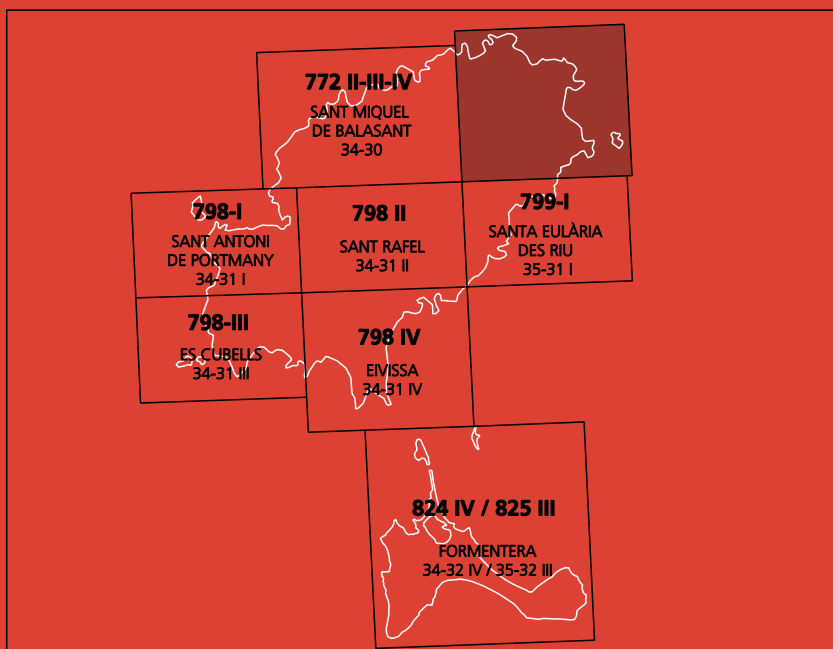




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 25.000

Segunda serie - Primera edición



IBIZA Y FORMENTERA (ISLAS BALEARES)

SANT JOAN DE LABRITJA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

SANT JOAN DE LABRITJA

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: 978-84-7840-798-9
Depósito legal: M-27688-2009

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

Las presentes Hoja y Memoria (Sant Joan de Labritja – 773 I-III) han sido realizadas por Informes y Proyectos, S.A. (INYP SA), dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Autores

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

Estudios de muestras

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

Dirección y supervisión

- P. Ruiz Reig (IGME)

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

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

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

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	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 Eivissa	14
2. ESTRATIGRAFÍA	16
2.1. ROCAS ÍGNEAS	16
2.1.1. Rocas subvolcánicas	18
2.1.1.1. Ofitas, dioritas y traquitas (1)	18
2.2. MESOZOICO	19
2.2.1. Triásico	19
2.2.1.1. Dolomías (Facies Muschelkalk) (2). Anisiense-Ladiniense	20
2.2.1.2. Dolomías y calizas tableadas (Facies Muschelkalk) (3). Anisiense-Ladiniense	20
2.2.1.3. Arcillas y yesos (Facies Keuper) (4). Triásico superior	21
2.2.2. Jurásico	21
2.2.2.1. Margas rojas y calizas nodulosas (7). Oxfordiense	23
2.2.2.2. Calizas tableadas (8). Oxfordiense-Kimmeridgiense	24
2.2.3. Cretácico	24
2.2.3.1. Margas blancas (9). Titónico-Albiense	25
2.2.3.2. Margas y margocalizas nodulosas (10). Titónico-Hauteriviense	26
2.2.3.3. Calizas (11). Titónico-Hauteriviense	26
2.2.3.4. Dolomías (12). Titónico-Hauteriviense	27
2.2.3.5. Calizas con Rudistas (13). Aptiense	27
2.2.3.6. Calcarenitas, margas y areniscas (14). Albiense	28
2.2.3.7. Calizas blancas (15). Turoniense-Senoniense	28
2.3. Terciario	29
2.3.1. Mioceno	29

2.3.1.1. Margas, areniscas y conglomerados (16). Burdigaliense-Langhiense	29
2.3.1.2. Conglomerados (17). Burdigaliense-Langhiense	30
2.3.1.3. Calcarenitas (18). Burdigaliense-Langhiense	30
2.3.1.4. Arcillas y bloques (19). Burdigaliense-Langhiense	31
2.3.1.5. Calizas y margas (20). Tortoniense-Messiniense	32
2.4. CUATERNARIO	33
2.4.1. Pleistoceno	33
2.4.1.1. Areniscas (Playas y dunas antiguas: "marés") (21). Pleistoceno ...	33
2.4.1.2. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Glacis antiguo y Glacis moderno) (22, 25). Pleistoceno	33
2.4.1.3. Arcillas de descalcificación (Fondos de polje y dolina) (23). Pleistoceno-Holoceno	34
2.4.1.4. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Cono de deyección intermedio y Cono de deyección moderno) (24, 27). Pleistoceno-Holoceno.	34
2.4.1.5. Gravas, arenas y arcillas (Terraza) (26). Pleistoceno-Holoceno.....	35
2.4.2. Holoceno	35
2.4.2.1. Arcillas, gravas y arenas (Aluvial-coluval) (28). Holoceno	35
2.4.2.2. Bloques, gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Coluvión) (29). Holoceno	35
2.4.2.3. Gravas, arenas y arcillas (Fondo de valle) (30). Holoceno	36
2.4.2.4. Arenas y gravas (Playa) (31). Holoceno	36
3. TECTÓNICA	37
3.1. ASPECTOS GEODINÁMICOS	37
3.1.1. Marco estructural	37
3.1.2. Evolución geodinámica	37
3.2. ESTRUCTURA DE LA ISLA DE EIVISSA	39
3.2.1. Aspectos generales	39
3.2.2. Etapas de deformación	40
3.2.2.1. La extensión mesozoica	40
3.2.2.2. La compresión terciaria	40
3.2.2.3. La distensión del Mioceno superior-Cuaternario	43
3.3. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA DE LA HOJA	43
3.3.1. Unidad de Eivissa	44
3.3.1.1. Falla de Sant Vicent	44
3.3.1.2. Anticlinal de Cala Figuera	44
3.3.1.3. Sinclinatorio de Puig de s'Àguila	44

3.3.1.4. Cabalgamiento de Puig de s'Àguila	44
3.3.1.5. Cabalgamiento de Can Miquel de sa Font	44
3.3.1.6. Sinclinorio de sa Mola	44
3.3.1.7. Cabalgamientos de Puig de sa Savina	45
3.3.2. Unidad de Llentrisca-Rey. Subunidad de Rey	45
3.3.2.1. Cabalgamientos de Port de ses Caletes.....	45
3.3.2.2. Cabalgamiento de Puig d'en Rei	45
3.3.2.3. Cabalgamiento de Es Murtar	45
3.3.2.4. Cabalgamiento de Puig de s'Ullastres	45
3.3.2.5. Cabalgamiento de la Talaia de Sant Joan	46
3.3.2.6. Falla del torrente de Labritja	46
3.3.3. Unidad de Llentrisca-Rey. Subunidad de Forn Nou.....	46
3.3.3.1. Unidad olistostrónica.....	46
4. GEOMORFOLOGÍA.....	47
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA	47
4.2. ANTECEDENTES	48
4.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO.....	48
4.3.1. Estudio Morfoestructural	48
4.3.2. Estudio del modelado	49
4.3.2.1. Formas de ladera.....	49
4.3.2.2. Formas fluviales.....	49
4.3.2.3. Formas poligénicas.....	50
4.3.2.4. Formas litorales	51
4.3.2.5. Formas kársticas.....	51
4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES.....	51
4.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA	54
5. HISTORIA GEOLÓGICA	56
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	60
6.1. HIDROGEOLOGÍA.....	60
6.1.1. Climatología e Hidrología	60
6.1.1.1. Climatología	60
6.1.1.2. Hidrología	60
6.1.2. Descripción hidrogeológica.....	60
6.1.2.1. Principales acuíferos	60
6.1.2.2. Zonas hidrogeológicas.....	61
6.2. RECURSOS MINERALES.....	64

6.2.1. Minerales metálicos.....	64
6.2.1.1. Galena argentífera.....	64
6.2.2. Rocas Industriales.....	65
6.2.2.1. Dolomías	65
6.2.2.2. Calizas y dolomías	65
6.2.2.3. Margas.....	66
6.2.2.4. Areniscas	66
6.3. GEOTECNIA	66
6.3.1. Síntesis geotécnica	66
6.3.1.1. Criterios de división	66
6.3.1.2. División en Áreas y Zonas Geotécnicas	67
6.3.2. Estudio de las Áreas y Zonas.....	69
6.3.2.1. Área I	69
6.3.2.2. Área II.....	70
6.3.2.3. Área III.....	71
6.3.2.4. Área IV	72
7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO (PIG)	74
7.1. TESTIFICACIÓN DE LA METODOLOGÍA.....	74
7.2. ITINERARIO RECOMENDADO	74
8. BIBLIOGRAFÍA.....	77

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La isla de Eivissa, que posee una superficie de 572 km², se encuentra incluida junto con la isla de Formentera en el grupo de islas denominadas Pitiusas. La presente Hoja a escala 1:25.000 de Sant Joan de Labritja (773 I-III) ocupa el sector nororiental de Eivissa y en ella se pueden observar dos dominios con características orográficas diferenciadas (Fig. 1.1).

Al norte se alzan las elevaciones de la Franja Montañosa Septentrional, con altitudes próximas a los 400 m (Sa Torreta, 412 m; Puig Gros, 399 m; Puig d'en Guillem, 388 m; y Talaia de Sant Joan, 361 m), que disminuyen hacia el litoral, destacando Puig d'en Rei (311 m), Talaia de Sant Vicent (301 m), y Puig de sa Carraca (232 m) hacia el norte y Puig de s'Àguila (285 m) y Punta Grossa (172 m) hacia el este. Este dominio montañoso se encuentra disectado por el torrente de Sa Cala, que discurre de oeste a este entre Sant Joan y Cala de Sant Vicent.

Por su parte, el dominio meridional aparece constituido por grandes valles y amplias planicies, entre los que se intercalan relieves alomados y cerros aislados, de entre los que destacan la Talaia de Sant Carles (231 m), Puig d'Atzaró (219 m), Puig des Molí (186 m) y Puig de s'Argentera (141 m), limitados por valles más o menos amplios.

El clima es de tipo Mediterráneo, con temperaturas medias de 17°C, máximas de 35°C y mínimas de 0°C. La precipitación media anual es del orden de 475 mm, registrando variaciones interanuales muy importantes, con coeficientes de irregularidad superiores a 6. La evapotranspiración real media varía entre el 60-100% de la pluviometría, para una capacidad de retención del suelo de 25 mm. La humedad relativa se mantiene prácticamente constante a lo largo de todo el año, con valores en torno al 70%. Los vientos dominantes son los del norte (Tramontana) y suroeste (Llebeig).

