico de los ambientes paleogeográficos mesogeos. Su sedimentación es el producto de las condiciones transgresivas alcanzadas tras la importante discontinuidad que provocó la ausencia de registro de al menos parte del Dogger. Tanto la discontinuidad como 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. La unidad se ha depositado en condiciones de plataforma submareal, abierta y bien comunicada, con salinidad normal, en ambientes de baja energía por debajo del nivel de acción del oleaje y relativamente someros.

Es de destacar entre los Ammonites la presencia de abundantes elementos típicos del sector subbético de las Cordilleras Béticas, lo cual permite establecer durante la sedimentación de la unidad una relación paleogeográfica más estrecha con estas que con la Cordillera Ibérica, donde los representantes de estos grupos son en general bastante escasos.

2.1.2.4. Calizas tableadas con intercalación de niveles margosos (7). Oxfordiense-Kimmeridgiense

Corresponden a las "calizas en losas" descritas por 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 se distribuyen ampliamente por las zonas montañosas interiores, así como por los acantilados de Na Xamena, Cala d'en Sardina y Ses Balandres, donde presentan una magnífica calidad de exposición, si bien su acceso resulta extremadamente difícil. En cualquier caso, existen numerosos cortes parciales de notable calidad, entre los que se pueden destacar los de Can Germà, S'Empenyo, Puig d'en Francolí, Puig d'en Serra, S'Olivar, Can Miquel de sa Torre, Can Pep Vildes, Cala d'en Sardina, Corrals d'en Guillem y Puig des Cap de Bou; en los tres últimos puede apreciarse la peculiar respuesta que ofrece la unidad 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 oxfordiense (unidad 6), con persistencia del aspecto noduloso, que se pierde en la vertical, pasando a adquirir estratificación planoparalela, que contrasta en mayor medida con el aspecto masivo de la unidad dolomítica del Lías (5). En cuanto al superior, está marcado por la desaparición del aspecto tableado en favor de una estratificación masiva o en bancos y la aparición de calizas fosilíferas o dolomías (unidades 8 y 9).

Resulta difícil estimar el espesor original de la unidad, que sufre 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; su espesor original debe aproximarse a 200 m.

La parte baja de la unidad está constituida por calizas micríticas "mudstone" y "wackestone" a "packstone", con frecuencia bioclásticos, 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 marcadamente 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". Los carbonatos intercalan margas de tonos grises a beiges 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 beiges; las calizas se disponen bien estratificadas 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 alternantes poseen un contenido margoso significativo, estando bien representadas en el sector del Puig d'en Tries; se encuentran compuestas por calizas micríticas "mudstone" grises que alternan con margas nodulosas a hojosas grises a beiges, a veces amarillentas, y margocalizas beiges, a veces nodulosas. Las calizas están bien estratificadas en capas finas a medias de 5 a 40 cm, si bien el espesor de los bancos puede llegar hasta los 80 cm. Es frecuente que estas facies margosas sean más abundantes en la parte alta de la serie.

En toda la unidad es habitual la presencia de granos de cuarzo dispersos y 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 *Saccocama* y *Globochaete* a techo, que han permitido enmarcar la unidad en el intervalo Oxfordiense superior-Kimmeridgiense.

Las estructuras sedimentarias son muy escasas. Son frecuentes las estructuras de bioturbación y sólo ocasionales los "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 Mb 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 (6).

Su ambiente de sedimentación corresponde al de una plataforma somera de carbonatos de aguas predominantemente claras y bien oxigenadas, abierta, bien comunicada y con salinidad normal, en la que los fondos se encontraban poblados por una abundante y variada comunidad biológica. Aunque en otras partes de esta plataforma puede observarse el constante intento por parte de las esponjas de levantar bioconstrucciones de tipo montículo arrecifal de fango, no se han observado estas estructuras en los afloramientos de Eivissa, pero las facies observadas, en comparación con las reconocidas en la Cordillera Ibérica, podrían representar las partes más o menos distales de destrucción de las plataformas 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 (*Phyllocerátinos*), que permite establecer la existencia de una clara comunicación con la Cuenca Bética, y la de frecuentes *Perisphinctidos*, más típicos de áreas como la Cordillera Ibérica. Este hecho refleja la amplia comunicación durante el Oxfordiense de la plataforma de Eivissa tanto con la región del Tethys como con la región atlántica.

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

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 nectónicos 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 ampliamente representado en los sectores occidental y central, siendo el constituyente fundamental de la Unidad tectónica de Aubarca. 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 tres series estratigráficas, denominadas de sureste a noroeste: Serie de Ibiza, Serie de San José y Serie de Aubarca (RANGHEARD, 1969), de las que la primera está ausente en la presente Hoja (Fig. 2.1).

La Serie de Ibiza, no aflorante en la Hoja, se caracteriza por una gran uniformidad litológica, con un conjunto eminentemente margoso, 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 (unidades 8 y 9), permite establecer la Serie de San José. Igualmente, la intercalación de niveles carbonatados arrecifales (unidades 11 y 12) dentro de la sucesión margosa (unidad 10) en el Aptiense, evidenciando una mayor proximidad a la línea de costa, es el criterio definitorio de la Serie de Aubarca.

El Cretácico superior, tan bien representado en el sector suroccidental de la isla por un típico tramo de calizas blancas, no aparece en la zona, probablemente como consecuencia de los procesos erosivos acaecidos durante el Paleógeno-Mioceno inferior.

La distribución de los materiales cretácicos en la isla de Eivissa permite establecer un modelo paleogeográfico que presenta gran semejanza con los propuestos para el Prebético de Alicante (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982), lo que sugiere su correlación, representando los sedimentos margosos del sector suroriental el tránsito a las Unidades Intermedias.

2.1.3.1. Dolomías masivas (8). Calizas tableadas y en bancos (9). Titónico-Valanginiense

A grandes rasgos, se trata de un conjunto de calizas tableadas y en bancos (unidad 9) que ha sufrido un proceso posterior de dolomitización, de distribución geográfica y estratigráfica irregular (unidad 8). Cualquiera de las dos unidades puede aparecer englobada en la otra, en ocasiones en masas sin entidad cartográfica. Uno de sus rasgos más característicos es la intensa karstificación desarrollada, perfectamente visible a nivel de afloramiento, y que acentúa sus semejanzas con los materiales carbonatados aptienses. Por su litología, distribución de facies y edad, el presente conjunto es correlacionable con la Fm Sierra del Pozo del Prebético peninsular (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982). Los principales afloramientos de la unidad calcárea se localizan en los sectores de Na Xamena-Punta de sa Creu y Can Joan Andreu, en tanto que los de la unidad dolomítica, en los de Puig d'en Joanot, Puig d'en Baix, Puig d'en Francolí, Serra des Forn Nou y Puig des Cap de Bou.

Su límite inferior coincide con la desaparición del típico aspecto tableado de las calizas kimmeridgienses (unidad 7) y un brusco aumento del contenido fosilífero; con frecuencia, también con la pérdida del carácter micrítico de la serie y la aparición de un resalte morfológico, especialmente en el caso de las dolomías masivas. El límite superior es más evidente, por la aparición de un conjunto margoso que intercala de forma rítmica finos niveles de calizas margosas (unidad 10) y que confiere al paisaje un aspecto alomado de tonalidades amarillentas.

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

Los afloramientos más elevados topográficamente reflejan la acción de los procesos de dolomitización sobre el conjunto calcáreo, siendo especialmente ilustrativo el corte de la cantera de Can Germà, localizada al norte de Sant Antoni de Portmany, en la vecina Hoja a escala 1:25.000 del mismo nombre (798-I), donde se aprecia cómo la dolomitización se ha desarrollado de forma irregular, observándose un conjunto calizo bien estratificado que pasa lateralmente a un tramo dolomítico masivo, en el que ha sido borrada cualquier huella de la serie calcárea preexistente.

Entre los restos fosilíferos señalados por RANGHEARD (1971) cabe destacar la presencia de *Clypeina jurassica*, *C. inopinata*, *Cayeuxia moldavica*, *C. piae*, *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, Valvulínidos, Ophthalmididos 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, aunque no puede descartarse que los niveles basales pudieran pertenecer al Kimmeridgiense.

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

Las observaciones realizadas indican que tanto las litofacies de calizas como las dolomíticas se organizan en secuencias estratocrecientes de características prácticamente idénticas en ambas litologías. Este hecho, junto con la irregular distribución de los dos tipos litológicos y sus cambios laterales, confirma que la litofacies dolomítica es un producto de la diagénesis y representa el equivalente dolomitizado de la litofacies calcárea.

Estas facies representan un importante cambio con respecto a la unidad anterior (7); una de las principales diferencias radica en el espectacular aumento en la proporción de restos de organismos, generalmente planctónicos. Como ha sido 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 del presente conjunto se llevó a cabo en una plataforma somera de aguas limpias, dentro de la zona fótica, en la que se produjo una importante 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 la unidad calcárea y que se desarrolla durante el Cretácico inferior. Esta configuración paleogeográfica, de cuenca en régimen distensivo caracterizado por la presencia de fallas sinsedimentarias, condiciona la ausencia de esta unidad carbonática en la Serie de Ibiza, donde se ve sustituida por la unidad margosa señalada (unidad 10), depositada en ambientes más externos y profundos de la plataforma.

La plataforma de carbonatos se encontraba bien oxigenada y bajo condiciones de salinidad normal, dando lugar a la presencia de 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 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 (10). Haueriviense-Albiense

Constituyen una típica y monótona sucesión, de carácter eminentemente margoso, que caracteriza la serie del Jurásico Terminal-Cretácico inferior en el sector suroriental de la isla (Serie de Ibiza), en tanto que hacia el noroccidental evoluciona lateralmente hacia cuerpos carbonatados a nivel del Titónico-Valanginiense (unidades 8 y 9, Serie de San José) y Aptiense (unidades 11 y 12, Serie de Aubarca). Así, la presente unidad aparece representada en la zona por tres tramos margosos asignados al Haueriviense-Barremiense, Aptiense y Albiense, entre los que se intercalan los niveles carbonatados aptienses. La similitud entre los tres tramos margosos, la complejidad estructural y la deficiencia de los afloramientos, impiden en la mayoría de los casos su precisión cronoestratigráfica, razón por la que los tres se han asignado a la misma unidad cartográfica. Sus litofacies y su relación con otras unidades cretácicas presentan 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 base se dispone sobre el conjunto carbonatado del Titónico-Valanginiense, en tanto que su techo, que en otros lugares de la isla coincide con un tramo de calizas blancas del Cretácico superior, ha sido erosionado.

Sobre el terreno, dan lugar a característicos relieves suaves y alomados, de tonos amarillentos, que configuran afloramientos de deficiente calidad y que contrastan con los del resto de las unidades mesozoicas. Por contra, su semejanza litológica con las margas miocenas (unidad 14) complica extraordinariamente la distinción entre ambas, que tan sólo se hace evidente en los afloramientos con intercalación de conglomerados y calcarenitas en los sedimentos miocenos o con abundante contenido fosilífero, en el caso de las margas cretácicas.

Sus afloramientos poseen una reducida superficie, con buenos cortes en Can Xumeu (Sa Ferradura), Na Xamena, Puig Pelat, Penyal de S'Àguila, Es Portitxol, Es Corralls y Sa

Foradada. En detalle se trata de una potente y monótona sucesión de margas grises a beiges, en ocasiones muy oscuras e incluso rojizas por alteración, entre las que se intercalan niveles rítmicos planoparalelos de calizas margosas grisáceas de 15 a 50 cm de espesor; en ocasiones, tanto las margas como las calizas presentan estratificación nodulosa. Su alteración da lugar a típicas coloraciones amarillentas y blanquecinas; con frecuencia, su abundante contenido fosilífero resalta por su aspecto piritizado, con tonos ocres y anaranjados. Su espesor es variable, mostrando valores cercanos al centenar de metros en el tramo inferior, algo más de 30 m en el intermedio y unos 100 m en el superior.

Hacia el noroeste, se observa una cierta proporción de niveles arenosos, especialmente en sus términos más altos. Las areniscas poseen un importante contenido micáceo y coloraciones similares a las de los términos margosos.

El contenido fosilífero es muy abundante, destacando la alta proporción de Foraminíferos, Ammonites, Belemnites, Equinodermos, Braquíópodos y Ostrácodos (RANGHEARD, 1971; AZÉMA *et al.*, 1979a). La presencia en el tramo inferior de *Tritaxia pyramidata*, *Lenticulina*, *Neocythere aff. mertensi*, *Protocythere gr. bedoulensis*, *P. derooi*, *Schuleridea cf. jonesiana* y *Choffatella decipiens*, señala su pertenencia al Hauteriviano-Barremiense, sin descartar que su techo incluya el Aptiense basal. El tramo intermedio se enmarca en el Aptiense en base a la asociación de *Cythereis aff. geometrica*, *Neocythere aff. mertensi*, *Cytherelloides* sp., DAMOTTE y GROSSEIDIER, *Cytherella ovata*, *Cythereis aff. bartensteini*, *C. sp.* OERTLI Orbitolina (*M.*) *texana parva*, *Tritaxia pyramidata*, *Patellina subcretacea* y *Globigerinilloides* sp. En cuanto al tramo superior, la presencia de *Hedbergella* sp., *H. washitensis*, *Colomiella recta*, *Epiaster trigonalis*, *Hemaster minimus*, *H. ricordeani*, *Ticinella roberti*, *Rotalipora cf. ticinensis*, *Pithonella sphaerica*, *P. ovalis*, *Bonetocordia conoidea*, *Holaster nodulosus*, *Mortoniceras* sp. y *Mariella bergeri*, implica su pertenencia al Albienense, con la posibilidad de que sus niveles más altos correspondan al Cenomaniense.

La estratificación nodulosa y las estructuras de bioturbación, que además son poco frecuentes, son las únicas estructuras sedimentarias destacables, excepto en los escasos cuerpos arenosos que se encuentran intercalados, en los que se reconocen bases canalizadas, laminación cruzada de surco y planar de gran escala y estructuras "flaser".