Con respecto a la red fluvial, en Eivissa no existe ningún curso permanente de agua, permaneciendo secos la mayor parte del año y circulando intermitentemente cuando las precipitaciones son de cierta intensidad. En la Hoja, tan sólo el torrente de Labritja tiene cierta entidad como curso fluvial.

La distribución de la población es muy irregular dentro de la isla, con zonas de gran crecimiento que desde 1960 han duplicado su población debido al turismo y a las migraciones internas. Así, Sant Joan de Labritja ha disminuido su número de habitantes en un 30% durante el período comprendido entre 1960 y 1986, aumentando en las zonas costeras. Los principales centros de población de la Hoja son Sant Joan de Labritja, Cala Portinatx y Sant Vicent de sa Cala, dentro del término municipal de Sant Joan de Labritja, y San Carlos y Es Canarr, dentro del término de Santa Eulalia del Río. Además, en la zona costera existen numerosas urbanizaciones, de entre las que destacan Can Jordi, Es Figuerall y Punta Grossa.

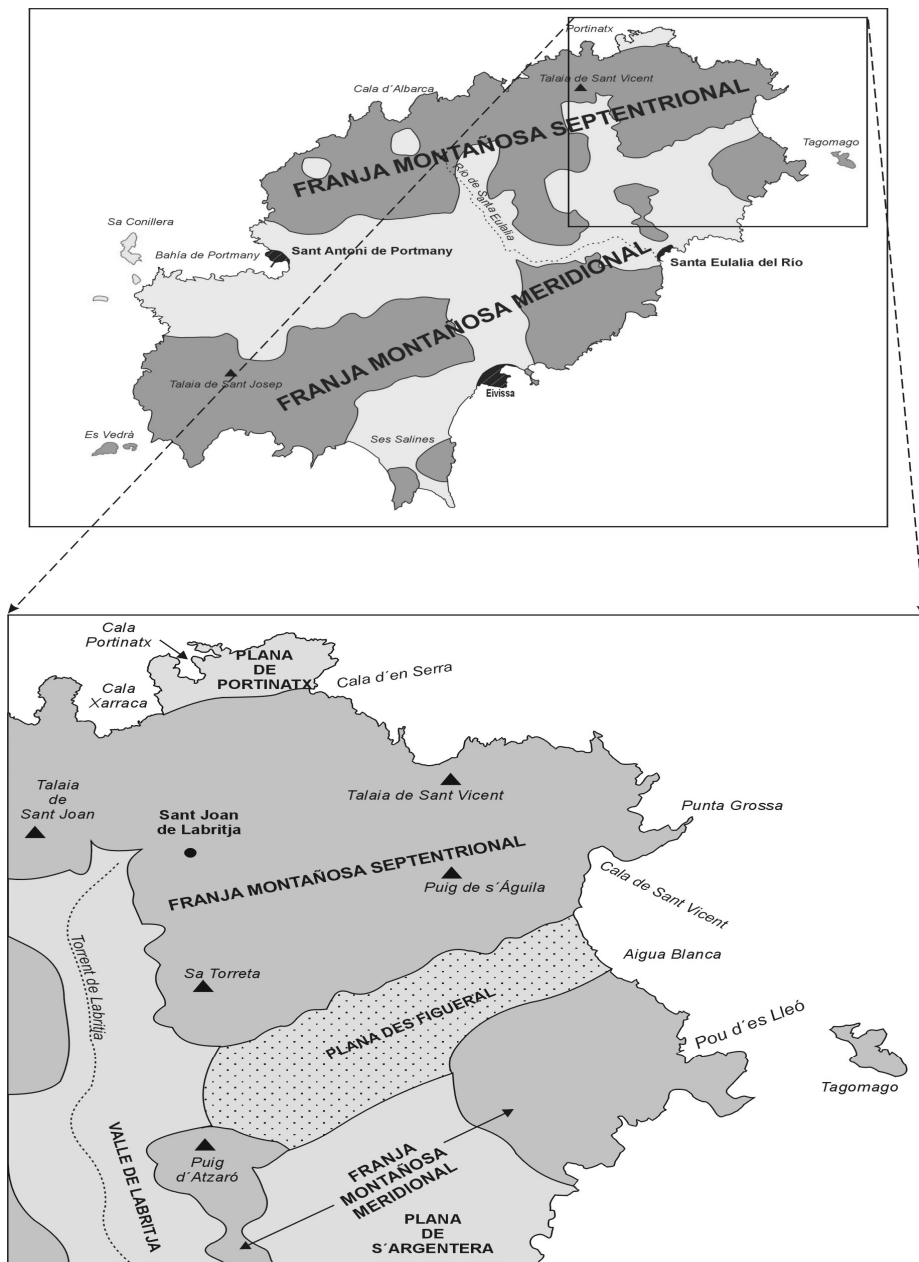


Figura 1.1. Esquema de situació i principals elements fisiogràfics de la Hoja.

La principal actividad económica se centra en el turismo, que representa un alto porcentaje del producto interior bruto. En cuanto al sector agrícola, carece de relevancia económica como consecuencia de la limitación de los recursos hidráulicos. En general, la isla de Eivissa se clasifica en la categoría de Agrícola-Forestal, predominando el monte maderable, que se extiende aproximadamente por un 40% de la superficie agraria total útil. Con respecto al sector industrial, prácticamente no existe, estando representado por pequeñas industrias de los sectores agrario y alimentario.

1.2. ANTECEDENTES

Los primeros trabajos geológicos sobre la isla de Eivissa son los realizados por VIDAL y MOLINA (1888) y NOLAN (1893, 1895), en los que reconocen los materiales aflorantes desde el Triásico al Mioceno y describen la estructura de la isla como dos grandes anticlinales de dirección E-O, afectados por numerosas fracturas.

Durante el segundo decenio de nuestro siglo surge una nueva hipótesis interpretativa desarrollada en los trabajos de FALLOT (1910-1948) y DARDER-PERICÁS (1925), indicando la superposición de tres series tectónicas o escamas, que de sureste a noroeste son las de Ibiza (la más elevada), Llentrisca-Rey (intermedia) y Aubarca (basal). Esta hipótesis deriva de la aplicación de los mantos de corrimiento al contexto insular, basándose en argumentos paleontológicos para su estratigrafía y geométricos para su disposición estructural.

La cartografía a escala 1:50.000 de SPIKER y HAANSTRA (1935) confirma la existencia de las tres grandes escamas definidas por FALLOT, aunque modifica el límite entre las escamas de Aubarca y Llentrisca-Rey. Años más tarde, COLOM (1934-1973) hace aportaciones sobre la estratigrafía de la isla basadas en estudios micropaleontológicos.

Posteriormente, RANGHEARD (1969) realiza su tesis doctoral en Eivissa y Formentera, elaborando una cartografía detallada a escala 1:50.000 y una importante monografía regional. En este trabajo se indica que las series son idénticas en toda la isla desde el Triásico medio hasta el Kimmeridgiense, individualizándose tres dominios paleogeográficos para el Cretácico inferior mediante cambios laterales de facies, dominios correspondientes a las series de Ibiza, San José y Aubarca. El Eoceno y el Oligoceno no son reconocidos, mientras que el Mioceno está representado en todos los dominios por facies idénticas. Desde un punto de vista estructural, este autor señala nuevamente las tres unidades definidas por FALLOT: Ibiza, Llentrisca-Rey, equivalente a la escama de Cirer-Rey, y Aubarca.

En estos últimos años hay que destacar los estudios de AZÉMA *et al.* (1979a), sobre la estratigrafía del Jurásico y Cretácico del noroeste de Eivissa, y FOURCADE *et al.* (1982), que incorpora nuevos conceptos sedimentarios a esta zona de las Béticas, indicando la presencia de unidades olistostrómicas, ya descritas por BOURGOIS (1978) en otros sectores de la cordillera.

En cuanto a los materiales neógenos, han sido estudiados por SIMÓ y GINER (1983), describiendo cinco secuencias deposicionales, y por DURAND-DELGA *et al.* (1984), que definen la serie salobre y continental del Mioceno medio y superior. Asimismo, el complejo arrecifal tortoniense ha sido abordado por BARÓN (1980).

Los depósitos cuaternarios han sido tratados por SOLÉ SABARÍS (1955, 1962), con especial atención a los depósitos marinos, y COLOM y ESCANDELL (1960-1962) y ESCANDELL y COLOM (1964), centrándose en la bahía de Portmany (Sant Antoni).

La evolución tectosedimentaria de las Baleares ha sido analizada por POMAR (1979) dentro del contexto del Mediterráneo occidental.

Por último, la hidrogeología de la isla ha sido estudiada por BARÓN, dentro de los planes dependientes de la Comunidad Autónoma, y por BATLLE (1978).

1.3. MARCO GEOLÓGICO

1.3.1. Marco regional

Las Islas Baleares se sitúan sobre un umbral submarino denominado Promontorio Balear, que posee unos 400 km de longitud y una anchura superior a 100 km. Dos depresiones transversales dividen el promontorio en tres sectores: al suroeste, la porción correspondiente a la plataforma continental de la Península; en el centro, las Pitiusas; y al noreste, Mallorca y Menorca.

Todos los autores que han trabajado en Eivissa están de acuerdo en considerarla como la prolongación de las Cordilleras Béticas hacia el este. Éstas constituyen la terminación occidental del Orógeno Alpino Perimediterráneo, constituido por una sucesión de cordilleras orientadas en dirección E-O preferentemente, cuyo rasgo más característico es que presentan una estructura de mantos de corrimiento originados durante el Cretácico y Terciario (MARTÍN-ALGARRA, 1987).

El Orógeno Alpino del Mediterráneo Occidental está formado por una alineación de cadenas que presentan una estructura centrífuga con respecto al área ocupada por el mar. Dentro de él se pueden distinguir tres segmentos principales: el segmento meridional, constituido por las Cordilleras Norteafricanas del Rif y del Tell; el segmento oriental, que se extiende a través de Sicilia mediante el Arco Calabro-Peloritano, conectando con el Apenino; y el segmento noroccidental, unido con el Rif mediante el Arco de Gibraltar, integrado por las Cordilleras Béticas.

De acuerdo con la concepción clásica del geosinclinal, las Cordilleras Béticas han sido divididas tradicionalmente en Zonas Internas y Externas. Las Zonas Internas presentan deformaciones profundas que afectan al zócalo, acompañadas de metamorfismo, mientras que las Zonas Externas se caracterizan por la ausencia de afloramientos del zócalo y por una cobertera sedimentaria plegada y despegada, con desarrollo de cabalgamientos y mantos de corrimiento. El resto de la cordillera queda configurado por depresiones neógenas de origen diverso. Por una parte, la Depresión del Guadalquivir constituye la antefosa que separa el orógeno del margen continental estable, representado por la Meseta, habiendo recibido aportes siliciclásticos de ésta y de carácter olistostrómico procedentes de aquél. Por otro lado, las depresiones intramontañosas son el reflejo de la tectónica postalpina. 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, subdividiéndose 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 diversas unidades de atribución dudosa al Complejo Rondaide (MARTÍN-ALGARRA, 1987).
- Entre las Zonas Internas y Externas aflora, 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 de que únicamente el Complejo del Campo de Gibraltar pertenece a un dominio paleogeográfico intermedio entre ambas (MARTÍN-ALGARRA, 1987).