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

Su depósito se llevó a cabo 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 producida durante esta etapa. 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, productos del lavado de la plataforma. Sólo de manera local y ocasional la plataforma subsidente sería invadida por materiales siliciclásticos, testigos de macizos emergidos sometidos a erosión. En este sentido, la mayor proporción de términos areniscosos en el sector noroccidental señala su mayor proximidad a la línea de costa. Los tres tramos margosos incluidos en la presente unidad reflejan la existencia de otros tantos eventos transgresivos durante el Cretácico inferior, que supondrían la instalación de ambientes abiertos en sustitución de los más internos y someros, representados por los niveles carbonatados depositados durante dicho período.

2.1.3.3. Calizas fosilíferas (11). Dolomías blancas (12). Aptiense

Sus afloramientos se distribuyen por el sector noroccidental, dando lugar a destacados relieves y abruptos acantilados. Corresponden a las tradicionales calizas "urgonianas" (unidad 11) y sus materiales dolomíticos asociados (unidad 12), correlacionables a grandes rasgos con la Fm Arroyo de los Anchos del Prebético de Alicante (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982). A nivel insular constituyen un equivalente lateral de las margas de la unidad anterior (unidad 10) en el Aptiense, si bien este paso lateral no es perceptible en la zona. La aparición del presente conjunto carbonatado en la serie cretácea es el criterio utilizado para definir la denominada Serie de Aubarca (RANGHEARD, 1969).

Son numerosos los puntos en los que es posible realizar observaciones de calidad, especialmente en los acantilados, donde se aprecia una cierta heterogeneidad de facies. En los cortes de Can Xumeu (Sa Ferradura), Na Xamena, Penyal de s'Àguila y Cala d'en Sardina (AZÉMA *et al.*, 1979a), sobre un tramo eminentemente margoso, atribuido al Haueriviense-Barremiense (unidad 10), se dispone un conjunto de calizas fosilíferas de unos 250 m de espesor, en las que destaca el contenido de Rudistas y Orbitolínidos (unidad 11), en cuyo seno se aprecia una intercalación margosa cercana a la treintena de metros de espesor (unidad 10). Debido a la elevada tectonización de la región es difícil precisar a cual de los dos resaltes urgonianos pertenecen algunos afloramientos del interior, razón por la que no se han establecido diferencias entre las unidades caliza y dolomítica de ambos resaltes.

Predominan los niveles de calizas sobre los de dolomías, que se hallan distribuidos de forma irregular, lo que complica su diferenciación cartográfica, que además no es posible en todos los casos debido a las reducidas dimensiones de algunas masas. Por ello, pueden encontrarse niveles dolomíticos en el seno de la unidad (11) y calcáreos en el de la unidad (12).

La litología predominante y la más característica está constituida por calizas "wackestone" a "packstone" bioclásticos y "boundstone" constituidos por bioconstrucciones de Rudistas. Se disponen estratificadas en capas gruesas a bancos muy gruesos que les hacen tomar con frecuencia aspecto masivo, presentando un elevado grado de karstificación puesto de manifiesto a nivel superficial por el desarrollo generalizado de lapiaces. Ocasionalmente intercalan margocalizas nodulosas y margas, pero son escasas en el conjunto; también se observan niveles de "grainstone" oolíticos de tonos beige. Los tramos dolomitizados están compuestos por dolomías cristalinas gruesas de color beige, a veces algo margosas, dispuestas en potentes bancos de aspecto masivo; presentan buenos puntos de observación a lo largo de las carreteras que parten de Cala Molt y Cala Vadella hacia el norte, en las

Hojas a escala 1:25.000 de Sant Antoni de Portmany (798-I) y Es Cubells (798-III), respectivamente. En afloramientos reducidos y aislados es posible su confusión con cualquier otra unidad dolomítica.

Son muy similares a las calizas del Titónico-Valanginiense (unidad 9), pudiendo utilizarse como criterio discriminante a nivel de afloramiento la abundancia de Rudistas, incluso de tamaño decimétrico, en la presente unidad; un buen ejemplo de éstos puede apreciarse en los resaltos de Can Xumeu y Penyal de s'Àguila. El espesor de cada uno de estos tramos está comprendido entre 100 y 150 m.

Entre los abundantes restos fosilíferos que alberga la unidad (ÁLVARO *et al.*, 1982), cabe señalar la presencia de *Sabaudia minuta*, *Palorbitolina lenticularis*, *Paracoskinolina sunnilandensis*, *Cuneolina scarsellai*, *Orbitolinopsis subkilliani*, *O. gr. killiani*, *O. praesimplex*, *O. buccifer* y *Debarina hahounerensis*, en el tramo inferior, así como *Orbitolina (Mesorbitolina)* sp., *O. (M.) texana parva*, *Sabaudina minuta*, *Hensonina lenticularis*, *Pseudochoffatella cuvillieri*, *Horieupleur aff. lambert*, *Polyconites verneuli*, *Heteraster delgadoi*, *Orbitolinopsis aquitanica*, *Archaealveolina decastroi*, *Pseudochoffatella cuvillieri* y *Simplorbitolina chauvei*, en el tramo superior, que permiten asignar la unidad al Aptiense, sin descartar que pueda incluir el Barremiense terminal o el Albienense basal. La asociación de Ammonites del tramo margoso intermedio ha señalado su pertenencia al Gargasiense inferior.

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

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

Estas plataformas, sometidas a un proceso de subsidencia diferencial, se fueron rellenando paulatinamente mediante secuencias de somerización estratocrecientes, que representan la colmatación de los espacios de acomodación generados durante las sucesivas subidas relativas del nivel del mar. Igualmente, las construcciones arrecifales y los sistemas de barras individualizarían dos áreas dentro de las plataformas: hacia el noroeste delimitarían un ambiente de "lagoon" protegido, no aflorante en la isla, en tanto que hacia el sureste se extendería una plataforma abierta en la que se produciría la sedimentación de baja energía que dio lugar a las margas de la unidad (10), que en el ámbito de la Hoja representarían impulsos transgresivos o de profundización de la plataforma.

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

2.2. TERCARIO

Está integrado por dos conjuntos de edad miocena depositados fundamentalmente en condiciones marinas, los cuales presentan netas diferencias tanto en su constitución litológica como en su distribución geográfica y temporal y, especialmente, en su relación con las estructuras generadas durante la compresión alpina.

Al igual que en la totalidad de la isla de Eivissa, el conjunto más antiguo, perteneciente al Mioceno inferior-medio, está ampliamente representado, apareciendo implicado en las estructuras cabalgantes generadas durante el período compresivo. Por el contrario, el conjunto más reciente, correspondiente al Mioceno superior, tiene un claro carácter postorogénico.

2.2.1. Mioceno inferior-medio

El enérgico paleorrelieve generado durante el Paleógeno tuvo como consecuencia estratigráfica principal, el carácter discordante de la sedimentación miocena sobre cualquier unidad mesozoica; no obstante, se aprecia una cierta distribución de éstas bajo el conjunto mioceno preorogénico. Así, en los sectores occidental y septentrional, correspondiente a la Unidad tectónica de Aubarca, el sustrato está constituido por los depósitos carbonatados y margosos del Cretácico inferior, en tanto que en el suroriental, perteneciente a la Unidad tectónica de Llentrisca-Rey, el sustrato es más variado, estando integrado por carbonatos correspondientes al Jurásico y por depósitos carbonatados y arcillosos del Triásico.

Los principales trabajos de la zona en los que se ha tenido en cuenta la serie miocena antigua, señalan su pertenencia al Burdigaliense-Langhiense y su implicación en las estructuras generadas durante la etapa tectogenética alpina (RANGHEARD, 1971; FOURCADE *et al.*, 1982), si bien alguno de ellos ha sugerido la presencia de términos más recientes con ciertas reservas (DURAND DELGA *et al.*, 1984).

Pese a su disposición solidaria sobre la cubierta mesozoica, su implicación en las estructuras tectónicas hace que con frecuencia los afloramientos miocenos permitan delimitar la geometría de las escamas cabalgantes.

Se han diferenciado cuatro unidades sedimentarias en función de la litología dominante: una potente sucesión margosa que constituye el conjunto mayoritario (unidad 14); una serie de tramos conglomeráticos, dispuestos tanto a techo como a muro de la serie margosa o como intercalaciones dentro de ella (unidad 13); un conjunto de niveles calcareníticos

relacionados con el resto de la sucesión miocena mediante cambio lateral (unidad 15); y por último, un tramo heterogéneo, representado exclusivamente en el sector nororiental (unidad 16). Además, se ha constatado la presencia de pequeños cuerpos ígneos de carácter subvolcánico (unidad 1), encajados en la sucesión margosa.

2.2.1.1. Rocas subvolcánicas terciarias (1). Mioceno superior-Plioceno

Las rocas ígneas constituyen el tipo petrológico de menor entidad entre los aflorantes en la isla de Eivissa, donde tan sólo poseen cierta representación en la costa nororiental, concretamente entre Cala Boix y Aigua Blanca (Hoja a escala 1:25.000 de Sant Joan de Labritja, 773 I-III). En consecuencia, son escasas las aportaciones bibliográficas relativas a ellas, pudiendo destacarse las de BEAUSEIGNEUR y RANGHEARD (1967-1968).

Su representación superficial en la Hoja es mínima, habiéndose cartografiado un sólo afloramiento, de atribución dudosa, localizado en las inmediaciones de Cas Jai. Se trata de un cuerpo de forma irregular, tono oscuro y dimensiones métricas, encajado en las margas amarillentas del Mioceno inferior-medio, con las que contrasta de forma evidente.

Sus reducidas dimensiones y sus malas condiciones de afloramiento permiten pocas precisiones sobre su composición y textura, pudiendo señalarse únicamente su carácter granulado, que sugiere un origen subvolcánico. No obstante, en función de los datos de otros afloramientos correlacionables de la isla, se puede aventurar una composición próxima a la diorítica.

El encajamiento en sedimentos del Mioceno inferior-medio implica su intrusión posterior a dicho período, probablemente tras la compresión alpina, es decir, durante el Mioceno superior-Plioceno. De ser correcta la atribución, este episodio magmático estaría relacionado con el proceso de fracturación y vulcanismo asociado que afectó a parte de Europa central y del Mediterráneo occidental a finales del Neógeno. Por otra parte, no debe descartarse que algunos afloramientos de rocas ígneas encajados en materiales mesozoicos en la isla de Eivissa puedan haber intruído durante este evento.

2.2.1.2. Conglomerados (13). Burdigaliense-Langhiense

Aparecen ampliamente distribuidos por el ámbito de la Unidad tectónica de Aubarca, especialmente entre Santa Agnès y Port de Sant Miquel, siendo sus afloramientos más destacados en cuanto a sus condiciones de observación los de Port de Benirràs, Cap de sa Galera, Sant Mateu y Es Boixar. En mucha menor medida, también afloran en relación con la Unidad tectónica de Llentrisca-Rey, destacando en ella el afloramiento del Puig d'en Secarrat. Aparecen tanto adosados discordantemente a la serie mesozoica como concordantemente sobre el conjunto margoso mioceno (unidad 14) o intercalados en él.

Poseen aspecto masivo o de bancos gruesos de 1 a 2 m, con estratificación difusa. Están constituidos por cantos poligénicos que tienen su origen en cualquier unidad mesozoica, ígnea e incluso miocena, siendo muy deficiente su selección, con tamaños que varían desde unos pocos centímetros hasta bloques que se aproximan a 1 m, aunque los tamaños más frecuentes están comprendidos entre 5 y 10 cm. En la mayor parte de los casos, los cantos

son redondeados o subredondeados, pero en ocasiones constituyen auténticas brechas. Pueden aparecer con soporte clástico o matriz areniscosa y generalmente con un cemento calcáreo que les confiere tonalidades grises, así como una gran resistencia a la erosión mecánica; con frecuencia han sido objeto de una intensa karstificación, especialmente observable en la región de Sant Mateu.

La disposición de la unidad sobre el paleorrelieve mesozoico y el desigual truncamiento sufrido por ella, bien por procesos erosivos o por efecto de los cabalgamientos, así como sus cambios laterales, hacen que el espesor visible sea muy variable, habiéndose estimado valores superiores a 100 m en Port de Benirràs y Entrepenyeras.

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

En el área de Es Portitxol se ha apuntado, con ciertas dudas, la atribución de estos materiales a un posible Paleógeno en base a su carácter continental y a la correlación de la unidad margosa suprayacente (14) con el Mioceno inferior de la Serra de Tramuntana en Mallorca (FONTBOTÉ *et al.*, 1983). No obstante, la ausencia de depósitos paleógenos en toda la isla, la continuidad lateral y la afinidad litológica que presentan estos materiales con los de áreas próximas (Roca Plana, Penyal de s'Àguila) sin que se haya reconocido una discordancia interna que los individualice, la interpretación sedimentológica que se hace para el conjunto de las dos unidades (13 y 14) en un contexto deltaico y, especialmente, la ausencia de fósiles que confirmen su edad paleógena, son razones que aconsejan su inclusión en la serie miocena.

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

Los niveles conglomeráticos que coronan la serie miocena, como por ejemplo en Puig d'en Secorrat, podrían estar relacionados con la reactivación del relieve ocasionada por los movimientos tectogenéticos alpinos, responsables de la puesta en marcha de los cabalgamientos de la región. Este hecho supondría que la unidad conglomerática fosilizaría cualquier estructura orogénica alpina; sin embargo, son varios los afloramientos donde los conglomerados superiores se encuentran cabalgados por diversas unidades tectónicas, lo que confirma que la actividad orogénica prosiguió en la región una vez depositada la serie del Burdigaliense-Langhiense.

2.2.1.3. Margas (14). Burdigaliense-Langhiense

Constituyen la litología predominante en la serie miocena, distribuyéndose sus afloramientos a través de la totalidad de la zona. Configuran terrenos de morfologías suaves y alomadas y tonos blanco-amarillentos, fácilmente confundibles con los correspondientes al conjunto margoso del Cretácico inferior (unidad 10).

Bajo esa aparente monotonía se esconde una cierta variedad de litofacies, asimilables a grandes rasgos en tres tipos. El primero de ellos muestra un típico aspecto de margas blancas de aspecto hojoso entre las que tan sólo se aprecian esporádicas intercalaciones de niveles calcareníticos o conglomeráticos. En el segundo, la unidad posee su aspecto más parecido al de la unidad cretácica (10), al presentarse como una sucesión margosa de coloración gris, amarillenta por alteración, en la que de forma rítmica se intercalan niveles de orden decimétrico de calizas margosas; en este tipo de afloramientos, la posible 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. La tercera litofacies muestra un importante contenido arenoso, pero sin que su proporción ni su compactación aconsejen su inclusión en la unidad calcarenítica (15).

En todos los casos, la unidad puede incluir intercalaciones calcareníticas y conglomeráticas que, cuando sus dimensiones lo han permitido, han sido individualizadas en la cartografía; el contacto con éstas puede ser neto o gradual.

Su espesor varía sensiblemente por las mismas razones que en el caso de la unidad conglomerática anterior, pudiendo señalarse como cifra orientativa los valores superiores a 250 m del sector de Es Portitxol.

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. lobatus*, *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 confirmán la edad señalada.

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 en base a una asociación paleontológica (DURAND DELGA *et al.*, 1984). Sin embargo, esta atribución parece complicar en exceso la secuencia de acontecimientos próximos al período tectogenético alpino y además no ha encontrado el apoyo de las dataciones efectuadas posteriormente, ni el de las cartografías elaboradas, razones por las que ha preferido conservarse la atribución al Burdigaliense-Langhiense.

Son escasas las estructuras sedimentarias, pero las faunas señaladas sugieren un ambiente deposicional marino de carácter somero y cercano a la línea de costa, interpretación apoyada por las delgadas intercalaciones de lignito existentes en algunos puntos de la isla (Cap des Jueu, Sant Rafel). Por su relación con los niveles conglomeráticos (unidad 13) su sedimentación se interpreta en un contexto de frente deltaico o prodelta.

2.2.1.4. *Calcarenitas (15). Burdigaliense-Langhiense*

Poseen una representación superficial muy inferior a la de las unidades precedentes, localizándose sus principales afloramientos en el sector de Punta de sa Galera. Las

calcarenitas pueden apoyarse sobre cualquier unidad del sustrato mesozoico o bien pueden aparecer como intercalaciones en la serie miocena.

En contacto con el tramo margoso confieren al relieve un cierto resalte morfológico, no ocurriendo lo mismo cuando se encuentran en contacto con niveles carbonatados mesozoicos. Su mejor corte se localiza en Racó de Cala Llosar, donde se disponen sobre calizas aptienses y bajo arcillas triásicas cabalgantes, con un espesor cercano a 50 m que, en cualquier caso, no puede tomarse como valor máximo. Al igual que las restantes unidades miocenas, posee variaciones de espesor ostensibles en función de sus relaciones laterales con ellas, de la morfología del paleorrelieve sobre el que se apoyan y del truncamiento debido a las estructuras cabalgantes, pudiendo superar el centenar de metros al este de Cala Salada.

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 una coloración gris 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. *lobatus*, *Globigerinoides* cf. *triloba*, *Operculina* sp. y *Heterostegina* sp., que está en consonancia con la atribución del conjunto mioceno al Burdigaliense-Langhiense.

Se interpretan como el depósito de tempestitas en un ambiente energético, probablemente asociadas a avenidas deltaicas, cuyas facies proximales y medias estarían representadas por la unidad conglomerática (13). Otros niveles podrían corresponder a facies litorales o pequeñas barras deltaicas.

2.2.1.5. Arcillas, yesos y bloques (16). Burdigaliense-Langhiense

Se trata de un conjunto mínimamente representado, exclusivamente al noreste de Sant Miquel, encontrándose su mejor punto de observación en la carretera de acceso a Port de Benirràs, a unos 2 km de la cala. Es una unidad que plantea ciertas dudas, tanto cartográficas como interpretativas, por su extremada semejanza con la facies Keuper (unidad 3) y que, en cualquier caso, posee una mejor exposición en la Hoja a escala 1:25.000 de Sant Joan de Labritja (773 I-III); por dicha semejanza, no debe descartarse la posibilidad de que al menos parte de la superficie atribuida a la presente unidad, pueda corresponder a la unidad triásica señalada.

En los afloramientos en cuestión, de mala calidad, predominan las arcillas de tonos rojizos, entre las que se pueden encontrar bloques y esporádicas masas de yesos, denunciando su origen a partir de afloramientos triásicos en facies Keuper. Su espesor es muy variable, pudiendo sobrepasar 50 m. Se encuentran relacionados lateralmente con las unidades conglomerática (13) y margosa (14).

No se han encontrado restos fosilíferos que permitan establecer su edad, tan sólo algunos restos de *Microcodium* y Globigerínidos que no permiten excesivas precisiones, razón por la que se ha atribuido al Burdigaliense-Langhiense al igual que las unidades miocenas con las que se relaciona.

Por su naturaleza litológica y sus variaciones laterales, se asocian con procesos de tipo "debris flow" alimentados por el desmantelamiento de afloramientos triásicos.

2.2.2. Mioceno superior

La construcción del edificio bético y su desmantelamiento parcial como consecuencia de los procesos erosivos posteriores, dio paso a un nuevo episodio sedimentario, bajo una paleogeografía sensiblemente diferente, durante el Mioceno superior. Así, los materiales depositados durante este período se dispusieron discordantemente en torno a un macizo emergido y complejamente estructurado. Su carácter postorogénico hace que no tenga sentido asociarlos a ninguna de las unidades tectónicas definidas en la isla.

Este conjunto, que constituye la totalidad de los afloramientos pre-cuaternarios de Formentera ha sido reconocido tan sólo al norte de Eivissa. Está integrado fundamentalmente por rocas carbonatadas de origen marino, si bien sus términos inferiores corresponden a depósitos detríticos de posible naturaleza continental. Tan sólo aparecen en el extremo nororiental de la Hoja, donde debido a la difícil accesibilidad y a la mala calidad de los afloramientos (acantilados cubiertos por depósitos cuaternarios encostrados), no ha sido posible la individualización de ambas litologías, habiéndose representado conjuntamente (unidad 17).

Los trabajos más destacados en los que se hace referencia a esta serie neógena postorogénica señalan su pertenencia al Mioceno superior, aunque no existe acuerdo unánime con respecto a su asignación al Tortoniano o al Messiniense (RANGHEARD, 1971; SIMÓ y GINER, 1983).

2.2.2.1. Calizas blancas (17). Tortoniano-Messiniense

Afloran exclusivamente en Illa d'en Calders y Cap Blanc, pero poseen una magnífica representación en el sector de Cala de Portinatx-Cala d'en Serra en la vecina Hoja a escala 1:25.000 de Sant Joan de Labritja (773 I-III). Constituyen una unidad muy característica en el ámbito ibicenco debido a su peculiar constitución litológica y a la escasa deformación que presenta, en contraste con las restantes unidades mesozoicas y terciarias.

Se trata de un conjunto cercano a 40 m de espesor integrado por calizas estromatolíticas y calcarenitas de color blanquecino, entre las que se intercalan diversos niveles conglomeráticos. Se aprecia una organización en secuencias iniciadas por conglomerados,

seguidas mediante niveles de estramatolitos globosos y culminadas con estromatolitos laminationes o calcarenitas bioturbadas; se interpretan como secuencias somerizantes, probablemente asociadas con la progradación de una llanura de mareas relacionada con un complejo arrecifal, característico de finales del Mioceno en el sector septentrional de Eivissa.

Entre los abundantes restos fosilíferos hallados en el seno de la unidad se encuentran Madreporarios, Braquiópodos, Miliólidos, Lamelibranquios, Algas y Gasterópodos. En concreto, la presencia de *Peneroplis cf. pertusus*, *Siderastrea crenulata*, *Porites cf. collegniana*, *Megathyris decollata*, *Hinnites* sp., *Cardium turonicum*, *Pecten cf. marvilensis*, *Arca polymorpha*, *A. clathrata*, *Capsa fragilis*, *Cerithium (Thericium) dertonense*, *C. (Th.)* sp. aff. *rupestre* y *Turritella* sp., ha señalado una edad Tortoniana para este mioceno postorogénico (RANGHEARD, 1971), sin que deba descartarse su pertenencia al Messiniense, como han propuesto algunos autores por correlación con otras cuencas mediterráneas (SIMÓ y GINER, 1983).

2.3. CUATERNARIO

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

2.3.1. Pleistoceno

2.3.1.1. Areniscas (*Playas y dunas antiguas: "marés"*) (18). Pleistoceno

Los típicos depósitos de "marés" tienen una escasísima representación, apareciendo únicamente en el sector nororiental, concretamente en el ámbito de Illa d'en Calders. Son depósitos que actualmente no poseen una morfología definida debido a la erosión. Genéricamente, se trata de restos de playas o dunas e incluso de un transporte eólico de aquéllas, por lo que pueden encontrarse a alturas muy diferentes, si bien aquí se localizan casi al nivel del mar.

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

Contiene abundantes microorganismos. En concreto, RANGHEARD (1971) encuentra los siguientes en la isla de Eivissa: Algas (Melobesias), *Elphidium cripus*, *E. complanatum* D'ORB., *E. cf. complanatum* D'ORB., *E. sp.*, *Ammonia beccarii*, *Cibicides lobatulus* (WALK. JAC.), *Discorbis* sp., *Globorotalia inflata* (D'ORB.), *Globigerinoides rubra* (D'ORB.), *Nubecularia lucifuga* DEFR., *Textularia* sp., *T. speudotrochus* CUSHM., *Sphaerogypsina globula* (REUSS), *Acerouline adherens* (SCHUTZE), *Guttulina* sp., *Amphisorus hemprichri* (EHRENB.), *Ophtalmidium glomerosum* COLOM, Miliólidos (*Adelosina* sp., *Quinqueloculina* sp. y *Triloculina* sp.) y *debris* de Briozaos, 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. Sobrepasan los 10 m de espesor en Illa d'en Calders.

2.3.1.2. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Glacis antiguo y Glacis moderno) (19, 22). Pleistoceno

Los glacis constituyen una de las unidades más representativas de la Hoja. Son formas de relieve muy suave, originadas al pie de los relieves y, que en la mayoría de los casos, sirven de enlace entre las divisorias y los fondos de los valles.

Por sus características y su posición se han diferenciado dos tipos: glacis antiguos (unidad 19) y glacis modernos (unidad 22). Los primeros son los que alcanzan mayor extensión y en general están incididos por la red fluvial, apareciendo colgados; por lo que respecta a los segundos, poseen menores dimensiones y el encajamiento fluvial con respecto a ellos es mínimo. Presentan una gran continuidad lateral, mostrándose como una orla alrededor de los relieves, hecho que se observa claramente en la margen izquierda del río de Santa Eulalia; en la margen derecha, en los alrededores de Es Rafal, estos glacis se interdantán con los grandes conos aluviales que recubren parte del valle. Debido a su baja pendiente, su superficie presenta numerosas manifestaciones de procesos de arroyada difusa.

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 cantes. 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 cantes muestran bases erosivas y canalizadas laxas, así como estratificación cruzada tendida.

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

2.3.1.3. Arcillas de descalcificación (Fondo de dolina y poljé) (20). Pleistoceno-Holoceno

Se desarrollan mayoritariamente sobre materiales carbonatados del Cretácico inferior de la Unidad de Aubarca, que desde los acantilados del norte descienden topográficamente hacia el sureste. El karst desarrollado sobre ellos da formas exokársticas de gran tamaño, destacando los dos grandes poljés de Sant Mateu (Plana d'Albarca) y Santa Agnès (Pla de Corona). En este tipo de formas hay una influencia decisiva de la tectónica ya que, aunque

sus bordes están recubiertos por una serie de conos de deyección, pueden adivinarse claramente las direcciones NO-SE y NE-SO.

La superficie abarcada por estas depresiones es superior a 2 km², siendo algo mayor la de Santa Agnès. Ambas se sitúan a una altura próxima a los 170 m, mostrando una suave pendiente (1-2%) hacia el sureste. Los materiales que rellenan estas dos depresiones son limos y arcillas rojas, producto de la calcificación y del aporte de los arroyos que las drenan, de carácter estacional y cuyas aguas deben infiltrarse rápidamente; RANGHEARD (1971) señala que el drenaje subterráneo desagua en el mar, concretamente en Cala d'Albarca, pero probablemente vaya en sentido contrario, ya que la disposición del Complejo Urgoniano (unidades 11 y 12) y las margas impermeables infrayacentes (unidad 10) poseen buzamientos hacia el sureste que hacen pensar en una dirección del flujo subterráneo en el mismo sentido.

Se reconocen dolinas y uvalas de menor tamaño, tanto sobre materiales cretácicos como miocenos. Están muy próximas a las anteriores, destacando las del Pla de Sant Gelabert, Can Rota Vella y Can Roig. Sus formas, aunque irregulares, denotan también una cierta influencia de la tectónica con direcciones similares a las anteriormente indicadas.

El conjunto de estos depósitos está constituido por arcillas limosas de color rojo oscuro que contienen un alto porcentaje de arena debido al aporte de los tributarios. También se encuentran fragmentos de costras procedentes de los bordes y escarpes de las depresiones. En cuanto a su potencia, es difícil de establecer, pero el tamaño de las depresiones hace suponer que supera la decena de metros. Su cronología es también difícil de precisar, pero debido al funcionamiento actual de los procesos kársticos se les ha asignado una edad Pleistoceno-Holoceno.

2.3.1.4. Gravas, arcillas y arenas (Cono de deyección intermedio y Cono de deyección reciente) (21, 24). Pleistoceno-Holoceno.

Los conos de deyección o conos aluviales aparecen relacionados con los fondos de valle. 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 21), pero no así de la isla, son casi siempre de mayor tamaño y de baja pendiente. Su frecuencia en un mismo valle hace que sus depósitos medios y distales se interdencen, configurando una franja continua de sedimentos. El caso más llamativo es la margen izquierda del río de Santa Eulalia, donde los conos alcanza un gran tamaño, tapizando el espacio existente entre los relieves existentes al sur de Sant Mateu y el aluvial del río, a modo de piedemonte. Están incididos en algunos sectores por la red fluvial actual.

Como formas más recientes (conos modernos, unidad 24) se han considerado los conos de pequeño tamaño y mayor pendiente procedentes de cursos que desembocan en otros cauces o en las depresiones kársticas de Sant Mateu y Santa Agnès. 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 cantes de calizas, dolomías, calcarenitas y en ocasiones, de areniscas y otras litologías. La matriz es arenoso-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 que llega a unirse con el aluvial del río de Santa Eulalia.

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 encaramamientos 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) (23). Pleistoceno-Holoceno

No tienen una gran representación, pero los escasos afloramientos reconocidos pertenecen a la red del río de Santa Eulalia y del torrente de Buscatell. 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.