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: como condicionantes paleogeográficos durante el resto del Mesozoico y posteriormente, a lo largo del Terciario, como zonas de debilidad aprovechadas por los esfuerzos compresivos alpinos.

A mediados del Cretácico se produce la rotación de la placa Ibérica, comenzando el desplazamiento de la Zona Bética hacia el oeste como consecuencia del acercamiento entre las placas Europea y Africana. Dentro de las Zonas Externas, dicho desplazamiento provoca aloctonías generalizadas hacia el noroeste durante el Mioceno inferior.

A partir de este momento tienen lugar nuevas fases de deformación, manifestadas de diferente forma y con intensidad variable según los sectores. En sentido estricto, hasta finales del Mioceno no se considera acabado el ciclo orogénico alpino, 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 Eivissa

Con respecto a las características estratigráficas de Eivissa, se han definido tres series tipo asociadas a dominios paleogeográficos contiguos.

Los materiales correspondientes al Triásico y Jurásico son muy similares en los tres dominios, observándose una laguna estratigráfica entre el Pliensbachiense y el Oxfordiense que puede reducirse en algunos sectores a la ausencia de los términos finales del Dogger.

A partir del Titónico y durante todo el Cretácico inferior comienza la compartimentación de la plataforma formada durante el Lías, diferenciándose de sureste a noroeste: un dominio interno, localizado al sureste y relleno por materiales margosos y margo-calcareos en facies de cuenca; un dominio intermedio, en el que el Titónico-Valanginiense está constituido por calizas de plataforma, mientras que durante el Hauteriviense-Albiense continúa rellenándose con materiales margosos en facies de cuenca; y un dominio externo, en el que además de las calizas y dolomías del Titónico-Valanginiense presenta facies de plataforma carbonatada en el Aptiense.

Las variaciones de las litofacies indican la persistencia de una plataforma carbonatada en el noroeste, correspondiente a la Serie estratigráfica de Aubarca, que evolucionaría a una cuenca abierta hacia el sureste, perteneciente a la Serie de Eivissa, con un dominio intermedio entre ambas correspondiente a la Serie de San José (RANGHEARD, 1969). Con respecto al Cretácico superior, aflora en facies carbonatadas sin diferenciación aparente dentro de las distintas series señaladas.

En la isla sólo afloran materiales terciarios pertenecientes al Mioceno, no habiéndose datado con seguridad el Paleógeno; tan sólo POMAR (1979) y FONTBOTÉ *et al.* (1983) citan en Portitxol la posible presencia de un conglomerado en facies continentales de esa edad.

Dentro del Neógeno se pueden diferenciar dos tipos de depósitos: preorogénicos y postorogénicos. Los materiales preorogénicos, de edad Burdigaliense-Langhiense, están implicados en las estructuras de corrimiento y plegamiento correspondientes a la última etapa de deformación alpina. Este conjunto mioceno aflora discordante y extensivo sobre un paleorrelieve modelado sobre los materiales mesozoicos, pudiendo diferenciarse dos grupos litoestratigráficos según el origen de los mismos. En el sector occidental afloran conglomerados calcáreos, margas y calcarenitas de carácter marino con pasadas salobres, en los que SIMÓ y GINER (1983) han descrito dos secuencias deposicionales, enmarcando la primera en el Aquitaniense-Burdigaliense. En el sector oriental se puede observar una formación de carácter netamente olistostrómico formada como consecuencia de la fase diastrófica paroxismal; esta fase tectónica provocaría la dilaceración, el despegue y el corrimiento gravitacional de los materiales calco-dolomíticos del Jurásico sobre los niveles plásticos del Keuper, que se introducirían en las cuencas precedentes de los bordes tectónicos activos.

El Mioceno postectónico sólo aflora en la costa septentrional, en facies arrecifales fundamentalmente, en las que SIMÓ y GINER (1983) han descrito tres secuencias deposicionales.

Las variaciones litoestratigráficas que se observan en los materiales del Jurásico terminal-Cretácico inferior determinan su pertenencia a las distintas unidades definidas en el Orógeno Bético. No obstante, su atribución varía en función de los diferentes autores. Así, FALLOT (1922-1948) incluye las series con facies de cuenca dentro del Subbético, al igual que DARDER-PERICÁS (1925) y COLOM (1946), a diferencia de DURAND-DELGA (1960), BOURROUILH (1970) y RANGHEARD (1971), que las incluyen en el Prebético Interno-Prebético meridional; posteriormente, DURAND-DELGA (1980) se ratifica en esta misma atribución, incluyéndolas en el Prebético de Alicante. Por su parte, FOURCADE *et al.* (1977) atribuyen el noroeste de Eivissa a la plataforma citrabética, mientras que el sureste de la isla y Mallorca, a la cuenca citrabética. Finalmente, CHAUVE *et al.* (1978) y FOURCADE *et al.* (1982) incluyen las series de cuenca dentro de las Unidades Subbéticas, indicando que durante el Langhiense existe un surco sedimentario entre el Prebético y el Subbético, en el que se depositan unidades olistostrómicas con bloques.

Con respecto a la tectónica de Eivissa, las hipótesis de estructuración han evolucionado con el tiempo dependiendo de los distintos autores; no obstante, todos ellos están de acuerdo en afirmar que el momento paroxismal de la deformación es posterior al Langhiense inferior y que ésta se caracteriza por una superposición de unidades tectónicas.

El primer trabajo moderno que delimita varias unidades tectónicas superpuestas, basándose en las definidas por FALLOT (1914-1948) es el realizado por RANGHEARD (1969), que define tres unidades tectónicas cabalgantes hacia el NO. La Unidad de Ibiza es la más elevada estructuralmente, con series estratigráficas de tipo Ibiza y San José. La Unidad de Llentrisca-Rey, tectónicamente subyacente a la anterior, se corresponde con la escama de Cirer-Rey de FALLOT (1917) y presenta facies de las series de San José y Aubarca. Por último, la Unidad de Aubarca, la inferior dentro del edificio estructural, está formada por materiales asimilados a la Serie de Aubarca. La región está afectada por una tectónica tangencial reflejada por pliegues vergentes hacia el NO, con los flancos inversos estirados formando láminas y cabalgados a su vez por los flancos normales.

Posteriormente, FOURCADE *et al.* (1982) definen otras unidades tratando de asignar los distintos tipos de facies a cada unidad estructural. Estos autores indican que Eivissa está constituida por cinco unidades y subunidades estructurales con vergencia NO que pueden reagruparse en dos grandes dominios estructurales separados por una formación miocena que incluye bloques sedimentarios de distinto tamaño y naturaleza. El dominio septentrional, parautóctono, está constituido por la Unidad de Aubarca-Fornou-Rey y el meridional, cabalgante, por las unidades de la Talaia de San José y de Eivissa.

Por último, DURAND-DELGA *et al.* (1984) elaboran una nueva hipótesis tectónica, incluyendo en la Unidad de Eivissa a la Subunidad occidental de San José, bajo la cual definen la Subunidad de Roques Altes, prolongación occidental de la Unidad de Sant Rafel. Como parautóctono siguen considerando a la Unidad de Aubarca, al igual que en el esquema precedente de RANGHEARD (1969).

En la realización de la presente Hoja se ha mantenido dentro de lo posible la terminología usada por los autores anteriores a nivel de las grandes unidades tectónicas, si bien con ciertas modificaciones de sus límites.

2. ESTRATIGRAFÍA

La Hoja a escala 1:25.000 de Sant Joan de Labritja (773 I-III) presenta una gran variedad litológica, con materiales carbonatados, detríticos, evaporíticos e ígneos de edades comprendidas entre el Triásico medio y el Cuaternario. No obstante, también muestra importantes lagunas estratigráficas en el Dogger y en el Paleógeno-Mioceno inferior.

Su descripción estratigráfica se ha realizado estudiando los distintos materiales aflorantes, considerando sus características litológicas, estratigráficas y sedimentológicas dentro de su contexto paleogeográfico original. Posteriormente, debido a fenómenos tectónicos, los dominios paleogeográficos primitivos sufrieron grandes transformaciones, aproximándose geográficamente unos a otros y llegando a disponerse sin ninguna relación estratigráfica ni sedimentológica aparentemente.

Debido a la uniformidad de facies del Triásico (carbonatadas y arcilloso-evaporíticas), Jurásico (carbonatadas) y Cretácico superior (calcáreas), dichos dominios paleogeográficos, correspondientes (de noroeste a sureste) a las denominadas series de Aubarca, San José e Ibiza, se han diferenciado en base a las características sedimentarias observadas en el intervalo Titónico-Albiense (Fig. 2.1). La serie de Aubarca (dominio externo) está formada durante dicho intervalo por depósitos de plataforma, la Serie de Ibiza (dominio interno), por depósitos de cuenca, y la Serie de San José (dominio intermedio), por depósitos de transición entre los anteriores. El sector más externo se caracteriza por el depósito de materiales de plataforma carbonatada durante el Titónico-Valanginiense y el Aptiense, mientras que el dominio más interno registró la sedimentación de materiales margosos y margo-calcáreos de un ambiente de cuenca durante el Cretácico inferior.

Por lo que respecta al Mioceno, está bien representado por depósitos pretectónicos, tanto en facies detríticas como olistolíticas, y depósitos postectónicos.

También poseen una amplia representación los depósitos cuaternarios, de naturaleza continental y litoral.

El espectro de materiales aflorantes se completa con la presencia de diversas manifestaciones de rocas ígneas de escasa entidad.

2.1. ROCAS ÍGNEAS

Afloran fundamentalmente en la costa oriental de Eivissa, entre la playa de Aigua Blanca y Es Canar; además, se pueden observar pequeños afloramientos en Sant Vicent y Puig de s'Argentera. Se trata de rocas volcánicas y subvolcánicas incluidas en distintos tipos de materiales, fundamentalmente entre las arcillas en facies Keuper del Triásico superior, pero también como materiales resedimentados en la unidad olistostrómica miocena. Este tipo de materiales ha sido estudiado por BEAUSEIGNEUR y RANGHEARD (1967, 1968), que analizan sus principales afloramientos.