Tienen una litología y una textura muy similares a las 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.

2.3.2. Holoceno

2.3.2.1. Arcillas, arenas y gravas (Aluvial-coluvial) (25). Holoceno

Son muy frecuentes en el sector oriental, debido a la mayor amplitud de los valles, en los que los flujos son esporádicos y poco definidos y donde se mezclan 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, bloques y arcillas con encostramientos carbonatados a techo (Coluvión) (26). Holoceno

Son depósitos de poco espesor aunque con una representación superficial importante. Su composición depende de la naturaleza del sustrato sobre el que se desarrollan, pero son muy similares debido a la homogeneidad litológica de éste. Predominan las lutitas blanco-

amarillentas envolviendo clastos y bloques angulosos de naturaleza carbonatada. A veces se puede observar un cierto ordenamiento debido a diferentes episodios de aporte. El grado de heterometría es acusado y la morfología de los clastos, muy angulosa. Estos depósitos también desarrollan una costra a techo, conocida como "costra de ladera", con estructuras laminares y brechoides. Su edad, tanto por su situación como por su aspecto, se considera Holoceno.

2.3.2.3. Gravas, arenas y arcillas (Fondo de valle) (27). Holoceno

Los fondos de valle están constituidos por depósitos detríticos de gravas, arenas y arcillas, éstas últimas muy abundantes. Su morfología en planta es alargada, estrecha y más o menos serpenteante, aunque a veces se observan tramos muy rectilíneos, como en el caso del río de Santa Eulalia y de los torrentes de Buscatell y de Can Rotavella.

Se caracterizan por una matriz arenó-arcillosa roja muy abundante, con un cierto contenido en carbonatos que en ocasiones se acumulan en pequeños niveles o alrededor de los cantes, 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 cantes varían de subredondeados a subangulosos. La potencia es difícil de precisar pues no existe ningún corte en el que haya podido observarse el sustrato, pero se puede suponer una potencia máxima de 4 m, aunque lo normal sean 2-3 m. En algunos puntos aparece una pequeña costra de tipo laminar. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

2.3.2.4. Arenas y cantes (Playa) (28). Holoceno

Las playas actuales son bastante peculiares en la zona. El dominio de una costa rocosa con grandes acantilados dificulta la generación de este tipo de formas, que sólo aparecen en pequeñas bahías y calas instaladas en la desembocadura de importantes arroyos.

Constituyen bandas alargadas y estrechas con trazado semicircular y están formadas por arenas o cantes.

2.3.2.5. Arcillas y limos con materia orgánica (Fondo endorreico) (29). Holoceno

Se ha diferenciado un solo ejemplar, situado en el paraje de Ses Planes, próximo a Can Truit. Se trata de un conjunto de limos y arcillas de color gris oscuro debido a la deficiente circulación de agua y que incluye algunos fragmentos de costra procedentes de los bordes. La potencia es muy pequeña y no debe sobrepasar 0,5 m.

2.3.2.6. Arenas (Arenas eólicas) (30). Holoceno

Existe sólo una acumulación de este tipo, localizada en el paraje de Can Catoia, a una cota aproximada de 225 m. Se trata de arenas eólicas sueltas, sin morfología definida. Sus características, a pesar de su posición topográfica tan alta, permiten deducir una génesis reciente. Poseen 2-3 m de potencia, estando constituidas por granos calcáreos principalmente. Se observan algunas estructuras internas que denuncian su génesis. Han sido originadas durante el Holoceno.

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 *riifting*, asociado a un adelgazamiento litosférico; este proceso de *riifting* no sería constante a lo largo del tiempo, reconociéndose cuatro etapas de máxima intensidad (Pérmico-Triásico inferior, Lías inferior, Carixiense-Toarcense 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-Serravallense.

A lo largo del intervalo Oligoceno superior-Burdigaliense inferior, la región sufrió una distensión de directriz ONO-ÉSE 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 cobertura sedimentaria postriásica, 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						
		SANT RAFAEL	REY	LLENTRISCA-REY	CIRER-REY	CIRER-REY			
	REY		FORN NOU						
	FORN NOU (SANT RAFEL)								
	ROQUES ALTES	ROQUES ALTES	EUBARCA	EUBARCA	EUBARCA				
	AUBARCA	AUBARCA				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 (Fig. 3.1), considerándose el autóctono relativo. Sobre ella se dispone la Unidad de Llentrisca-Rey, a modo de unidad intermedia. La Unidad de Eivissa es la más suroriental y también la más alta estructuralmente.

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.

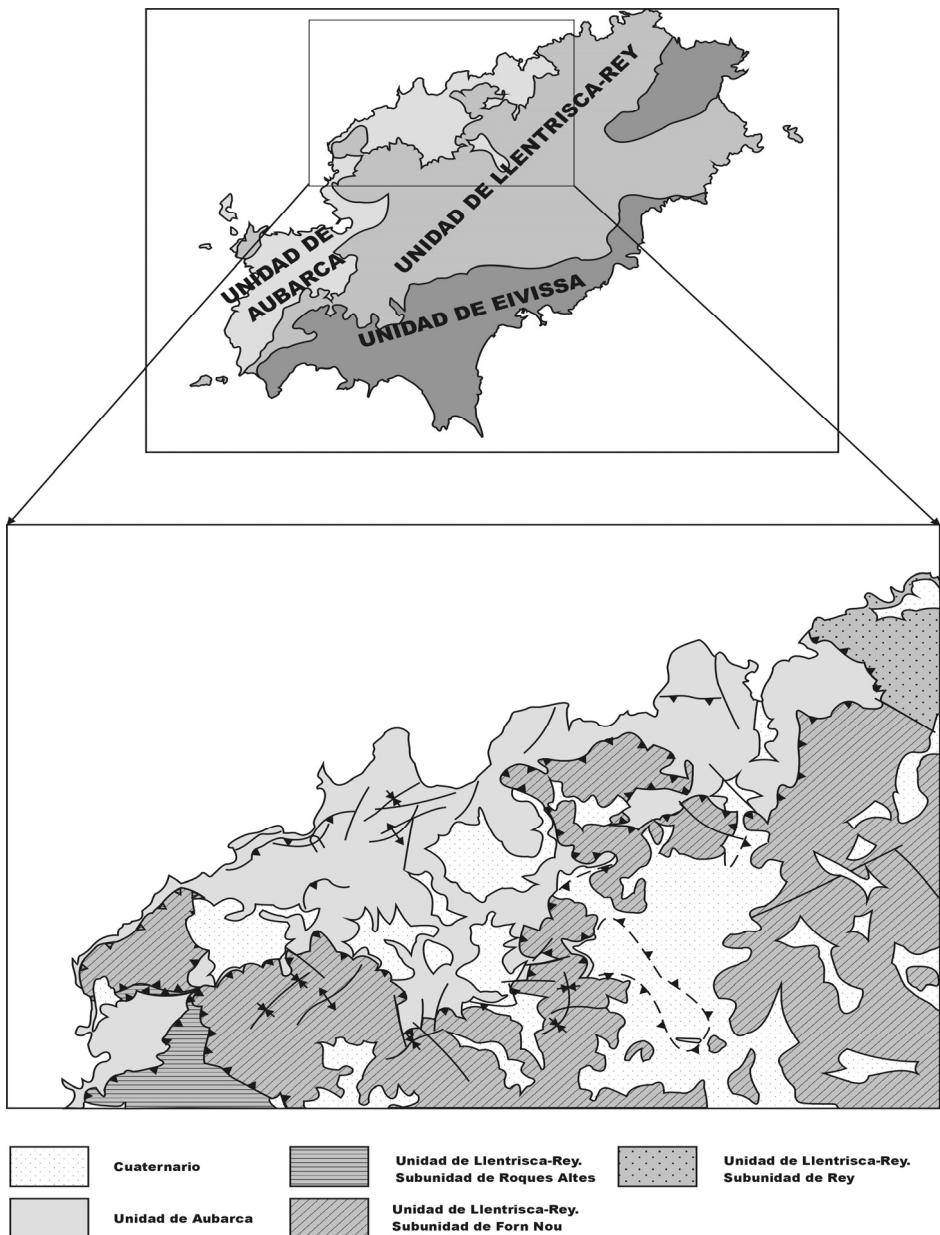


Figura 3.1. Esquema tectónico de la hoja.

El acusado paleorrelieve sobre el que se depositó la serie burdigaliense refleja nítidamente la intensa acción de procesos erosivos sobre la cubierta mesozoica y 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 Eivissa, 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 olistostómico del sector nororiental insular; en cuanto a la Unidad de Eivissa, posee también una mayor continuidad aparente que la anterior, si bien la plasticidad de su serie cretácica favorece el deslizamiento en las charnelas sinclinales, con fuerte laminación del flanco superior debido a la escala de los desplazamientos.

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

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

A grandes rasgos, el sentido de transporte es hacia el NO, como se deduce de la dirección de los planos de cabalgamiento, la dirección y la vergencia de los pliegues asociados y de 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 Eivissa y el grosero conocimiento cronoestratigráfico de la serie del intervalo Burdigaliense-Langhiense involucrada 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 postectónicos del litoral septentrional. Sin embargo, aunque a grandes rasgos, la serie del Burdigaliense-Langhiense está involucrada en las estructuras compresivas, pudiendo considerarse preetectónica, 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-Serravalliene 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 noroccidental de la isla, estando integrada por las unidades tectónicas de Aubarca y Llentrisca-Rey, distinguiéndose en ésta, de oeste a este, las subunidades de Roques Altes, Forn Nou y Rey (Fig. 3.1). En cada una de ellas se observan numerosas estructuras deformativas de escala y génesis variadas, 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 condicionan en mayor medida la macroestructura de la zona. Presentan una traza curvilínea, en general próxima a la de las curvas de nivel, denotando una gran subhorizontalidad, aunque en conjunto se observa una disposición monoclinal con buzamientos hacia el SE. Su continuidad lateral es notable, interrumpida tan sólo por afloramientos de materiales cuaternarios y 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 y a su reducido espesor, especialmente en algunos sectores de la Unidad de Llentrisca-Rey, el propio relieve denuncia la presencia de "klippe" y ventanas tectónicas. La subunidad de Rey muestra un mayor buzamiento debido a las geometrías de rellano de bloque superior sobre rampa de bloque inferior.

El cabalgamiento de la Unidad de Llentrisca-Rey sobre la de Aubarca aparece nítidamente representado en los sectores de Sa Galera y Ses Fontanelles, donde diversos términos mesozoicos se disponen sobre la serie miocena; entre ambos sectores, la traza es observable localmente, permitiendo individualizar una porción de la Unidad de Aubarca a modo de semiventana.

El cabalgamiento reaparece al este de Cap Negret, si bien enmascarado por su posterior refuerzo como falla normal, parcialmente oculta bajo la depresión cuaternaria de Santa Agnès. Los relieves de Puig d'en Baix, Puig d'en Coca y Puig d'en Francolí marcan de nuevo la traza, llegándose a un área de gran complejidad al norte de Puig d'en Secorat y Puig d'en Tur, desde donde el cabalgamiento vuelve a evidenciarse al pie de Serra des Forn Nou y Puig d'en Cires.

Mención aparte merecen los acantilados de Penyal de s'Àguila, donde sobre un excelente corte de la Serie de Aubarca aparecen materiales triásicos en facies Keuper, en una perspectiva esclarecedora de la relación entre las unidades tectónicas. Por contra, entre Illa Blanca y Sant Miquel, la traza del cabalgamiento está profundamente trastocada por un enjambre de fallas posteriores.

El resto de la traza, hasta Port de Benirràs, refleja no sólo una gran dificultad para su delimitación, sino también para la individualización de las subunidades integrantes de la Unidad de Llentrisca-Rey. En concreto, en las inmediaciones de Port de Benirràs es la Subunidad de Rey, la más elevada estructuralmente, la que se dispone sobre la Unidad de Aubarca; aunque los afloramientos miocenos de dicho sector han sido empleados para establecer el cabalgamiento de aquélla sobre la Subunidad de Forn Nou, debido a las deficientes condiciones de afloramiento no debe descartarse que dicho cabalgamiento pueda localizarse hacia el suroeste, con lo que la Subunidad de Rey gozaría de una extensión superior.

Por lo que respecta al cabalgamiento de la Subunidad de Forn Nou sobre la de Roques Altes, es perceptible en los acantilados del sector Cap Negret-Cap Nunó; es digno de destacarse como punto de observación el paraje de Ses Fontanelles, donde sobre un conjunto mioceno correspondiente a la Unidad de Aubarca se dispone una lámina de calizas urgonianas atribuida a la Subunidad de Roques Altes, ubicada a su vez bajo una potente masa dolomítica liásica, asignada a la Subunidad de Forn Nou; todas las escamas buzan en sentido NO, contrario al general, observándose fuertes esquistosidades, estriaciones y recristalizaciones. La superposición de las tres escamas vuelve a observarse en Can Raiu y en Puig d'en Vengut, sin que pueda afirmarse rotundamente si la subunidad intermedia (Roques Altes) aparece a modo de esquivirlas o presenta continuidad entre dichos puntos.

Son relativamente frecuentes los "klippe", aunque de pequeña envergadura, así como las ventanas tectónicas; entre éstas, cabe señalar que los afloramientos miocenos cabalgados en Can Busquets y Sant Miquel sugieren la existencia de una ventana de notables dimensiones en los valles situados al sur de la última localidad, si bien se encuentra prácticamente oculta bajo depósitos cuaternarios.

Con respecto a la magnitud de los desplazamientos, la ventana de Can Pit de sa Coma denuncia un desplazamiento de la Unidad de Llentrisca-Rey sobre la de Aubarca de 4 km, valor que debe tomarse como mínimo y además muy inferior al real, al tratarse de la Subunidad de Forn Nou, debiendo tenerse en cuenta el desplazamiento de la subunidad de Roques Altes y los efectos del plegamiento.

3.3.2. Pliegues

Constituyen otro elemento estructural fundamental en la región, tanto a escala cartográfica como de afloramiento. Predominan los de dirección cercana a NE-SO, aunque pueden apreciarse ligeras desviaciones con respecto a esta tendencia general. 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", vergentes hacia el NO. Dicha relación es constatable en el caso de los anticlinales del Cap Nunó, Puig d'en Racó o Can Sena.

Las asociaciones anticlinal-sinclinal son frecuentes en la Unidad de Aubarca, especialmente entre Santa Agnès y Cala d'Albarca, aunque generalmente la geometría tan sólo es perceptible a nivel cartográfico. El espesor de la cubierta mesozoica favorece la creación de pliegues de amplio radio, pese a lo cual se observan diversas charnelas rotas, a modo de pliegues-falla, como en el caso del anticlinal de Santa Agnès.

El menor espesor de la Unidad de Llentrisca-Rey hace que su respuesta ante la deformación parezca más caótica. Sin embargo, son reconstruibles diversos trenes de pliegues, más o menos apretados, especialmente en el sector de Puig des Sant-Puig d'en Francolí. En general, los sinclinales que afectan a la serie miocena aparecen como pliegues laxos, pudiendo señalarse como pliegues apretados los que afectan a los materiales triásicos de Caló d'en Calders o el anticlinal volcánico de Cap Nunó, este último tan sólo visible desde el mar. En algunos casos, las unidades tectónicas superiores están afectadas por pliegues amplios, posiblemente debidos a imbricaciones en las unidades infrayacentes.

A escala de afloramiento, los pliegues presentan las mismas características que a escala cartográfica, mereciendo mención aparte el espectacular plegamiento que afecta a las calizas tableadas kimmeridgienses, en las que su condición de formación multicapa da lugar a geometrías particulares, como pliegues en chevron y "kink bands", favoreciendo igualmente 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 Cala d'en Sardina.

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” 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. Así, se han considerado cabalgamientos a este tipo de estructuras de deformación discontinua en las que no resulta evidente la relación original entre los materiales situados a ambos lados del plano de discontinuidad, debido a su importante, aunque incalculable, desplazamiento relativo; por el contrario, se han considerado fallas inversas cuando el reducido salto permite deducir que tanto el bloque de techo como el de muro formaban parte de una misma estructura.

Entre las fallas inversas de mayor envergadura cabe señalar las de los sectores de Na Xamena, de dirección E-O, y Puig d'en Racó, de orientación NE-SO, relacionándose con un proceso de plegamiento mucho más acusado en el segundo caso.

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 y sin afectar al autóctono relativo, no han sido identificadas con nitidez en la zona, tal vez porque durante la distensión acaecida en el intervalo Mioceno superior-Cuaternario han rejugado como fallas normales. Entre las principales fallas que han actuado de esta manera, cabe señalar las del poljé de Santa Agnès, el posible accidente de dirección NNO-SSE que coincidiendo con el río de Santa Eulalia limitaría los relieves de la Unidad de Llentrisca-Rey hasta el sector de Puig d'en Cires, y la situada al oeste de Port de Sant Miquel.

En cuanto a las fallas normales, generadas durante la etapa distensiva más reciente, son muy abundantes en todo el ámbito de los macizos carbonatados, mostrando una gran aleatoriedad en su orientación, 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 cabe destacar las que limitan los valles localizados al sur de Sant Miquel.

Mención aparte merece por su carácter didáctico la falla normal de Ses Balandres, en la que un plano neto de dirección ENE-OSO trunca un laxo anticlinal configurado por la serie kimmeridgiense, poniéndose en contacto con el conjunto carbonatado aptiense. Continuando el plano de falla hacia el noreste, en Cala d'en Sardina se aprecia el plano, a modo de falla cilíndrica en cuya concavidad la serie kimmeridgiense aparece intensamente replegada en pliegues en chevron.

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", mucho mejor desarrollada, en los materiales pelítico-margosos.

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

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La Hoja a escala 1:25.000 de Sant Miquel de Balansat incluye parte del sector septentrional de la isla de Eivissa. Su relieve se caracteriza por los contrastes altimétricos, con carácter montañoso en toda la banda litoral, donde se reconocen las mayores alturas, entre las que se intercalan algunas depresiones de tamaño notable, evolucionando hacia el sureste a un relieve más suave, de lomas y colinas. Esta configuración depende en gran medida de la naturaleza y la disposición del sustrato, cuya diversidad y estructura se plasman en una serie de dominios morfoestructurales característicos (Fig. 1.1):

- Franja Montañosa Septentrional

Es el más extenso, estando caracterizado por una serie de pequeñas sierras y montes sin orientación preferente, entre los que se encuentran las máximas alturas, destacando Camp Vell (401 m), Puig d'en Joan Andreu (391 m) y Nunó (258 m).

Estas elevaciones están muy próximas a la costa, dando lugar a un litoral muy accidentado, de gran contraste altimétrico, con espectaculares acantilados que se suceden de forma casi continua, únicamente interrumpidos por esporádicas calas o por la desembocadura de algunos cauces.

- Valle del río de Santa Eulalia

Posee una dirección submeridiana e interrumpe parcialmente el dominio anterior, caracterizándose por un relieve aplanado en el que se alzan elevaciones moderadas, con máximos próximos a los 150 m. Su característica principal son sus márgenes, formados por una serie continua de piedemontes que constituyen las formas de enlace entre los relieves colindantes y la red de drenaje principal.

- Dominio de la Bahía de Portmany (Sant Antoni)

Está representado mínimamente en el borde meridional, caracterizándose por su relieve alomado, que disminuye de altitud hacia el suroeste hasta conectar con el litoral.

- Depresiones Interiores

Aunque se localizan en el seno de la Franja Montañosa Septentrional, poseen suficiente entidad superficial para su individualización. Se trata de una serie de depresiones de origen kárstico, muy llamativas dentro del paisaje montañoso y en las que se reconoce una componente tectónica importante. Entre todas ellas destacan por sus dimensiones las de Pla de Corona y Plana d'Albarca, situadas en las proximidades de Santa Agnès y Sant Mateu, respectivamente.

Por lo que se refiere a la red hidrográfica, es notoria su escasa importancia, limitándose a una serie de cursos de carácter estacional. La presencia de una divisoria próxima y casi paralela al litoral, tiene como consecuencia la existencia de cursos con características diferentes según vierten sus aguas al litoral septentrional o al suroriental. Los primeros son de pequeña longitud, muy encajados y con un trazado sinuoso. Los segundos poseen un mayor recorrido, siguen la línea de máxima pendiente y tienen trazados más rectilíneos, destacando el río de Santa Eulalia y el torrente de Buscatell. Existe un tercer tipo de cauces, que son aquellos que mueren en las depresiones interiores; son cursos cortos bastante rectilíneos y que a su llegada a la depresión dejan una serie de depósitos de deyección que constituyen una verdadera orla alrededor de aquélla.

Desde un punto de vista climático hay que destacar la baja pluviometría, con un valor medio anual del orden de 500 mm, y una temperatura de 16-17°C, con máximas de 35°C y mínimas de 0°C. Estos datos corresponden a un clima de tipo Mediterráneo Templado suave.

El principal núcleo de población es Sant Miquel de Balansat, pudiendo señalarse también Sant Mateu d'Albarca, Sant Llorenç de Balàfia y Santa Agnès de Corona, de menor envergadura. La densidad de población es baja y los habitantes se distribuyen por las localidades citadas y por las numerosas casas de campo diseminadas.

La principal fuente de ingresos de la isla es el turismo, que aquí se concentra exclusivamente en Port de Sant Miquel y Sa Galera, debido a las escasas vías de acceso al litoral. Hacia el interior adquieren mayor importancia las labores agrícolas, a la vez que se incrementa la red de carreteras y, especialmente, la de caminos.

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. De ellas, en la Hoja tan sólo afloran las dos primeras, dando lugar a relieves muy diferentes.

La Unidad de Aubarca ocupa gran parte de la banda litoral, con impresionantes acantilados labrados mayoritariamente en materiales carbonatados. Desciende de cota hacia el sureste, estando afectada por un intenso karst, que sumado a la actividad de algunas fallas ha dado lugar a dos espectaculares depresiones, los poljes de Plana d'Albarca (Sant Mateu) y Pla de Corona (Santa Agnès).

Por lo que se refiere a la Unidad de Llentrisca-Rey, posee una mayor superficie de afloramiento, así como una serie estratigráfica más amplia y variada. Esto da lugar a un relieve recortado formado por colinas y lomas separadas por valles moderadamente encajados. Por lo que al modelado estructural se refiere, no destaca ningún rasgo peculiar.

Como elementos estructurales menores hay que señalar la existencia de numerosos cerros cónicos, algunos escarpes y cuestas en el sector septentrional, y una serie de resaltes de capas duras en los materiales terciarios situados entre Santa Agnès y Sant Mateu.

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 y desprendimientos.

Los coluviones constituyen una de las formas más frecuentes, aunque no de las más extensas. Se originan en las laderas, unas veces al pie de las mismas e interdigitándose 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. Buenos ejemplos pueden observarse en el valle del río de Santa Eulalia y de los torrentes de Buscatell, d'en Villo y des Verger.

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

4.3.2.2. Formas fluviales

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

Los fondos de valle están constituidos por depósitos de gravas, cantes 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, como en el caso del río de Santa Eulalia y de los torrentes de Buscatell y Can Rotavella.

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.

Se han diferenciado dos tipos, tanto por su cronología como por sus características. Los más antiguos son casi siempre de mayor tamaño y de baja pendiente. Su frecuencia en un mismo valle hace que los depósitos medios y distales se interdigiten, dando formas coalescentes que constituyen una franja continua de sedimentos a modo de piedemonte, siendo el caso más llamativo el de la margen izquierda del río de Santa Eulalia. En algunos sectores están incididos por la red fluvial actual.

Formas más recientes son los conos de pequeño tamaño, procedentes de cursos menores, que desembocan en otros cauces o en las depresiones kársticas de Plana d'Albarca y Pla de Corona. Son de dimensiones más reducidas y de mayor pendiente. Al igual que los anteriores, abundan en una misma ladera debido a la proximidad de los numerosos arroyos que la surcan, interdigitándose lateralmente y formando una orla continua alrededor de los relieves.

Otra de las formas fluviales con depósito son las terrazas, aunque su representación es bastante menor. Sus 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.

Por lo que se refiere a las formas erosivas, destacan la importante red de incisión de los barrancos menores, las divisorias con morfología en aristas y los pequeños surcos de las zonas de relieve suave originados por los procesos de arroyada difusa; estos últimos son frecuentes en la superficie de los grandes glacis y abanicos, indicando la máxima pendiente, a favor de la que circula la escorrentía superficial. Se incluyen también los escarpes de terraza, resultado del encajamiento de la red fluvial actual.

4.3.2.3. Formas poligénicas

Son aquellas en cuya formación interviene más de un proceso. Las más representativas son los glacis, 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. Son muy abundantes en la mitad oriental.

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. Poseen una gran continuidad lateral, mostrándose como una orla alrededor de los relieves, hecho que se observa claramente en la margen izquierda del río de Santa Eulalia. También en dicho valle, en los alrededores de Es Rafal, estos glacis se interdantán con los conos aluviales que recubren parte de las vertientes. Debido a su baja pendiente, en su superficie se desarrollan procesos de arroyada difusa.

Los glacis modernos son de menor tamaño y aparecen en pequeños valles, muy cerca del cauce. Algunos ejemplos se localizan entre las depresiones kársticas de Plana d'Albarca y Pla de Corona, en el torrente de Buscatell y al sur de Puig de sa Pared.

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

4.3.2.4. Formas endorreicas

Se incluye en este grupo un solo ejemplo, situado sobre los grandes conos aluviales del sector de Ses Planes, de forma ovalada y con el eje mayor de dirección E-O. Aunque su superficie es bastante llana, tiene una cierta inclinación hacia el eje del valle y no se descarta la posibilidad de la intervención del hombre en la formación de esta zona de drenaje deficiente.

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", y playas actuales.

Los depósitos de "marés" tienen una escasa representación, apareciendo en el sector de Illa d'en Calders. Debido a la erosión, actualmente no poseen una morfología definida. Se trata de restos de playas o dunas e incluso de un transporte eólico de aquéllas, por lo que pueden encontrarse a alturas muy diferentes, si bien aquí se localizan casi a nivel del mar.

Las playas actuales son bastante peculiares. El dominio de una costa rocosa con grandes acantilados dificulta su generación, apareciendo en pequeñas calas donde desembocan importantes arroyos. Constituyen bandas alargadas y estrechas, con trazado semicircular, y están formadas por arenas o por cantos.

Las formas erosivas se limitan a los acantilados. Aquí se localiza el litoral más accidentado y recortado de toda la isla de Eivissa, con espectaculares escarpes al mar, que en numerosos puntos superan los 200 m de desnivel. En este sentido, la franja comprendida entre Cap Nunó y Cap d'Albarca es la que desarrolla mayores alturas, destacando Es Castellar y Davall es Alls, con algo más de 300 m. Hacia el sector nororiental, los acantilados disminuyen su altura hasta 30-40 m.

En estas paredes prácticamente verticales se producen importantes procesos erosivos. Uno de ellos es la caída de bloques, a veces de gran tamaño, desde las partes superiores de los acantilados, y otro, el socavamiento de la base del acantilado por la acción del oleaje.

4.3.2.6. Formas kársticas

Se desarrollan principalmente sobre los materiales carbonatados del Cretácico inferior de la Serie de Aubarca, que desde los acantilados del norte descienden topográficamente hacia el sureste.

Entre las formas exokársticas mayores hay que destacar los dos grandes poljés de Plana d'Albarca y Pla de Corona. En este tipo de formas hay una influencia decisiva de la tectónica, pudiendo adivinarse claramente las direcciones NO-SE y NE-SO aunque sus bordes están cubiertos por una serie de conos de deyección.

La superficie de estas depresiones es superior a 2 km², siendo algo mayor la de Santa Agnès. Ambas se sitúan hacia los 170 m de altitud, mostrando una suave pendiente (1-2%) hacia el sureste. Están drenadas por una serie de arroyos estacionales cuyas aguas deben infiltrarse rápidamente; el buzamiento hacia el SE del Complejo Urgoniano y de su sustrato margoso impermeable, hacen pensar en un mimo sentido del flujo subterráneo.

Los materiales que rellenan estas dos depresiones son limos y, principalmente, arcillas rojas, producto de la descalcificación y del aporte de los arroyos que la drenan.

Se han reconocido dolinas y uvalas de menor tamaño, tanto sobre los materiales cretácicos, como sobre los miocenos; se sitúan muy próximas a las grandes depresiones citadas, destacando las de Pla de Sant Gelabert, Can Rota Vella y Can Roig. Aunque son irregulares, denotan también una cierta influencia de la tectónica, con direcciones similares a las anteriormente indicadas.