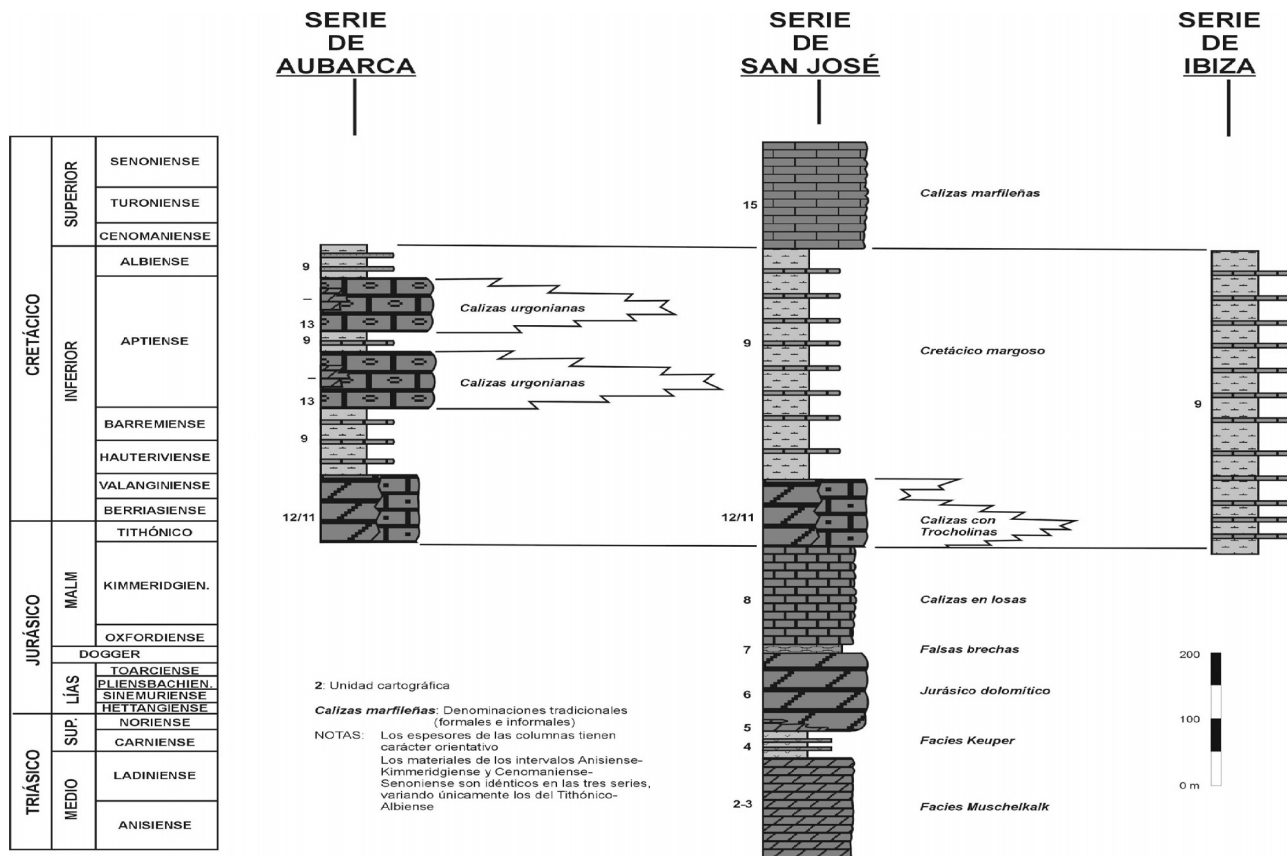


Figura 2.1. Esquema estratigráfico del Mesozoico de la isla de Eivissa y sus unidades aflorantes en la Hoja

2.1.1. Rocas subvolcánicas

2.1.1.1. *Ofitas, dioritas y traquitas (1)*

Se trata de masas de pequeñas dimensiones y naturaleza ofítica principalmente, aunque también se han reconocido cuerpos sin entidad cartográfica de distinta composición y edad de emplazamiento.

Los mejores afloramientos se localizan entre Aigua Blanca y Cala Boix, en la ladera occidental de Puig de s'Argentera y en Sant Vicent, estando incluidos tanto entre los materiales del Triásico como de la unidad olistostrómica miocena. En Punta Grossa se han citado materiales de tipo basáltico dispuestos entre las dolomías del Lías y las margas del Oxfordiense (AZÉMA *et al.*, 1979b).

Se trata de un conjunto de rocas oscuras y de aspecto masivo, que se encuentran surcadas por numerosas diaclasas y se alteran fácilmente a arcillas de tonos claros.

El afloramiento de Puig de s'Argentera ha sido estudiado por HAANSTRA (1935) y BEAUSEIGNEUR y RANGHEARD (1967, 1968) y está constituido por rocas de tono gris verdoso y aspecto masivo, con textura porfídica intersertal. Los fenocristales representan el 9%, con dimensiones que oscilan entre 0,2 y 1,5 mm, estando integrados por plagioclasa (8%) de tipo andesina y piroxenos (1%), que se alteran fácilmente a clorita; como accesorio aparece esfena y como mineral secundario, calcita. Se clasifican como andesitas.

Las rocas próximas a Sant Vicent han sido clasificadas como andesitas anfibólicas y camptonitas por otros autores (VIDAL y MOLINA, 1888; HAANSTRA, 1935; y SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, 1936). Los fenocristales están formados por anfíboles y plagioclasas de tipo oligoclasa, con una sericitización importante. Entre los minerales opacos se citan titanita y magnetita.

Los materiales encajantes de este tipo de rocas son fundamentalmente los sedimentos del Triásico superior, aunque también se han observado en materiales jurásicos, aceptando esta última edad como la más probable para su emplazamiento.

Existen otros pequeños afloramientos en Pou des Lleó, playa des Figueral y Cala Boix, cuya característica principal es que se encuentran incluidos dentro de materiales del Mioceno inferior-medio, ya sea como intrusiones o como bloques sedimentarios.

En Pou des Lleó, SPIKER (1935) y HAANSTRA (1935) reconocieron monzonitas, en tanto que BEAUSEIGNEUR y RANGHEARD (1968) indican que se trata de una diorita de grano irregular, con la mayor parte de los cristales comprendidos entre 1 y 2 mm. Su estructura está caracterizada por la presencia de grandes y largos cristales automorfos de plagioclasa (oligoclasa-andesina) ligeramente zonada y sericitizada; los ferromagnesianos corresponden a un piroxeno de tipo augita-diopsido. El apatito aparece en cristales largos y estrechos. Estos autores indican la presencia de lepidolita en pequeñas cantidades. Los minerales opacos están representados por ilmenita y magnetita.

En Es Figueral, VIDAL y MOLINA (1888) clasifican estas rocas como andesitas anfibólicas, mientras que SPIKER y HAANSTRA (1935) y SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (1936), como camptonitas. BEAUSEIGNEUR y RANGHEARD (1968) indican que estas rocas son de color gris verdoso y según su textura se pueden distinguir tres tipos:

- Tipo microgranudo: de grano medio, comprendido entre 0,5 y 1 mm, compuesto por diopsido y feldespatos en grandes placas, entre los que la oligoclasa es más abundante que la ortosa; las plagioclasas se alteran a clorita. También se puede reconocer ilmenita transformada a esfena, que parece que ha recristalizado tardíamente, además de magnetita, goethita, apatito y calcita secundaria.
- Tipo intermedio: la dimensión de los cristales es mucho menor, con textura traquítica e intersertal. Su mineralogía es idéntica a la del tipo anterior.
- Tipo porfídico hialo-microlítico: los escasos fenocristales están constituidos por ortosa y oligoclasa; los piroxenos, de tipo diopsido próximo a augita, son muy raros y se encuentran cloritizados. La pasta es muy fina.

Sus análisis químicos reflejan una composición de tipo traquita anquerítica.

2.2. MESOZOICO

Los sedimentos mesozoicos constituyen la mayor parte de los afloramientos de la zona, integrando el armazón que configura la morfoestructura 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 hacia el sureste de la isla debido a las notables variaciones que afectan al Cretácico inferior, lo que ha permitido definir de sureste a noroeste las denominadas series de Ibiza, San José y Aubarca (RANGHEARD, 1969). En el sector noroccidental de la zona predominan los materiales cretácicos que caracterizan a la serie estratigráfica 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.

2.2.1. Triásico

Sus afloramientos se asocian a los núcleos de anticlinales vergentes hacia el NO, así como a los niveles de despegue de cabalgamientos o a bloques sedimentarios incluidos dentro de la unidad olistostrómica miocena. Se presenta en facies germánica, con un tramo inferior carbonatado en facies Muschelkalk y un tramo superior arcilloso-evaporítico en facies Keuper.

La presencia de los materiales carbonáticos atribuidos al Triásico ha sido señalada desde finales del siglo pasado por NOLAN (1893) y VIDAL y MOLINA (1888), así como en algunas notas previas en las que se abordan aspectos bioestratigráficos (COLOM y RANGHEARD, 1966). Los primeros estudios estratigráficos realizados de manera sistemática sobre estos materiales fueron llevados a cabo por RANGHEARD (1969-1971). Posteriormente, varios autores se han referido a estos sedimentos (FOURCADE *et al*, 1982; FONTBOTÉ *et al* 1983), generalmente utilizando los datos aportados por trabajos anteriores.

2.2.1.1. Dolomías (Facies Muschelkalk) (2). Anisiense-Ladiniense

Afloran extensamente en la isla de Tagomago y en el sector de Punta de sa Torre, además de en numerosos asomos menores incluidos en la unidad olistostrómica (unidad 19). En Punta d'en Valls se ha levantado una serie en un afloramiento de excepcional calidad que forma parte del flanco septentrional de un pliegue de dirección NO-SE. Su litología es muy homogénea, consistiendo fundamentalmente en una sucesión de dolomías cristalinas finas a gruesas de color gris, estratificadas en capas finas a medias agrupadas en bancos de aproximadamente 1,5 m de espesor, con pasadas de niveles de calizas a techo. Incluyen una gran cantidad de venas de dolomita y calcita espática, dando lugar a facies de tipo "franciscana", con superficies de estratificación onduladas y de aspecto noduloso.

El conjunto está afectado por una intensa bioturbación y presenta una gran cantidad de "ripples", laminaciones finas, onduladas, planares y cruzadas de bajo ángulo y estructuras "hummocky". Hacia techo se observan niveles con laminaciones de Algas y porosidad móldica de yesos discoidal, láminas rotas y estratificación lenticular ("linsen"). En general se organizan en secuencias de somerización. El espesor medido en la serie citada es 227 m, aunque debe considerarse un valor mínimo al no observarse el muro.

Su datación es imprecisa, al no haberse reconocido microfauna determinativa; no obstante, se ha asignado una edad Anisiense-Ladiniense teniendo en cuenta su relación con los niveles calcáreos con los que aflora conjuntamente en algunas zonas (unidad 3).

La mayor parte de estos materiales se han depositado en una plataforma somera de carbonatos y aguas claras, en ambientes submareales someros a muy someros, con intercalaciones de depósitos de tormentas y un sistema de barras que prograda sobre sus propios sistemas tempestíficos asociados.

2.2.1.2. Dolomías y calizas tableadas (Facies Muschelkalk) (3). Anisiense-Ladiniense

Al igual que la unidad anterior, afloran fundamentalmente en la isla de Tagomago y en el sector de Punta de sa Torre, disponiéndose concordantemente sobre los niveles dolomíticos de la unidad (2). Se trata de dolomías y calizas compactas negras, agrupadas en bancos cuyo espesor oscila entre 0,5 y 1 m, compuestas por una alternancia de pequeñas capas negras y grises de espesor comprendido entre 2 y 5 cm. Estas calizas "wackestone" se encuentran muy recrystalizadas y presentan "pellets", pequeños cuarzos detríticos, óxidos de hierro y oolitos, mostrándose en típicas facies Muschelkalk. Su espesor es del orden de 150 m.

En sus estudios de microfauna, NOLAN (1895) cita restos de *Daonella frunconica* del Triásico medio; FALLOT (1922) data *Hoernesia socialis*; HAANSTRA (1935) menciona *Placunopsis teruelensis*, *Ostraea* cf. *difformis*, *H. socialis*, *Mytilus eduliformis* y *Pecten* sp.; RANGHEARD (1971) encuentra *D. bergeri*, *Megalodon* sp., *Myophoria* cf. *laevigata*, *M. sp.*, *M. goldfussi*, *Myophoriopsis* sp., *Placunopsis plana*, *Enantiostreon* cf. *spondyloides*, *Balatonites* sp., *Pleuromya* sp., *Loxonema* sp., *Polygyrina gracilior* y *Protrachyceras* sp. Estos hallazgos permiten datar la unidad como Triásico medio, probablemente Ladinense.

Sedimentológicamente se encuadra en un contexto de plataforma carbonatada, dentro de ambientes submareales someros a muy someros.

2.2.1.3. Arcillas y yesos (Facies Keuper) (4). Triásico superior

Afloran en el núcleo del anticlinal de Cala Figuera, en relación con el cabalgamiento de la Unidad tectónica de Eivissa y sus fracturas asociadas; también aparecen a modo de bloques heterométricos incluidos en la unidad olistostrómica (19), localizándose sus mejores afloramientos de este tipo en la playa des Figural y en Puig d'en Mestre.

Se trata de arcillas de tonos rojos, verdes, amarillos y grises estratificadas en bancos; contienen cuarzos bipiramidales y yeso blanco fibroso que ha sido explotado en varias zonas, presentándose en típicas facies Keuper. Su espesor es muy difícil de precisar ya que su naturaleza plástica hace que los contactos con las unidades infra y suprayacentes se encuentren muy mecanizados.

No ha sido posible datar la unidad, pero por correlación con otras zonas de las Cordilleras Béticas se le ha asignado una edad Carniense-Noriense.

Sedimentológicamente corresponde a facies transicionales, encuadradas posiblemente en ambientes supramareales salinos de tipo "sebkha" en un clima árido, con etapas de influencia continental y llegada de materiales siliciclásticos finos.

2.2.2. Jurásico

Los afloramientos de los materiales correspondientes al Jurásico se distribuyen por dos sectores. El sector septentrional se encuentra afectado por una intensa tectónica de fracturación y plegamiento, caracterizándose por grandes afloramientos tanto en posición normal como invertida. El sector meridional está constituido por bloques aislados que forman parte de la unidad olistostrómica (19).

Los materiales jurásicos han sido objeto de estudio en diferentes etapas, tanto como parte de estudios geológicos de tipo regional como en estudios específicos, estos últimos escasos. Las primeras atribuciones estratigráficas (VIDAL y MOLINA, 1888; NOLAN, 1895; FALLOT, 1922) atribuyen al Muschelkalk el tramo de dolomías que hoy prácticamente todos los autores aceptan como perteneciente al Lías y descubren los primeros yacimientos fosilíferos en los materiales del Jurásico superior.

Los trabajos realizados por FALLOT y TERMIER (1921, 1923), COLOM (1934, 1946), SPIKER y HAANSTRA (1935), RANGHEARD (1962, 1964), COLOM y RANGHEARD (1966) y RANGHEARD y COLOM (1965) tratan de precisar la estratigrafía de estos materiales y algunos de ellos realizan los primeros bosquejos de síntesis estratigráfica y paleogeográfica; otros (COLOM y ESCANDELL, 1960-1962) sugieren que la isla de Eivissa constituyó un macizo emergido durante el Jurásico Inferior. Posteriormente, RANGHEARD (1969-1971) detalla la sucesión estratigráfica aceptada hoy día.

Durante el Jurásico, exceptuando el Titónico, no existen variaciones de facies que permitan diferenciar dominios paleogeográficos. Su término inferior está constituido por un conjunto dolomítico en el que están comprendidos el Triásico terminal, el Lías y, tal vez, parte del Dogger. Sobre él aparece un tramo margoso de reducido espesor (Oxfordiense), sobre el que se dispone un tramo calcáreo superior (Kimmeridgiense).

Se excluyen del presente apartado los sedimentos margosos y carbonatados del Titónico, que presentan una clara continuidad estratigráfica con la serie del Cretácico. Las unidades litoestratigráficas cartografiadas poseen una evidente correlación con otras unidades de dominios adyacentes, como el ibérico y el bético.

Dolomías y calizas tableadas (5). Dolomías y brechas dolomíticas (6). Triásico superior-Lías

Se disponen en contacto mecánico sobre los tramos de arcillas yesíferas del Triásico superior. Sus mejores afloramientos se localizan en el sector septentrional, plegado y fracturado, habiéndose realizado cuatro series en distintas unidades tectónicas, que presentan características sedimentológicas semejantes.

Se trata fundamentalmente de un conjunto de dolomías masivas y brechas dolomíticas (unidad 6) de tonos grises que aparecen estratificadas en grandes bancos, estando constituidas por cristales gruesos. Presentan intercalaciones de capas finas con laminaciones de algas, más frecuentes en los tramos basales, y que llegan a coincidir en facies con los niveles dolomíticos del Muschelkalk, con los que resultan fáciles de confundir. En ocasiones, a techo se observa un nivel calcáreo con costra ferruginosa sobre el que las margas rojas oxfordienses (unidad 7) marcan un cambio litológico evidente. Su espesor es difícil de calcular, ya que el contacto con la facies Keuper (unidad 4) se encuentra totalmente mecanizado.

En algunas zonas aparece un tramo inferior constituido por dolomías y calizas tableadas (unidad 5), que adquiere un mayor desarrollo en el sector occidental, con una potencia que puede alcanzar 50 m, acunándose hacia el norte y el este. El conjunto de ambos tramos no sobrepasa los 150 m de espesor.

La intensa dolomitización que ha sufrido este conjunto ha borrado su contenido fosilífero. No obstante, su base ha sido asignada al Triásico por FALLOT (1922) y posteriormente RANGHEARD (1971) la precisa en el Noriense superior. En cuanto a su techo, ha sido asignado por AZÉMA *et al* (1979b) al Lías, citando la presencia de *Ophtalmidium martanum* (FARINACCI) y *O. leischneri* KRISTAN-TOLLMANN, en tanto que RANGHEARD (1971) lo asigna al Dogger por su posición estratigráfica bajo el nivel oxfordiense.

En la serie de Punta Grossa se ha muestreado un tramo calcáreo bajo la costra ferruginosa superior, encontrándose Ophtalmídeos, *Lenticulina* sp., *Epistomina* sp. y *Vidalina martana*, que indican que este conjunto puede comprender el Toarciense-Aalenense, aunque su asociación con *Ophtalmidium* parece indicar que no pasaría del Lías.

Los rasgos sedimentológicos que definen este conjunto se encuentran en su mayor parte borrados por la intensa dolomitización sufrida, observándose tan sólo laminaciones paralelas generadas por Algas; no obstante, la sedimentación se realizó en una extensa plataforma carbonatada, en ambientes que oscilaron entre submareales e intermareales, plataforma que se fragmentó durante el Lías medio, aunque mantuvo sus características sedimentológicas a lo largo del Lías superior.

2.2.2.1. *Margas rojas y calizas nodulosas (7). Oxfordiense*

Afloran sobre el conjunto dolomítico anterior, apoyándose sobre una costra ferruginosa de desarrollo variable, en tanto que su límite superior es gradual. Sus principales afloramientos se localizan en el sector septentrional, concretamente en Punta Grossa y en el flanco occidental de la estructura de Cala Figuera. Corresponden a las denominadas "falsas brechas" (RANGHEARD, 1971), que poseen una notable semejanza con los niveles de tipo *ammonítico rosso* de las Cordilleras Béticas.

De muro a techo, la unidad está formada por calizas ("mudstone" y "wackestone") nodulosas grises organizadas en capas finas e irregulares con intercalaciones de margas rojas, que pasan a techo a calizas nodulosas ("mudstone", "wackestone" y "packstone") bioclásticas dispuestas en capas finas a medias similares a las anteriores, pero con intercalaciones de margas grises. Su espesor total es muy variable, llegando a alcanzar en las zonas de mayor representatividad unos 15 m, reduciéndose hacia el sector occidental, donde pierde su entidad cartográfica.

Es un nivel muy fosilífero, habiendo citado RANGHEARD (1971) y AZÉMA *et al* (1979b) varias asociaciones de Ammonites tales como *Gregoryceras transversarium*, *Epipeltoceras bimammatum* e *Hildoceras planula*, que indican que la unidad está comprendida entre las zonas de *Plicatulus* del Oxfordiense medio y *Ephiltoceras* del Oxfordiense superior. Los estudios de microfauna han determinado *Protoglobigerina*, Lagénidos, *Spirillina*, *Ammodiscus*, Ophtalmídeos, Ostrácodos, *Saccocoma*, Equinodermos y Lamelibranquios, que enmarcan la unidad en el Oxfordiense.

Este conjunto alternante se dispone en secuencias estratocrecientes, con un término inferior más margoso y otro superior más calcáreo. Sedimentológicamente, el tramo inferior se organiza en secuencias estratocrecientes, asociándose a facies de tipo *ammonítico rosso*, siendo el resultado de las condiciones transgresivas alcanzadas tras la importante discontinuidad que provocó la ausencia de registro de, al menos, el Dogger. El ambiente sedimentario corresponde a una 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. El tramo superior se asocia con una plataforma somera de carbonatos, abierta y bien comunicada, con salinidad normal.

2.2.2.2. Calizas tableadas (8). Oxfordiense-Kimmeridgiense

Han sido denominadas “calizas en losas” por RANGHEARD (1971). Sus mejores afloramientos se encuentran en Puig de sa Carraca, Talaia de Sant Vicent, Ses Tanquetes, Punta Grossa y en la carretera de Sant Joan-Cala de Sant Vicent.

Se trata de una sucesión rítmica de calizas micríticas (“mudstone”) grises con intercalaciones de margas y margocalizas, distribuidas en capas finas a medias. A techo, los niveles margosos son más potentes y abundantes, llegando a ser predominantes, pasando transicionalmente a los niveles margosos o calco-dolomíticos superiores, dependiendo del dominio paleogeográfico. Se disponen en tránsito gradual sobre la unidad anterior (7), si bien en las zonas donde ésta no tiene entidad cartográfica se encuentra incluida en la presente. Poseen estratificación planoparalela y una organización en bancos de 0,1 a 0,5 m de potencia, agrupados en secuencias estratocrecientes.