4.3.2.7. Formas eólicas

Su único ejemplo se localiza en el paraje de Can Catoia, a una cota aproximada de 225 m. Se trata de una serie de arenas eólicas sueltas, sin morfología definida. Sus características permiten deducir una formación reciente, a pesar de su posición topográfica tan alta.

4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

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

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

Entre las formaciones superficiales más representativas se encuentran las de carácter fluvial, destacando entre ellas los conos de deyección. Como se ha señalado, hay dos clases de conos, intermedios y recientes, en base a la cronología establecida en la isla. Dada la naturaleza de los materiales que configuran los relieves, la litología de ambos 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 arenó-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 que llega a unirse con el aluvial del río de Santa Eulalia. Una característica muy frecuente es la presencia a techo de una costra calcárea más o menos desarrollada, en general de tonos blanquecinos y rosados y de carácter diagenético. Su estructura interna es muy variada, siendo normal la formación de costras laminares, aunque no es raro observar algunas brechoides, micríticas o nodulosas; estas diferencias dependen de la textura y la pendiente del depósito, pues tanto los encarcamientos como la profundidad del nivel freático son de suma importancia. La edad asignada a los conos más antiguos es Pleistoceno y a los más recientes, Holoceno.

Los fondos de valle están constituidos también por cantos y gravas calcáreas, pero la matriz arenó-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 arenoso-limosa, cicatrices erosivas y estratificación cruzada tendida. En las lutitas se observan varios ciclos de carbonatación edáfica que culminan en costras calcáreas, desarrolladas tanto en los términos más finos como en los intervalos clásticos. Los niveles de cantos muestran bases erosivas y canalizadas laxas, así como estratificación cruzada tendida. Su potencia total es muy variable dependiendo del tamaño y la distancia a las cabeceras, pero en los perfiles observados se han medido hasta 7 m, aunque sin determinar la profundidad del sustrato. La edad estimada para estas formaciones es Pleistoceno.

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

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

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

La única formación superficial de carácter endorreico se localiza en el paraje de Ses Planes. Se trata de un conjunto de limos y arcillas de color gris oscuro, debido a la deficiente circulación de agua y que incluye algunos fragmentos de costra procedentes de los alrededores. La potencia es muy pequeña y no debe sobrepasar 0,5 m.

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* DEFR., *Textularia* sp., *T. pseudotrochus* CUSHM., *Sphaerogypsina globula* (REUSS), *Acerouline adherens* (SCHUTZE), *Guttulina* sp., *Amphisorus hemprichri* (EHRENB.), *Ophtalmidium glomerosum* COLOM, Milióridos (*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 Illa d'en Calders.

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

Dentro de las formaciones superficiales de origen kárstico destacan las arcillas de descalcificación, producto residual de los procesos de disolución de los carbonatos. Su mayor concentración se localiza en las depresiones kársticas de Santa Agnès y Sant Mateu. Se trata de unas arcillas limosas de color rojo oscuro que contienen un alto porcentaje de arena debido al aporte de los tributarios. También se encuentran fragmentos de costras procedentes de los bordes y los escarpes de las depresiones. En cuanto a su potencia, es difícil de establecer, pero el tamaño de las depresiones hace suponer que supera la decena de metros. Su cronología también presenta problemas, pero debido a su funcionamiento actual se les ha asignado una edad que abarca todo el Cuaternario.

Por lo que respecta a las formaciones superficiales de carácter eólico, están representadas por un único afloramiento, situado en el paraje de Can Catoia. Este afloramiento consiste

en un conjunto de arenas sueltas, de 2-3 m de potencia, constituidas mayoritariamente por granos de naturaleza calcárea. Se observan algunas estructuras internas que denuncian su génesis y muy posiblemente han sido originadas durante el 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 períodos 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 desmantelaron gran parte de la cobertura 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 "mareás". Existen además una serie de conglomerados de carácter marino (Tirrenienses) a diferentes alturas, que proporcionan cierta información sobre las variaciones del nivel del mar a lo largo del Cuaternario. Por otra parte, los procesos fluviales han jugado un importante papel en la elaboración del relieve, pero quedan bastante disminuidos frente a la formación de piedemontes, tanto glacis como conos aluviales, que orlan la mayor parte de los relieves.

La gran abundancia de materiales carbonatados ha favorecido los procesos kársticos, que han dejado su huella en poljés, dolinas y lapiaces. 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 detriticos 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 2) 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 3), 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 mantes 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 5), 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 Pliensbachiano, 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 Pliensbachiano cuando aconteció la individualización de las Zonas Prebética, en la que se enmarca Eivissa, y Subbética, así como los diferentes dominios de ésta: Subbético Externo, Medio e Interno.

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

Una interrupción sedimentaria afectó a las plataformas europeas durante el Dogger, aunque con una duración variable, que en el caso de Eivissa abarcaría al menos una parte del

intervalo Toarcense-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 6). Coinciendo 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 7), 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 áustrios, 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 10), de las de San José y Aubarca (dominio carbonatado, unidades 8 y 9).

Un ascenso eustático favoreció la instalación de las condiciones externas, de sedimentación margosa (unidad 10), en toda la zona, que adquiriría una gran uniformidad durante el intervalo Haueriviense-Barremiense; esta uniformidad sería trastocada únicamente por la llegada de esporádicos aportes terrígenos al sector noroccidental, reflejando su mayor proximidad a la línea de costa.

Este mismo sector registró durante el Aptiense el avance de los sectores internos de la plataforma, caracterizados por el desarrollo de barras y, especialmente, construcciones arrecifales (unidades 11 y 12), que proporcionan el criterio utilizado para individualizar la Serie de Aubarca. En cualquier caso, el avance no se produjo mediante una sola pulsación, sino a través de varias, indicativas de una desigual distribución de las condiciones externas a lo largo del tiempo (unidad 10).

Estas se implantaron nuevamente en la totalidad de la zona durante el Albiense, período en el que remiten las deformaciones áustrias, 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. TECTOGÉNESIS 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 cubierta mesozoica, proliferando los afloramientos triásicos; a ambos lados, la tasa erosiva fue mucho menor, sin llegar a desaparecer la totalidad de la cubierta cretácica.

De esta forma, durante el Aquitaniense la zona aparecería como un relieve irregular labrado sobre los materiales mesozoicos deformados, configuración sobre la que se produciría un episodio transgresivo que abarcaría parte del Burdigaliense-Langhiense. No obstante, la posterior erosión sufrida por los depósitos de este período y su distorsión por la principal fase tectónica alpina, no permiten excesivas precisiones sobre su dispositivo sedimentario. Éste, de características marinas someras, parece basarse en abanicos deltaicos representados por depósitos conglomeráticos (unidad 13), que evolucionarían a ambientes de prodelta caracterizados por acumulaciones margosas (unidad 14). La presencia de niveles calcareníticos (unidad 15) sugiere la existencia de playas y barras deltaicas.

La tendencia profundizante de la sedimentación burdigaliense se vería interrumpida por el desarrollo de la principal fase de estructuración alpina en la isla; ésta, correspondiente a una compresión de dirección NO-SE, se manifestaría en primera instancia por el desarrollo de pliegues vergentes hacia el NO. La consiguiente elevación del relieve acentuó la acción de los procesos erosivos, provocando el desmantelamiento de aquél y la acumulación de masas conglomeráticas (unidad 13) 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 (unidad 1).

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 (Cala Portinatx), suelos y acumulaciones eólicas (Formentera). Aún en el Tortoniano, se produjo un nuevo impulso transgresivo (unidad 17), reflejado por el desarrollo de construcciones arrecifales (Cala 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 glacis 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, de mínima representación en el ámbito de la Hoja.

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 tres 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 Santa Agnès-Sant Miquel, Sant Joan y Sant Rafel.

Los límites entre Zonas tienen un fuerte componente estructural, pues los cabalgamientos han dispuesto los acuíferos carbonatados mesozoicos sobre tramos de baja permeabilidad, generalmente margas miocenas, que los aíslan hidráulicamente.

- Zona de Santa Agnès-Sant Miquel

Ocupa la mayor parte de la superficie, constituyendo la línea de costa sus límites septentrional y occidental. El límite oriental, con la Zona de Sant Joan, está señalado por la presencia de diversos afloramientos de materiales mesozoicos dispuestos sobre margas miocenas. En cuanto al límite meridional, hacia el este se ha establecido mediante los afloramientos de la facies Muschelkalk de la Zona de Sant Rafel, en tanto que hacia el oeste está marcado por los afloramientos cuaternarios que circundan la bahía de Portmany (Sant Antoni), fuera de los límites de la Hoja.

En ella se agrupan materiales de las unidades tectónicas de Aubarca y Llentrisca-Rey, que en el sector litoral aparecen claramente individualizadas hidrogeológicamente por los materiales de baja permeabilidad triálicos y miocenos, pero en las áreas interiores parecen estar interconectadas. Incluye una gran diversidad de materiales susceptibles de comportarse como almacenes subterráneos, fundamentalmente las calizas y dolomías mesozoicas, los conglomerados y calcarenitas terciarias y los depósitos detríticos cuaternarios. La complejidad estratigráfica y estructural de la Zona puede dar lugar a interconexiones entre acuíferos imprevistas, así como al aislamiento de cualquiera de ellos, dando lugar a niveles piezométricos locales, descolgados con respecto al principal. En cualquier caso, a efectos de síntesis, se puede hablar de un acuífero mesozoico, un acuífero terciario y un acuífero cuaternario.

El acuífero mesozoico es sin duda el más destacado en relación con sus posibles reservas, que son especialmente relevantes en el caso de los niveles carbonatados del Lías, Titónico-Valanginiense y Aptiense, que pueden aparecer independizados por niveles margosos. Poseen una permeabilidad muy alta por karstificación y fracturación, especialmente en el caso de los materiales liásicos, predominantes en la Unidad de Llentrisca-Rey, y aptienses, predominantes en la Unidad de Aubarca. A este respecto es preciso hacer hincapié en el karst desarrollado sobre estos últimos, destacando los poljes de Pla de Corona (Santa Agnès) y Plana d'Albarca (Sant Mateu). Su espesor es muy variable en función del nivel considerado, pero en el caso de interconexiones puede sobrepasar 500 m.

El acuífero terciario está integrado por los niveles areniscosos y conglomeráticos miocenos. Si bien los primeros poseen una permeabilidad alta por porosidad intergranular, los

segundos, constituidos por cantos de calizas y dolomías compactados por cemento calcáreo, se comportan como un acuífero carbonatado de permeabilidad alta por karstificación y fracturación. Con frecuencia, la heterogeneidad de los materiales miocenos les confiere características de acuífero multicapa. Su espesor varía considerablemente, sobrepasando en algunos casos el centenar de metros.

Los acuíferos cuaternarios más destacados están relacionados con los sedimentos ligados al valle del río de Santa Eulalia. Su permeabilidad, debida a porosidad intergranular, varía ostensiblemente en función del contenido arcilloso.

Al igual que los acuíferos anteriores, son recargados por infiltración del agua de lluvia, con especial efectividad en las grandes formas kársticas ligadas a los acuíferos mesozoicos, no debiendo olvidarse la conexión entre los acuíferos litorales y el mar, con la consiguiente intrusión marina y salinización de los mismos en el caso de descensos acusados del nivel piezométrico. Por otra parte, los acuíferos mesozoicos pueden recibir aportes de los terciarios y ambos a su vez, de los acuíferos cuaternarios.

En cuanto a la descarga, al margen de los posibles flujos al mar, son probables distintos tipos de tránsfases entre acuíferos, así como con la Zona de Sant Rafel. Localmente, pueden tener cierta importancia las extracciones efectuadas mediante pozos, pero en cualquier caso resultan inferiores a las de otros sectores de la isla.

El acuífero cuaternario actúa en régimen libre, a diferencia de los restantes que pueden presentar carácter libre, confinado e incluso colgado.

El acuífero mesozoico es el principal, con valores de transmisividad altos, comprendidos entre 200 y 1.000 m²/día, y caudales específicos de 2 a 50 l/s/m y coeficientes de almacenamiento del 1%.

La intrusión marina y las variaciones litológicas han provocado una gran variabilidad de los tipos de aguas, predominando las facies cloruradas y bicarbonatadas en el sector occidental, en tanto que en el oriental son de tipo bicarbonatado-sulfatado y sulfatado.

– Zona de Sant Joan

Aparece mínimamente representada, en el sector nororiental de la Hoja. A nivel insular, sus límites septentrional y oriental coinciden con la línea de costa, en tanto que el occidental, con la Zona de Santa Agnès-Sant Miquel, está marcado por el cabalgamiento de la Unidad de Llentrisca-Rey sobre el conjunto margoso mioceno de la Unidad de Aubarca. Por lo que respecta a su límite meridional, con la Zona de San Carlos, se sitúa dentro de la Hoja a escala 1:25.000 de Sant Joan de Labritja (773 I-III), y está señalado por la aparición de una banda de afloramientos miocenos y cuaternarios de dirección ENE-OSO. Se trata de una zona de gran complejidad estructural, factor que puede provocar el aislamiento de bloques acuíferos.

El acuífero principal está integrado por los materiales carbonatados del Jurásico-Cretácico, destacando por su elevada permeabilidad los niveles dolomíticos del Lías y los calco-

dolomíticos del Titónico-Valanginiense, interconectados a través de la ritmita calcárea kimmeridgiense; dicha permeabilidad está condicionada por el grado de karstificación y fracturación. Se disponen sobre un sustrato de baja permeabilidad correspondiente a las arcillas triásicas en facies Keuper y a las margas miocenas, que los independizan de acuíferos más profundos. Su espesor, aunque variable, puede alcanzar 500 m.

Los depósitos cuaternarios conforman un acuífero de menor envergadura cuya permeabilidad por porosidad intergranular varía en función del contenido arcilloso. El espesor difícilmente alcanza 20 m.

El acuífero mesozoico tiene carácter libre, pasando a confinado al quedar soterrado por las margas miocenas, en tanto que el cuaternario actúa en régimen libre.