Es frecuente la presencia de granos de cuarzo dispersos y nódulos piritosos, así como la de una intensa bioturbación y nódulos calcáreos entre los niveles margosos. Su espesor es difícil de calcular debido al fuerte replegamiento que presenta; no obstante, se pueden señalar 200 m de forma orientativa.

Los estudios micropaleontológicos han determinado la presencia de *Nautiloculina*, *Pseudocyclamina*, *Clypeina*, *Actinoporella* y *Alveosepta* cf. *jaccardi* en la base, así como *Clypeina jurassica* y *Trocholina alpina* en los tramos centrales y *Lithocodium aggregatum*, a techo. Dicha microfauna enmarca la unidad en el Oxfordiense-Kimmeridgiense.

Este conjunto se encuentra muy replegado tectónicamente y además afectado por fenómenos de “slump”. Su sedimentación se efectuó en una plataforma somera en la que tuvo lugar una abundante producción y acumulación de carbonatos. A esta plataforma llegaban aportes de material terrígeno fino, que junto con los carbonatos fue rellenando una cuenca que se encontraba compartimentada por un sistema de fracturas activas.

2.2.3. Cretácico

Los materiales del Cretácico que afloran en la isla de Eivissa han sido objeto de estudio en los trabajos realizados desde el siglo pasado (VIDAL y MOLINA, 1888; NOLAN, 1895; FALLOT, 1922; FALLOT y TERMIER, 1921, 1923; SPIKER y HAANSTRA, 1935; COLOM, 1946; RANGHEARD, 1962, 1964, 1965; COLOM y RANGHEARD, 1966; RANGHEARD y COLOM, 1965; y COLOM y ESCANDELL, 1960-1962), pero una vez más el mayor avance en su conocimiento está relacionado con los trabajos llevados a cabo por RANGHEARD (1969-1971), en los que se establece el modelo aceptado actualmente. Posteriormente, se ha seguido avanzando en el conocimiento estratigráfico de estos materiales mediante publicaciones tales como las llevadas a cabo por AZÉMA *et al.* (1979a) y FOURCADE *et al.* (1982).

Como ya se ha indicado, es a partir del Titónico cuando se pueden observar en Eivissa tres dominios paleogeográficos que de noroeste a sureste se han denominado como series de Aubarca, San José e Ibiza (Fig. 2.1). La plataforma carbonatada jurásica se rompe durante el

Titónico, creándose un surco situado en una posición más interna de la cordillera, en el que se depositan fundamentalmente sedimentos margosos de cuenca (Serie de Ibiza). En dominios paleogeográficos más externos continúa el depósito de facies carbonatadas de plataforma (Serie de Aubarca) con una zona de transición en la que existen facies margosas de cuenca y facies carbonatadas de plataforma (Serie de San José).

Los depósitos del Cretácico superior poseen una escasa representación en la zona, siempre ligada a una fuerte tectonización. En cualquier caso, su depósito supuso una nueva uniformización de la cuenca con la sedimentación de las típicas calizas blancas "marfileñas".

También se describen en el presente apartado los depósitos correspondientes al Titónico por mostrar una clara continuidad estratigráfica con los materiales cretácicos.

2.2.3.1. *Margas blancas (9). Titónico-Albiense*

Afloran en las proximidades de Sant Vicent. Se trata de un conjunto monótono de margas y margocalizas nodulosas, de color blanco o amarillo, con gran cantidad de nódulos piritosos; presenta intercalaciones de calizas margosas, margocalizas, calizas "mudstone", calizas arenosas y, ocasionalmente, areniscas con bases canalizadas y laminación cruzada de surco y planar de gran escala, así como estructuras "flaser". Su espesor sobrepasa 250 m, disminuyendo por razones sedimentarias hacia el noroeste, donde queda reducido a unos 30 m.

En la carretera Sant Vicent-Sant Joan se puede observar la intercalación de varias pasadas dolomíticas que indican la evolución lateral de los niveles margosos hacia el noroeste, pasando a facies carbonatadas de plataforma.

En la Serie de Ibiza, el contacto con las calizas tableadas del Kimmeridgiense es transicional, sin ninguna interrupción sedimentaria importante. En el caso de la Serie de Aubarca, los tramos margosos de la presente unidad se encuentran intercalados entre los niveles carbonatados del Titónico-Valanginiense (unidades 11 y 12) y Aptiense (unidad 13).

Es muy frecuente la presencia de pequeños Ammonites piritosos y restos de Belemnites. Los estudios micropaleontológicos han determinado: *Lagena* sp., *Lenticulina* sp., *Astacolus* sp., *Britalina* sp., *Discorbis* sp., *Patellina* sp., *Ammodiscus* sp. y *Dentalina* sp., que permiten asignar la unidad al Cretácico inferior, incluyendo posiblemente el Titónico y finalizando en el Albiense.

RANGHEARD (1971) cita en Talaia de Sant Vicent la presencia de *Tintinnopsella carpathica*, *T. longa*, *T. longa-colomi*, *Calpionellopsis oblonga*, *Remaniella cadischiana* y *Cadosina fusca*, asociación del Berriasiense, junto con *Hypophylloceras* sp., *Barremites* aff. *strettostoma*, *B. cf. monicae*, *Hemilhoplites astarte*, *Melchiorites* cf. *mabdalsa*, *Silesites* cf. *interpositus* y *Macroscaphites* cf. *striatissulcatus*, asociación típica del Barremiense. Por otra parte, FALLOT (1922) señala el hallazgo de fósiles del Valanginiense medio-Aptiense y HAANSTRA (1935) indica que los microfósiles encontrados en esta zona pueden ser incluidos hasta el Albiense.

La mayoría de las secuencias de la unidad se han generado en condiciones de profundización en un ambiente de plataforma externa de baja energía, bien comunicada y afectada por un sistema de fracturas que darían lugar a áreas subsidentes.

2.2.3.2. *Margas y margocalizas nodulosas (10). Titónico-Hauteriviense*

Afloran en la vertiente occidental de Talaia de Sant Vicent y al oeste de Cala de Sant Vicent. Están constituidas por un conjunto de margas y margocalizas nodulosas de tonos amarillos y grises distribuidas en bancos de 20-50 cm, con un espesor que llega a alcanzar 50 m, acuñándose lateralmente hasta desaparecer.

Contienen microfauna del Titónico-Berriasiense, disponiéndose a muro de la unidad anterior (9). Sedimentológicamente, se asocian con un dominio de plataforma externa similar al descrito para dicha unidad.

2.2.3.3. *Calizas (11). Titónico-Hauteriviense*

Aparecen en el sector septentrional y sus mejores afloramientos se localizan en la carretera Sant Joan-Sant Vicent y en el camino que une esta localidad con Cala Portinatx, donde se han realizado sendas columnas sedimentológicas.

Se trata de un conjunto de calizas bioclásticas grises estratificadas en bancos medios a gruesos (20-50 cm), con intraclastos y “pellets” (“packstone” y “grainstone”) y abundante bioturbación; ocasionalmente presentan glauconita y granos de cuarzo con nódulos milimétricos de limonita. Las superficies de estratificación se encuentran ligeramente onduladas. Su espesor es muy variable debido al importante proceso de dolomitización sufrido por la unidad, preservándose algunas masas en el seno del conjunto dolomitizado (unidad 12), a modo de inclusiones; en cualquier caso, se han medido valores próximos al centenar de metros.

Su límite inferior es gradual, observándose en algunas zonas, como en la carretera Sant Joan-Sant Vicent, una progresiva desaparición de las intercalaciones margosas de la serie kimmeridgiense; en otros casos desaparece la ritmita calcárea dando paso gradualmente a calizas bioclásticas en bancos. Por el contrario, su límite superior es neto, observándose un paso brusco a las margas de cuenca cretácicas (unidad 9).

Los estudios micropaleontológicos han determinado en la base restos de *Clypeina jurassica*, *Nautiloculina*, *Trocholina*, Lituólidos, Ataxophrágmidos y Textuláridos, que indican el Malm. AZÉMA *et al.* (1979a), citan en las proximidades de Cala Portinatx la presencia de *Trocholina alpina*, *Nautiloculina oolithica*, Miliólidos, Textuláridos, *Salpingoporella annulata* y *Macroporella* sp. A techo señalan *Tubyphytes moronensis*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) y *Triploporella* sp. Esta microfauna indica que el muro se puede incluir en el Titónico, en tanto que el techo, en el Valanginiense, llegando en esta zona a alcanzar la base del Hauteriviense.

Estos niveles calcáreos se organizan en secuencias estratocrecientes y su sedimentación representa un cambio con respecto a la unidad anterior. Su sedimentación se llevó a cabo

en una plataforma somera de aguas limpias, con elevadas tasas de sedimentación y creación de fallas sinsedimentarias en régimen distensivo.

2.2.3.4. Dolomías (12). Titónico-Hauteriviense

Aparecen en los mismos sectores que la unidad anterior (11). El afloramiento de Puig d'en Rei se encuentra totalmente dolomitizado, mientras que en el de Puig de sa Caperulla la dolomitización configura una banda que se acuña hacia el norte. Es frecuente encontrar zonas dolomitizadas de distinto tamaño incluidas dentro de las calizas, a modo de enclaves, y viceversa. En Can Roques se han observado unos niveles de dolomías incluidos dentro de las margas cretácicas (unidad 9), que se han considerado indicativos de la zona de cambio lateral entre los carbonatos y las margas.

Estos niveles dolomíticos son de tono gris claro, estando formados por cristales pequeños, angulosos e irregulares; poseen un contenido en MgO que varía entre el 8,42 % de Cala Xarraca y el 22,22 % de la carretera Sant Joan-Sant Vicent.

Su origen está relacionado con la diagénesis de los materiales calcáreos (unidad 11), sobre los que la dolomitización ha actuado de forma irregular, habiéndose observado un espesor máximo de 150 m. Debido a esta relación, se les asigna una edad Titónico-Hauteriviense.

2.2.3.5. Calizas con Rudistas (13). Aptiense

Aparecen en un pequeño afloramiento al sur del Puig d'en Rei y en el ámbito de Cala Xarraca, asimilándose a las tradicionales calizas urgonianas. Se trata de un conjunto de calizas bioclásticas de tonos beige y marrón estratificadas en bancos de orden decimétrico a métrico, con textura "wackestone" a "grainstone", predominando estas últimas hacia el techo. A muro, se observan zonas que contienen Corales y Algas, con grandes fragmentos de Rudistas y Gasterópodos, indicando zonas de acumulación de restos arrecifales. Los niveles medios están constituidos por "grainstones" oolíticos con estratificación cruzada, pasando hacia techo a otro conjunto de calizas masivas de idéntico color, con Rudistas y grandes fragmentos de Gasterópodos. La serie culmina con otro sistema de calizas bioclásticas y oolíticas, con algo de glauconita. Aparecen muy karstificadas, con desarrollo de grandes rellenos. Su espesor es muy variable debido al carácter erosivo de su techo, llegando a alcanzar 140 m.