La recarga se realiza por infiltración del agua de lluvia, pudiendo existir trasvase entre acuíferos y aportaciones marinas en las proximidades del litoral. Por lo que respecta a la descarga, puede tener como destino el mar, así como diversos manantiales próximos al litoral y extracciones mediante pozos, sin descartar la aportación a acuíferos más profundos relacionados con la Zona de Santa Agnès-Sant Miquel.

Las transmisividades, caudales específicos y coeficientes de almacenamiento son variables, con valores semejantes a los de la Zona anterior. En cuanto al químismo, se trata de aguas de composición carbonatada.

- Zona de Sant Rafel

Se encuentra exiguamente representada en el sector suroriental de la Hoja, estando caracterizada por el predominio de margas miocenas entre las que afloran materiales carbonatados correspondientes a la facies Muschelkalk. El límite septentrional coincide con la aparición de afloramientos jurásicos pertenecientes a la Zona de Santa Agnès-Sant Miquel, mientras que los restantes límites se localizan fuera de la Hoja, coincidiendo con el cabalgamiento de la Unidad tectónica de Eivissa sobre la de Llentrisca-Rey y los afloramientos cuaternarios que circundan la bahía de Sant Antoni.

Los carbonatos de la facies Muschelkalk son su principal acuífero, merced a una alta permeabilidad desarrollado por karstificación y fracturación. Igual que en las restantes Zonas, los sedimentos cuaternarios integran un acuífero de menor envergadura cuya permeabilidad por porosidad intergranular varía en función del contenido arcilloso. Sus espesores, aunque variables y difíciles de estimar, pueden sobrepasar 200 y 20 m respectivamente. Intercalados entre una masa margosa miocena, se observan niveles calcareníticos y conglomeráticos cuya envergadura varía notablemente, pudiendo llegar a constituir acuíferos de interés local cuya permeabilidad alta se debe a porosidad intergranular y karstificación-fracturación, respectivamente; actúan como un acuífero multicapa en régimen libre o confinado.

El acuífero mesozoico posee carácter libre en sus zonas de afloramiento, evolucionando a confinado al disponerse bajo los materiales de baja permeabilidad de la facies Keuper y las margas miocenas, que además lo aíslan de las Zonas de Eivissa y Santa Agnès-Sant Miquel. A su vez, el acuífero cuaternario goza de carácter libre.

La infiltración del agua de lluvia es el principal mecanismo de recarga, pudiendo existir trasvases del acuífero cuaternario al mesozoico excepto en períodos excedentarios en que podría invertirse la situación. También deben tenerse en cuenta las aportaciones de la Zona de Sant Antoni y las posibles de las Zonas de Eivissa, Santa Agnès-Sant Miquel y Sant Joan.

En cuanto a la descarga, son posibles los trasvases subterráneos a la Zona de Sant Antoni, pareciendo mucho menos probables los efectuados a otros Zonas. Localmente, pueden tener cierta importancia las extracciones mediante pozos para solventar demandas urbanas o agrícolas.

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, de los que 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 el contrario, no cabe duda de que el aprovechamiento de rocas industriales ha gozado de gran interés en todo el territorio insular, aunque no especialmente en el ámbito de la zona.

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 23 canteras inventariadas (cuadro 6.1), destacan por su cantidad las ubicadas en materiales carbonatados (18), utilizadas como áridos de machaqueo y rocas de construcción, siendo muy inferior el número de canteras en margas (4), empleadas como áridos naturales, y en arenas (1), aprovechadas como árido natural. Tan sólo se ha encontrado evidencia de actividad permanente en una de ellas, de notables dimensiones y correspondiente a dolomías, localizada en las proximidades Sant Miquel, en una zona que en épocas pasadas fue objeto de interés preferente. Se observan notables variaciones en cuanto a su envergadura, con algunos indicios de actividad puntual encaminada a la resolución de demandas locales.

– Arenas

La gran abundancia de depósitos arenosos cuaternarios y su facilidad de extracción con respecto a otras sustancias de aplicación similar, han favorecido la proliferación de sus explotaciones en el ámbito insular desde épocas remotas, pero no así en la Hoja, donde tan sólo se ha identificado una cantera ubicada en este tipo de depósitos. Tiene pequeñas dimensiones y pese a su abandono es objeto de aprovechamientos ocasionales que ofrecen solución a problemas puntuales, especialmente de bacheado de caminos.

Número (*)	Coordenadas		Sustancia	Término municipal	Provincia	Estado de actividad	Magnitud	Usos
	X	Y						
1	360.150	4.324.800	Calcarenitas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Piedra de construcción
2	360.600	4.324.350	Calizas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido de machaqueo
3	360.875	4.324.340	Arenas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido natural
4	360.750	4.323.500	Calcarenitas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Piedra de construcción
5 (6)	366.300	4.324.100	Dolomías	Sant Joan	Baleares	Activa	Grande	Árido de machaqueo
6 (8)	365.800	4.324.450	Dolomías	Sant Joan	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido de machaqueo
7 (7)	366.000	4.323.325	Dolomías	Sant Joan	Baleares	Inactiva	Grande	Árido de machaqueo
8 (9)	366.050	4.323.075	Dolomías	Sant Joan	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido de machaqueo
9	356.900	4.322.200	Calizas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido de machaqueo
10	355.400	4.321.400	Calizas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido de machaqueo
11	355.900	4.321.250	Calizas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido de machaqueo
12	356.900	4.321.300	Calizas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido de machaqueo
13	356.600	4.320.500	Calizas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido de machaqueo
14	360.950	4.320.100	Calizas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido de machaqueo
15	356.650	4.319.600	Calizas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido de machaqueo
16	361.300	4.319.350	Calizas	Santa Eulalia	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido de machaqueo
17	361.400	4.318.350	Dolomías	Santa Eulalia	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido de machaqueo
18 (14)	356.150	4.321.200	Margas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido natural
19	359.300	4.321.800	Margas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido natural. Bacheado de caminos
20	359.400	4.321.850	Margas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido natural. Bacheado de caminos
21	358.250	4.320.900	Calizas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido de machaqueo
22	354.075	4.321.175	Margas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Bacheado de caminos
23	352.600	4.319.100	Calcarenitas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Piedra de construcción

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

Cuadro 6.1 resumen de indicios de rocas industriales.

- Calizas

Se trata de la sustancia de mayor producción, en consonancia con su mayor número de canteras. En este grupo se incluyen las calizas y dolomías mesozoicas y las calcarenitas miocenas; la única explotación activa aprovecha los niveles de dolomías infraliásicas.

Se hallan distribuidas por toda la zona, con una alta proporción de las de pequeñas dimensiones; en cualquier caso, las de mayor envergadura poseen un impacto paisajístico sensiblemente inferior al de las canteras del sector meridional de la isla.

Aunque se aplican fundamentalmente como áridos 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.

- Margas

Sus manifestaciones corresponden a pequeñas canteras abandonadas, abiertas sobre afloramientos del Jurásico, Cretácico inferior y Mioceno; como ya se ha comentado, actualmente se encuentran abandonadas, habiéndose utilizado como árido natural y no dentro del campo de la cerámica o de la fabricación de cemento. Por ello, su extracción ha tenido por objeto extender el material como impermeabilizante, bien en terrazas o para proceder a la reparación del bacheado de caminos, labor para la cual parece probable que se realicen extracciones ocasionales.

6.3. GEOTECNIA

En este apartado se describen de forma sintética las características geotécnicas principales 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.

6.3.1. Síntesis geotécnica

6.3.1.1. *Criterios de división*

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

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

6.3.1.2. División en Áreas y Zonas Geotécnicas

De acuerdo con los criterios anteriores se han diferenciado cuatro Áreas de características y comportamiento geotécnico diferente (cuadro 6.2):

- Área I. Corresponde a rocas ígneas subvolcánicas.
- Área II. Incluye el conjunto de materiales mesozoicos, de naturaleza arcillosa, margosa y carbonatada.
- Área III. Corresponde a los materiales miocenos implicados en los cabalgamientos y en las estructuras de plegamiento correspondientes a la última etapa de deformación alpina, así como a los depósitos carbonatados postorogénicos del Mioceno superior. Dentro de los primeros se ha individualizado una unidad cartográfica de gran complejidad litológica y por lo tanto, de comportamiento geotécnico diferencial, compuesta por resedimentaciones de arcillas y yesos de la facies Keuper y por bloques de tamaño métrico a hectométrico de materiales carbonatados del Triásico medio y del Jurásico.

Esta variabilidad no supone una gran complejidad geotécnica, ya que cada litología presenta el mismo comportamiento geomecánico que los materiales de los que procede. Así, los bloques y el complejo arcilloso-yesífero removilizado se encuadran, respectivamente, en las Zonas geotécnicas II₁, y II₂.

- Área IV. 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. Está constituida por rocas ígneas subvolcánicas encajadas en materiales terciarios (unidad 1)

ÁREA II

- Zona II₁. Incluye el conjunto de materiales carbonatados del Triásico (Muschelkalk), Jurásico y Cretácico (unidades 2, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 11, y 12).
- Zona II₂. Corresponde a las arcillas abigarradas y yesos en facies Keuper (unidad 3), así como a las manifestaciones terciarias de estos mismos materiales, debidas a procesos de resedimentación (unidad 16).
- Zona II₃. Comprende el conjunto margoso del Cretácico inferior, que presenta intercalaciones rítmicas de calizas margosas (unidad 10).

Área	Zona	Unidad Catálográfica	Litología	Estructura	Hidrogeología	Características Geotécnicas
IV	IV ₄	18, 28 y 30	Arenas finas bien seleccionadas. Gravas	Playas y dunas	P: Permeables	RP: Ripables
	IV ₃	20 y 29	Limos y arcillas con materia orgánica		A: Superficiales y salinos	Q: Media-Baja
	IV ₂	19, 21, 22, 24, 25 y 26	Gravas, arenas y arcillas. Encrostramientos generalizados		D: Infiltración	R: Asientos no tolerables y encarcamiento con carácter permanente
	IV ₁	23 y 27	Gravas, arenas, limos y arcillas. Encrostramientos locales		P: Impermeables	RP: Ripables
III	III ₄	17	Calcarenitas arrecifales	Capas subhorizontales	A: No presenta	Q: Baja
	III ₃	15	Calcarenitas muy cementadas. Intercalaciones de conglomerados		D: Superficial	R: Asientos diferenciales; baja compacidad; nivel freático superficial
	III ₂	14	Margas. Intercalaciones de calizas arcillosas, conglomerados y areniscas		P: Permeables/Impermeables	RP: Ripables/No ripables
	III ₁	13	Conglomerados calcáreos muy cementados		A: No presenta	Q: Media-Alta
II	II ₃	10	Margas con intercalaciones de calizas margosas	Potentes tramos margosos; alternancias rítmicas	D: Superficial	R: Erosionabilidad; deslizamientos
	II ₂	3 y 16	Arcillas con yesos. Localmente resedimentados		P: Impermeables	RP: Ripables/No ripables
	II ₁	2, 4 5, 6, 7, 8, 9, 11 y 12	Dolomías, calizas, y calizas dolomíticas		A: No presenta	Q: Media-Baja
					D: Superficial	R: Asientos; colapsos; agresividad de las aguas; expansividad; deslizamientos
I	I ₁	1	Rocas ígneas subvolcánicas	Intrusiva o de bloques	P: Impermeables/Semipermeables	RP: No ripables
				Fracturación y alteraciones variables	A: No presenta	Q: Elevada
					D: Superficial	R: No se esperan

P: Permeabilidad

Q: Capacidad de carga

RP: Ripabilidad

D: Drenaje

A: Acuíferos

R: Riegos

Cuadro 6.2. características geotécnicas.

ÁREA III

- Zona III₁. Corresponde a materiales miocenos formados por conglomerados calcáreos cementados (unidad 13).
- Zona III₂. Incluye margas miocenas con algunas intercalaciones de calizas arcillosas y niveles conglomeráticos (unidad 14).
- Zona III₃. Está constituida por un conjunto de calcarenitas lajosas con niveles de conglomerados intercalados (unidad 15).
- Zona III₄. Corresponde al conjunto carbonatado subhorizontal del Mioceno superior (unidad 17).

ÁREA IV

- Zona IV₁. Engloba todos los depósitos relacionados con la red fluvial, como terrazas y fondos de valle (unidades 23 y 27).
- Zona IV₂. Corresponde a materiales heterométricos ligados a depósitos de gravedad y corto transporte por agua, tales como glacis, conos de deyección, aluviales-coluviales y coluviones (unidades 19, 21, 22, 24, 25 y 26).
- Zona IV₃. Engloba limos y arcillas de origen kárstico y endorreico (unidades 20 y 29).
- Zona IV₄. Incluye depósitos de playa y de origen eólico exclusivamente (unidades 18, 28 y 30).

6.3.2. Estudio de las Áreas y Zonas

6.3.2.1. Área I

Zona I₁

Está constituida por un reducido afloramiento de rocas subvolcánicas que corresponden a una intrusión terciaria.

Son materiales impermeables y de drenaje superficial, si bien pueden presentar cierto grado de permeabilidad por fracturación. No son ripables y su capacidad de carga es alta, sin que se esperen asientos. Admiten taludes fuertes y no presentan riesgos geotécnicos destacables.

6.3.2.2. Área II

Zona II₁

Abarca todas las unidades carbonatadas mesozoicas: el conjunto de dolomías y calizas del Muschelkalk, las dolomías del Lías, el pequeño tramo de margas rojas y calizas nodulosas

del Oxfordiense, el conjunto de calizas tableadas del Kimmeridgiense y los potentes tramos carbonatados del Titónico-Valanginiense y del Aptiense, que configuran los abruptos acantilados de la costa.

En conjunto se comportan de forma permeable, tanto por fisuración como por karstificación, excepción hecha de las calizas kimmeridgienses y del 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 II₂

Corresponde a los materiales de la facies Keuper, compuesta por arcillas abigarradas y niveles yesíferos. Su espesor es variable y actúan como nivel plástico ante la deformación. Se incluyen también en esta Zona los afloramientos de arcillas triásicas resedimentadas durante el Mioceno.

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 entre los términos arcillosos y los yesíferos. Su 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. En zonas abruptas cabe la posibilidad de deslizamientos.

Zona II₃

Incluye el conjunto de margas y calizas margosas cretácicas, que se disponen a modo de intercalaciones entre los potentes tramos carbonatados del Titónico-Cretácico inferior.

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.