Los estudios de microfauna han determinado *Bacinella irregularis*, *Lithocodium aggregatum*, *Saldingoporella*, *Cylinaroporella*, *Trocholina* sp, *Orbitolina* y *Pseudocyclammina* sp. RANGHEARD (1971) señala en Cala Xarraca la presencia de *Orbitolina* cf. *conoidea-discoidea*, *Orbitolina* cf. *lenticularis*, *Neithea morrisi*, *Plicatula placunea* y *Astarte* cf. *Amygdala*, que datan la unidad como Aptiense.

Sedimentológicamente se interpretan como depósitos de plataforma carbonatada somera bien oxigenada y con salinidad normal, en la que se formarían "patches" arrecifales de fango con Rudistas y zonas de acumulación de los detritus originados en estos mismos "patches". Estas plataformas, sometidas a un proceso de subsidencia diferencial, se fueron rellenando paulatinamente por secuencias de somerización estratocrecientes que representan la

colmatación de los espacios de acomodación generados durante las sucesivas subidas relativas del nivel del mar.

2.2.3.6. *Calcarenitas, margas y areniscas (14). Albiense*

Se pueden observar en un pequeño afloramiento situado en la margen izquierda de Port de ses Caletes, perteneciente a la Serie de Aubarca. Se trata de calcarenitas de granulometría fina a muy fina con intercalaciones de niveles de margas bioturbadas en una proporción inferior al 20 %; estas margas presentan unas características litológicas similares a las de la unidad (9). Las capas de calcarenitas son de espesor centimétrico a decimétrico y por lo general presentan geometría tabular; no obstante, se observan algunas con geometría cuneiforme, base erosiva y amalgamaciones. También existen intercalaciones de areniscas bioclásticas de color marrón y espesor centimétrico, con pequeños cantos dispersos de 1 a 3 cm de diámetro. A techo se observa un "hard"- "ground" con óxidos de hierro.

La estructura interna de las capas calcareníticas es poco variada; por lo general consiste en láminas paralelas, deformaciones por escape de fluidos y, más raramente, "ripples". Sedimentológicamente se pueden encuadrar dentro de un sistema de tempestitas de "offshore".

AZÉMA *et al.* (1979a) han indicado la presencia en este afloramiento de *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Favusella washitensis*, *Hedbergella* sp., *Cadosina* cf. *oraviensis*, citando a techo la presencia de *Ticinella roberti* (GAND), *Rotalipora* cf. *ticinensis* (GAND) y *Globigerinelloides breggiensis*, asociación que data la unidad como Albiense.

2.2.3.7. *Calizas blancas (15). Turoniense-Senoniense*

Afloran en Port de ses Caletes, formando el núcleo de un pequeño sinclinal, y en el sector de Es Murtar, en relación con una pinzadura tectónica. En Cala Xarraca también existe un pequeño afloramiento sin entidad cartográfica y con las mismas características litoestratigráficas que los anteriores.

Se trata de una serie de calizas micríticas compactas y duras ("mudstone") de aspecto masivo y tonos grises, blanquecinos y amarillos, y que en la literatura regional se conocen como "calizas marfileñas"; presentan pequeños granos de cuarzo. Se ordenan en bancos de 40 cm a 1 m, mostrando estratificación difusa de geometría ondulada o nodulosa, y se organizan en secuencias estratocrecientes. El paso a la unidad infrayacente, visible en Port de ses Caletes, se realiza mediante un importante "hard"- "ground" ferruginoso, mientras que el techo se encuentra afectado por la erosión terciaria y por lo tanto es muy irregular. Su espesor oscila entre 50 y 150 m.

RANGHEARD (1971) cita en el afloramiento de Es Murtar la presencia de *Pithonella sphaerica*, *P. ovalis*, *Globotruncana* aff. *stephani*, *G. helvetica*, *G. renzi*, *G. gr. coronata*, *G. gr. marginata*, *G. gr. lapparenti* y *G. gr. linnei*, que enmarcan la unidad en el Turoniense-Senoniense, intervalo al que remite también el afloramiento de Port de ses Caletes.

Su depósito se llevó a cabo en un ambiente de plataforma somera, con una tasa aceptable de producción de carbonatos.

2.3. TERCIARIO

En la isla de Eivissa no ha sido datado ningún sedimento del Paleógeno, indicando que durante este período se produjo un intenso proceso erosivo que afectó en algunos sectores a gran parte de la cobertera mesozoica, incluso a los sedimentos triásicos. Dentro del registro terciario existen dos grandes grupos de materiales, ambos miocenos: pretectónicos, ampliamente distribuidos, y postectónicos, aflorantes exclusivamente en el litoral septentrional.

La serie miocena pretectónica aparece a nivel insular en dos subdominios diferentes, ambos constituidos por series muy monótonas y características. En el subdominio centro-occidental, se caracteriza por sedimentos detrítico-margosos en un contexto marino somero, en tanto que en el subdominio oriental se depositaron materiales de tipo olistostrómico. En ambos subdominios existen zonas de transición en las que convergen los dos tipos de facies.

Durante el Mioceno, los dominios de plataforma y cuenca vigentes en el Jurásico superior-Cretácico inferior habrían sido reemplazados por un surco marino somero con sedimentación homogénea, dentro del cual se depositaría la unidad olistostrómica (19). Este surco se encontraría muy compartimentado debido a la tectónica alpina y la génesis de este olistostroma está asociada al levantamiento de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, cuyo rápido e intenso desmantelamiento suministraría el material necesario que, debido a su gran plasticidad, caería mediante frecuentes fenómenos de transporte en masa a una cuenca subsidente situada al norte (GARCÍA CORTÉS *et al.*, 1991). En esta cuenca se diferenciarían los dos subdominios citados, donde se sedimentaría el material autóctono, fundamentalmente en el sector septentrional, y la unidad olistostrómica, en el meridional.

Con respecto a los sedimentos postectónicos, se encuentran representados únicamente en el ámbito de Cala Portinatx, estando constituidos por un conjunto de calizas organógenas.

2.3.1. Mioceno

Los principales trabajos efectuados sobre la serie miocena en Eivissa señalan que sus depósitos pretectónicos se encuentran dentro del Burdigaliense-Langhiense, considerando que las estructuras que los afectan están integradas en la tectónica alpina (RANGHEARD, 1971; FOURCADE *et al.*, 1982), si bien algunos estudios han sugerido la presencia de términos más recientes (DURAND DELGA *et al.*, 1984). Por su parte, los depósitos postectónicos son asignados al Tortoniense-Messiniense.

2.3.1.1. *Margas, areniscas y conglomerados (16). Burdigaliense-Langhiense*

Se encuentran representados en dos bandas de dirección NE-SO y distinta superficie de afloramiento como consecuencia del avance del cabalgamiento que los cobija. Sus mejores afloramientos se localizan en Talaia de Sant Joan, Es Murtar y Puig de ses Roques. Se trata de un conjunto de margas de aspecto hojoso, margocalizas y calizas arcillosas que intercalan niveles de areniscas, calcarenitas y conglomerados, con abundantes granos de cuarzo, glauconita y moscovita. Su variación de color entre tonos amarillos, blancos y grises

depende del grado de alteración. Incluidos en estos depósitos se pueden observar varios bloques sedimentarios heterométricos, constituidos fundamentalmente por materiales triásicos y jurásicos.

En el afloramiento de la carretera Sant Joan-Sant Vicent, RANGHEARD (1971) cita la siguiente asociación mineralógica en los niveles areniscos: turmalina (24-33%), circón (11-17%), granate (5-7%), rutilo (4-12 %), brookita (33-37 %) y estauroлита (6-8 %).

Los análisis micropaleontológicos han determinado la presencia de *Globigerinoides triloba*, *G. bisphaerica*, *G. cf. irregularis*, *Globigerina cf. bulloides*, *G. cf. bollii* y *Globorotalia acrostoma*, que datan la unidad como Burdigaliense-Langhiense.

Sedimentológicamente, la unidad se encuadra en un contexto marino poco profundo, de "offshore".

2.3.1.2. Conglomerados (17). Burdigaliense-Langhiense

Aparecen en las mismas zonas que la unidad anterior (16), localizándose sus mejores afloramientos en el camino que une Sant Joan con Cala Portinatx y en la carretera Sant Joan-Sant Vicent. Se disponen tanto a muro como a techo de la serie miocena; en el primer caso aparecen discordantes sobre la serie mesozoica y en el segundo, intercalados entre los sedimentos margosos descritos.

Se trata de conglomerados poligénicos con cantos de diámetro variable entre 1 y 50 cm, procedentes de los depósitos calcáreos mesozoicos. Su selección es mala y pueden contener bloques de hasta 1 m de diámetro. Los cantos son redondeados a subredondeados, aunque en algunas zonas constituyen auténticas brechas; poseen cemento calcáreo y matriz arenosa, así como granos de cuarzo detrítico y glauconita. Su aspecto es masivo o de bancos gruesos, de 1 a 2 m de potencia, con estratificación difusa y bases erosivas, pasando lateral y verticalmente a calcarenitas y margas. Su espesor es muy variable debido a su relación lateral con la unidad margosa (16), si bien se puede señalar un valor medio de unos 75 m, acuñándose lateralmente.

Se les ha asignado una edad Burdigaliense-Langhiense por su relación con la unidad (16). Además, RANGHEARD (1971) señala la presencia en el cemento de *Operculina* sp., *Amphistegina cf. lessonii*, *Cibicides cf. lobatulus*, *Elphidium* sp., *Planulina cf. renzi* y *Globigerina cf. falconensis*, asociación que confirma dicha edad.

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

2.3.1.3. Calcarenitas (18). Burdigaliense-Langhiense

Únicamente afloran con cierto espesor al sur de Puig de sa Caperulla, en la base de la serie miocena. Además, se pueden observar niveles de este tipo intercalados en la unidad margosa (16) aunque sin entidad cartográfica.

Corresponden a calcarenitas bioclásticas de color marrón claro, algo recrystalizadas y muy karstificadas. Se presentan en capas tabulares de espesor centimétrico a decimétrico que pueden encontrarse aisladas entre las margas o bien formando paquetes. Muestran frecuentes amalgamaciones de capas e intensa bioturbación. Generalmente son de grano fino y cemento calcáreo. Su espesor es muy variable, pero como cifra orientativa se pueden señalar los 35 m del corte del camino Cala Portinatx-Sant Joan.

Su estructura interna consiste en laminación paralela y "ripples" de corriente u oscilación. Ocasionalmente pueden presentar laminación convolucionada y láminas onduladas a gran escala, probablemente por deformación hidroplástica.