6.3.2.3. Área III

Zona III₁

Corresponde al conjunto de conglomerados poligénicos que se disponen discordantes sobre el Mesozoico o sobre el conjunto margo-arenoso mioceno. A su vez, se hallan recubiertos en varias zonas por distintas estructuras cabalgantes.

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

Zona III₂

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

Se trata de un conjunto de fácil erosionabilidad y permeabilidad muy baja, cuyo drenaje se realiza por escorrentía superficial. En general, 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. Una alta erosionabilidad, unida a la posibilidad de deslizamientos en afloramientos de elevadas pendientes, son los riesgos geotécnicos más destacables.

Zona III₃

Corresponde a un conjunto detrítico formado fundamentalmente por calcarenitas lajosas muy cementadas que intercalan pequeños bancos de conglomerados.

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 cuando la orientación de la estratificación y el diaclasado favorezcan el descalce de bloques.

Zona III₄

Está constituida por calizas calcareníticas arrecifales del Mioceno superior postorogénico, localizadas en los afloramientos costeros de Illa d'en Calders y Cap Blanc.

En principio, son materiales permeables y su drenaje se realiza por infiltración, aunque con frecuencia se encuentran tapizados por una costra calcárea de espesor variable que les confiere un carácter impermeable. En estas situaciones, el drenaje se realiza por escorrentía superficial. No son ripables, admiten taludes fuertes y presentan una capacidad de carga elevada, no esperándose problemas en cimentaciones superficiales. No presentan riesgos geotécnicos relevantes, salvo la posibilidad de caída de bloques en zonas de escarpe donde el diaclasado favorezca el descalce de los mismos.

6.3.2.4. Área IV

Zona IV₁

Dentro de esta zona se incluyen todos los depósitos relacionados con la red fluvial, tales como fondos de valle y terrazas. Están 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 estos materiales 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 IV₂

Está constituida por depósitos poligénicos y de gravedad, correspondientes a coluviones, glacis, conos de deyección y aluviales-coluviales. Están compuestos por gravas, arcillas y arenas de espesor variable, que se encuentran con frecuencia cubiertos por costras calcáreas

de diversa extensión, localizadas normalmente al pie de laderas constituidas por rocas carbonatadas mesozoicas.

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

Zona IV₃

En ella se engloban depósitos limo-arcillosos de zonas endorreicas y arcillas de descalcificación correspondientes al desarrollo kárstico de dolinas y poljés.

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 asientos diferenciales en cimentaciones superficiales y de encharcamientos, sin olvidar los riesgos directamente relacionados con los procesos kársticos.

Zona IV₄

En ella se engloban los depósitos de playas y dunas, localizados a lo largo de la costa y que están constituidos por arenas finas y en ocasiones por gravas sueltas de tamaño medio, así como por depósitos eólicos. Se incluyen también depósitos de dunas y playas antiguas que se encuentran moderadamente cementadas.

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, sobre todo en los depósitos costeros.

7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO (PIG)

Se han inventariado y catalogado 13 Puntos de Interés Geológico: Poljé de Santa Agnès (Pla de Corona), Poljé de Sant Mateu (Plana d'Albarca), Cretácico de Sa Ferradura (Can Xumeu), Cova de Can Marsa, Cala de Benirràs, Sección mesozoica de Sa Foradada, Dolina de Can Francolí, Sinclinal de Cala d'Albarca, Cantera de Sant Miquel, Triásico de Illa Blanca, Barras cretácicas y acantilados de Penyal de s'Àguila, Rasa de Illa Murada y Triásico de Punta Negra. De ellos, se han seleccionado y desarrollado los cinco 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 Hoja, cuya fisiografía es el resultado de la incidencia de aspectos geomorfológicos (38%), estructurales (31%) y estratigráficos (23%), de mayor influencia que los aspectos sedimentológicos (8%).

<u>Puntos de Interés Geológico</u>	<u>Interés principal</u>
Poljé de Santa Agnès	Geomorfológico
Poljé de Sant Mateu	Geomorfológico
Cretácico de Sa Ferradura	Estratigráfico
Cova de Can Marsa	Geomorfológico
Cala de Benirràs	Estructural
Sección mesozoica de Sa Foradada	Estructural
Dolina de Can Francolí	Geomorfológico
Sinclinal de Cala d'Albarca	Estructural
Cantera de Sant Miquel	Estratigráfico
Triásico de Illa Blanca	Estratigráfico
Barras cretácicas y acantilados de Penyal de s'Àguila	Sedimentológico
Rasa de Illa Murada	Geomorfológico
Triásico de Punta Negra	Estructural

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 Sant Antoni-Sant Miquel. Aunque existen diversas alternativas a ésta, el itinerario propuesto permite adquirir una rápida visión de los aspectos geológicos más característicos de la Hoja, al poder ser complementado con otras observaciones de interés de una forma sencilla.

La elección de Sant Antoni como punto de partida obedece a su fácil acceso desde los distintos puntos de la isla, pese a encontrarse ligeramente fuera de la Hoja. Durante el trayecto al primero de los Puntos propuestos son posibles dos observaciones previas: Punta de sa Galera, donde existe una magnífica representación del conjunto calcarenítico del Burdigaliense-Langhiense (unidad 15), y Cala Salada, con un espectacular corte de depósitos cuaternarios de tonos rojos correspondientes a glacis.

El paraje de Sa Foradada, además de poseer una extraordinaria belleza, permite diversas observaciones de índole estratigráfica, estructural y geomorfológica. Así, se reconoce el conjunto margoso del Cretácico inferior (unidad 10) junto a materiales carbonatados aptienses (unidad 11), atribuidos al tradicional Complejo Urgoniano, estructurándose ambos en un anticlinal vergente hacia el NO. El conjunto carbonatado aptiense, que constituye el criterio definitorio de la Serie de Aubarca, configura una pequeña punta en el litoral sobre la que la erosión ha elaborado una ventana. Algo más al norte, al pie de Cap Nunó, la serie miocena suprayacente al conjunto cretácico anterior aparece cabalgada por una lámina calcárea aptiense y ésta a su vez, por un potente conjunto dolomítico liásico; las tres escamas corresponden de abajo arriba a la Unidad tectónica de Aubarca y a las subunidades de Roques Altes y Forn Nou, formando parte las dos últimas de la Unidad de Llentrisca-Rey. En este caso, las láminas cabalgantes buzan hacia el NO, a diferencia de su disposición normal en la isla, posiblemente como consecuencia de su adaptación al anticlinal de Sa Foradada.

Los dos siguientes Puntos del itinerario, los poljés de Santa Agnès y Sant Mateu, poseen grandes semejanzas, apareciendo como depresiones de fondo plano tapizado por arcillas rojas; están rodeadas mayoritariamente por materiales carbonatados mesozoicos, denunciando un espectacular desarrollo de los procesos kársticos. Desde la primera localidad es aconsejable la desviación hacia los acantilados del paraje de Es Corrals, al oeste de los cuales se aprecia el cabalgamiento de un resalte dolomítico liásico, perteneciente a la Subunidad de Forn Nou sobre un conjunto cretácico heterogéneo atribuido a la Subunidad de Roques Altes. La perspectiva hacia el este permite observar una espectacular falla normal en el paraje de Ses Balandres y que separa la ritmita kimmeridgiense (unidad 7), de materiales masivos cretácicos.

Un pequeño desvío en Sant Mateu permite acceder a Cala d'Albarca, en cuyo cierre occidental puede apreciarse un sinclinal vergente hacia el NO, marcado por uno de los resaltes carbonatados aptienses; el estilo del pliegue es el característico de la zona, condicionado en buena medida por el espesor de la cobertura mesozoica.

Los acantilados de Penyal de s'Àguila vuelven a agrupar diversas observaciones de interés, tanto de tipo estratigráfico como estructural y sedimentológico. En la parte superior, en el entorno de la urbanización de Illa Blanca, son posibles las observaciones puntuales de las arcillas rojas con yesos que caracterizan la facies Keuper (unidad 3), cuya base se apoya sobre materiales miocenos, delimitando espectacularmente el cabalgamiento de la Subunidad de Forn Nou sobre la Unidad de Aubarca. Esta última muestra una magnífica serie estratigráfica integrada por calizas de Rudistas (unidad 11) que dan paso a un tramo margoso muy fosilífero (unidad 10), sobre el que se dispone discordantemente una potente sucesión miocena integrada por conglomerados (unidad 13) y margas (unidad 14).

El paraje de Sa Ferradura engloba varios aspectos de interés agrupados en dos Puntos. En uno de ellos, la sección cretácica de Sa Ferradura constituye una de las mejores exposiciones del Cretácico correspondiente a la Serie de Aubarca, observándose una sucesión de margas y calizas (unidad 10) sobre las que se disponen las típicas calizas de Rudistas aptienses (unidad 11). La morfogénesis litoral se manifiesta de diferentes maneras: entrada marina a favor de la desembocadura del arroyo des Port, a modo de ría; pequeñas calas; espectaculares acantilados; anexión de la isla de Sa Ferradura a tierra firme mediante un tóbolo de origen antrópico; y superficie de arrasamiento de Illa Murada, que constituye el otro Punto.

Una nueva manifestación del proceso kárstico, en este caso endokárstico, es apreciable en Cova de Can Marsa, junto a Port de Sant Miquel, con desarrollo de formas de disolución y precipitación en materiales carbonatados cretácicos.

La Cala de Benirràs posee una magnífica exposición de la unidad conglomerática miocena (13), que es cabalgada en la vertiente septentrional por materiales mesozoicos de la Unidad tectónica de Llentrisca-Rey, representada aquí por la Subunidad de Rey.

De retorno hacia Sant Miquel, se recomienda una breve visita a Punta Negra, donde existe un apretado tren de pliegues vergentes hacia el NO generados sobre la serie triásica (unidades 2 y 3), con algún retazo dolomítico liásico (unidad 5) en los núcleos sinclinales.

Ya en las proximidades de Sant Miquel, el Punto final lo constituye la cantera de Can Cap Vermell, en la que se aprecia un potente conjunto carbonatado de aspecto tableado y que intercala niveles margosos a techo, atribuido al Infracrías, si bien es preciso recordar que se trata de una unidad que ofrece ciertas dudas en el ámbito insular.

8. BIBLIOGRAFÍA

- ÁLVARO, M.; BARNOLAS, A.; CABRA, P.; COMAS-RENGIFO, M.J.; FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S.R.; GOY, A.; DEL OLMO, P.; RAMÍREZ DEL POZO, J.; SIMÓ, A. y URETA, S. (1989). "El Jurásico de Mallorca (Islas Baleares)". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13, 67-120.
- ÁLVARO, M.; DEL OLMO, P. y RAMÍREZ DEL POZO, J. (1982). "Baleares". En: *El Cretácico de España. Universidad Complutense de Madrid*, 10, 633-653.
- AZÉMA, J.; CHABRIER, G.; CHAUVE, P. y FOURCADE, E. (1979a). "Nouvelles données stratigraphiques sur le Jurassique et le Crétacé du Nord-Ouest d'Ibiza (Baléares, Espagne)". *Geologica Rom.*, 18, 1-21.
- AZÉMA, J.; FOUCault, A.; FOURCADE, E.; GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; GONZÁLEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, D.; LÓPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979b). "Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *Publicaciones Universidad de Granada*, 83pp.
- BEAUSEIGNEUR, C. y RANGHEARD, Y. (1967). "Contribution à l'étude des roches éruptives de l'île d'Ibiza". *Bulletin Société Géologique France*, 7, 221-224.
- BEAUSEIGNEUR, C. y RANGHEARD, Y. (1968). "Nouvelles observations sur les roches éruptives de l'île d'Ibiza (Baléares)". *Ann. Scient. Universidad de Besançon. 3^a serie, Geol.*, 5, 9-12.
- COLOM, G. (1934). "Contribución al conocimiento de las facies litopaleontológicas del Cretácico de las Baleares y del SE de España". *Geol. Medit. Occid. v.* 3, 2, 1-11.
- COLOM, G. (1945). "Los sedimentos cretácicos de las Baleares". *Rev. de Menorca. Mahón*, 193-212.
- COLOM, G. (1946). "Los sedimentos burdigalienses de las Baleares (Ibiza-Mallorca)". *Est. Geol.*, III, 21-112.
- COLOM, G. y ESCANDELL, B. (1960-1962). "L'évolution du géosynclinal baléare". *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 (1^a), 33-46.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1964). "Notas estratigráficas y paleontológicas sobre los depósitos flandrienses del Puerto de San Antonio Abad (Ibiza)". *Notas y Comunicaciones IGME*, 75, 95-118.
- FALLOT, P. (1910). "Sur quelques fossiles pyriteux du Gault des Baléares". *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, IX, 2, 62-90.
- FALLOT, P. (1917). "Sur la Géologie de l'île d'Ibiza (Baléares)". *C. R. Ac. Sc.*, 164, 103-104.
- FALLOT, P. (1917). "Sur la tectonique d'Ibiza (Baléares)". *C.R. Ac. Sc.*, 164, 186-187.
- FALLOT, P. (1922). "Etude géologique de la Sierra de Majorque". *Tesis Doctoral. Universidades de París y Lieja*, 481 pp.
- FALLOT, P. (1931-34). "Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles. Le Trias, le Lias, le Dogger, le Jurassique supérieur". *Imprenta Elzeviriana y Lib. Com. Barcelona*.
- FALLOT, P. (1948). "Les Cordillères bétiques". *Est. Geol. Madrid y Barcelona*, 83-172.
- FONTBOTÉ, J.M.; OBRADOR, A. y POMAR, L. (1983). "Islas Baleares". En: *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*, 2, 343-391.
- FOURCADE, E.; CHAUVE, P. y CHABRIER, G. (1982). "Stratigraphie et tectonique de l'île d'Ibiza, témoin du prolongement de la nappe subbétique aux Baléares (Espagne)". *Ectogae 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-PEREÀ, 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 Oxfordense 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'extremité sud d'Ibiza (Baléares)". *Ann. Sec. Univ. Besançon, 2^a ser. Geol.* 19, 45-51.
- RANGHEARD, Y. (1965). "Donées 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 (Baleares), 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 (Baleares)". *Notas y Comunicaciones IGME*, 94, 7-24.
- RANGHEARD, Y. y COLOM, G. (1967). "Microfauna del Cretácico de Ibiza (Baleares)". *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

9 788478 406869