Su edad viene marcada por su relación con las margas del Burdigaliense-Langhiense, edad confirmada por la presencia en el cemento de *Globigerinoides triloba*, *Amphistegina* cf. *lessonii*, *Operculina* sp. y *Cibicides* sp (RANGHEARD, 1971).

Sedimentológicamente se asocian con depósitos litorales o sublitorales y en algunas zonas representan niveles de tempestitas depositados en un ambiente de "offshore", estando relacionadas probablemente con las avenidas de los abanicos deltaicos.

2.3.1.4. Arcillas y bloques (19). Burdigaliense-Langhiense

Aparecen en la mitad meridional, localizándose sus mejores afloramientos en la costa, entre Aigua Blanca y Cala Boix, donde se ha levantado una serie. Su extremada semejanza con la facies Keuper, sobre todo en las zonas de afloramientos deficientes, provoca la confusión entre ambas, pudiendo haberse cartografiado como facies Keuper algunos afloramientos de esta unidad olistostrómica.

Está constituida por una megabrecha en la que predominan los materiales triásicos resedimentados. Los clastos son subangulosos o moderadamente redondeados e incluso pueden corresponder a fragmentos replegados de capas de naturaleza heterogénea. La matriz es arenoso-lutítica de coloraciones ocreas, rojizas, verdosas y anaranjadas. El tamaño medio de los clastos oscila entre unos pocos centímetros y varios decímetros, aunque es muy frecuente la presencia de grandes bloques de dimensiones decamétricas e incluso kilométricas.

La litología de los clastos es variada, con calizas y dolomías del Muschelkalk y ofitas, yesos y lutitas versicolores del Keuper, si bien los grandes bloques están constituidos fundamentalmente por carbonatos del Muschelkalk y del Jurásico. El espesor de la unidad es muy variable; habiéndose medido 55 m en Cala Boix, aunque en algunas zonas puede alcanzar varios centenares.

Se han muestreado intentando determinar la sedimentación autóctona, pero el porcentaje de muestras estériles es muy elevado, tanto en los estudios de Foraminíferos como en los de Nannofósiles calcáreos; no obstante, un gran porcentaje de las muestras contienen *Microcodium*, *Globigerinoides* y *Bulimina*.

Estos depósitos han sido estudiados desde hace décadas por diversos autores dentro del contexto de las Cordilleras Béticas. En concreto, BOURGOIS (1978), MARTÍNEZ DEL OLMO *et al.* (1985) y más recientemente, GARCÍA CORTÉS *et al.* (1991) que los han denominado informalmente “unidad olistostrómica”, localizándola en el sector oriental de la cordillera. En cualquier caso, aparecen sedimentos idénticos a éstos en las proximidades del frente subbético desde Cádiz hasta Alicante, habiéndose asignado al Triásico, igual que había sucedido anteriormente en esta zona de Eivissa.

GARCÍA CORTÉS *et al.* (1991) datan esta unidad olistostrómica como Burdigaliense superior-Serravalliense medio, pero en Eivissa no superaría el Langhiense teniendo en cuenta la edad de los sedimentos con los que se relaciona.

En Cala Boix se pueden apreciar superficies de erosión y una cierta gradación en los depósitos, por lo que se podrían incluir dentro del grupo de “facies organizadas” descritos por GARCÍA CORTÉS *et al.* (1991), que indican que este tipo de depósitos son típicos de flujos de derrubios y de fango que resedimentan materiales triásicos y en menor medida, mesozoicos y cenozoicos, en la cuenca situada al norte de cabalgamientos importantes deslizados a favor del Triásico como principal nivel de despegue. Este surco donde se deposita la unidad olistostrómica no es paralelo al cabalgamiento de las unidades subbéticas, por lo que es posible que quede soterrado en gran parte por el propio cabalgamiento, impidiendo su afloramiento en el resto de la isla, observándose únicamente los cambios laterales de la unidad olistostrómica hacia el margen de la cuenca, con intercalaciones de estas resedimentaciones entre los depósitos miocenos marinos autóctonos.

2.3.1.5. Calizas y margas (20). Tortoniense-Messiniense

Afloran en el sector septentrional, localizándose sus mejores afloramientos en la costa, entre Cala Portinatx y Cala d'en Serra, aunque en Punta Xarracó también existen buenos puntos de observación de este tipo de materiales, si bien no tan accesibles. A grandes rasgos, se trata de un conjunto de calizas y margas blancas, ligeramente plegadas, de unos 80 m de espesor.

En Cala d'en Serra, la unidad comienza mediante unos niveles de calizas blancas con arrecifes de Madréporas y grandes Gasterópodos. Continúa a través de un conjunto detrítico integrado por limos rojos con cantos calizos angulosos, alternando con capas gruesas de cantos de materiales calcáreos mesozoicos de dimensiones decimétricas a métricas. El techo está constituido por calizas estromatolíticas claras agrupadas en bancos gruesos, con intercalaciones de arcillas verdes y arenas calcáreas.

La unidad ha sido denominada “Formación de Calizas de Portinatx” por DURAND-DELGA *et al.* (1984), asignándola una edad Tortoniense. Por su parte, RANGHEARD (1971) cita la siguiente relación de fósiles: *Cerithium turoicum*, *C. cf. rubiginosum*, *C. cf. doliolum granulosissima*, *C. europaeum*, *C. reuschneri*, *Pirenella bidisjunata*, *Nassa inaequalis*, *Buccinum mutabile* y *Clamys* sp.

Sedimentológicamente, constituyen depósitos de tipo arrecifal.

2.4. CUATERNARIO

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

2.4.1. Pleistoceno

2.4.1.1. Areniscas (Playas y dunas antiguas: “marés”) (21). Pleistoceno

Los depósitos de “marés” tienen una importante representación en el litoral septentrional, destacando en los parajes de Punta Xarracó, Punta Galera, Punta des Moscarter y S'Escullet. 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 próximos al nivel del mar.

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

Contiene abundantes microorganismos. En concreto, RANGHEARD (1971) encuentra los siguientes en la isla de Eivissa: Algas (Melobesias), *Elphidium crispus*, *E. complanatum* D'ORB., *E. cf. complanatum* D'ORB., *E. sp.*, *Ammonia beccarii*, *Cibicides lobatulus* (WALK. JAC.), *Discorbis* sp., *Globorotalia inflata* (D'ORB.), *Globigerinoides rubra* (D'ORB.), *Nubecularia lucifuga* DEFR., *Textularia* sp., *T. pseudotrochus* CUSHM., *Sphaerogypsina globula* (REUSS), *Aceroulina adherens* (SCHULTZE), *Guttulina* sp., *Amphisorus hemprichii* (EHRENB.), *Ophtalmidium glomerosum* COLOM, Miliólidos (*Adelosina* sp., *Quinqueloculina* sp. y *Triloculina* sp.) y *debris* de Briozoos, Lamelibranquios, Gasterópodos y Equinodermos. Pese a la abundancia de fauna, no ha podido precisarse su edad, aunque 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. En diversos puntos sobrepasa los 10 m de espesor.

2.4.1.2. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Glacis antiguo y Glacis moderno) (22, 25). Pleistoceno

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

posición en el paisaje se han diferenciado dos tipos: glacis antiguos (unidad 22) y glacis modernos (unidad 25). Los primeros alcanzan mayor extensión y en general están incididos por la red fluvial, apareciendo colgados. Poseen una gran continuidad lateral, mostrándose como una orla alrededor de los relieves, hecho que se observa en el valle del torrente de Labritja y al sur de las elevaciones de Sa Torreta y es Tanquetes. Debido a su baja pendiente, su superficie presenta numerosas manifestaciones de procesos de arroyada difusa. Por su parte, los glacis modernos poseen una representación muy inferior y la red de drenaje se encuentran mínimamente encajada en ellos.

Ambas generaciones de glacis poseen características litológicas y texturales prácticamente iguales. Los cortes observados nunca pertenecen a las facies proximales, sino a las medias y distales, caracterizadas por una serie de lutitas rojas con niveles de gravas y cantos; éstos poseen matriz areno-limosa, cicatrices erosivas y estratificación cruzada tendida. En las lutitas se observan varios ciclos de carbonatación edáfica que culminan en costras calcáreas desarrolladas tanto en los términos más finos como en los intervalos clásticos. Los niveles de cantos muestran bases erosivas y canalizadas laxas, así como estratificación cruzada tendida.

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

2.4.1.3. Arcillas de descalcificación (Fondos de poljé y dolina) (23). Pleistoceno-Holoceno

Constituyen el producto residual de la disolución de los carbonatos, estando representados en la depresión kárstica de Pla de ses Formigues. Se trata de 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 de la depresión. En cuanto a su potencia, es difícil de establecer, pero el tamaño de la depresión hace suponer que supera los 4-5 m.

Su cronología también es difícil de precisar, pero debido al funcionamiento actual de los procesos kársticos, se les ha asignado una edad amplia que abarca todo el Cuaternario.

2.4.1.4. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Cono de deyección intermedio y Cono de deyección moderno) (24, 27). Pleistoceno-Holoceno.

Aparecen en relación con los fondos de valle. Son formas muy frecuentes y se generan a la salida de barrancos y arroyos hacia cauces de rango superior, habiéndose diferenciado dos tipos, tanto por su cronología como por sus características morfológicas. Los más antiguos de la zona (unidad 24), no así de la isla, suelen coincidir con los de mayor tamaño, siendo además muy planos y de poca pendiente. A veces son tan frecuentes en una ladera que interdentan sus depósitos medios y distales dando lugar a una franja continua de sedimentos. El caso más llamativo puede observarse en la vertiente meridional de Serra Grossa, donde prácticamente orlan el relieve. En algunos casos están incididos por la red fluvial actual.

Las formas más modernas (unidad 27) las constituyen todos aquellos conos de pequeño tamaño relacionados directamente con los aluviales de los cauces con los que se relacionan. Es frecuente que tengan mayor pendiente y se presenten como formas aisladas.

Son depósitos de textura granular y heterométrica, constituidos por gravas y cantos de calizas, dolomías, calcarenitas y en ocasiones, areniscas y otras litologías. La matriz es areno-arcillosa con abundantes carbonatos en la base de los canales. Como es frecuente en este tipo de depósitos, la granulometría disminuye de la zona apical a la distal, por lo que en los conos de mayor tamaño esta última consiste en un conjunto arcillo-limoso rojo. Una característica generalizada es la presencia a techo de una costra calcárea, más o menos desarrollada, de tonos blanquecinos y rosados y carácter diagenético; su estructura interna es muy variada, siendo frecuente la formación de costras laminares, aunque no es raro observar tipos brechoides, micríticos o nodulosos. Estas diferencias dependen de la textura y la pendiente del depósito, pues tanto los encharcamientos como la profundidad del nivel freático son de suma importancia.

2.4.1.5. Gravas, arenas y arcillas (Terraza) (26). Pleistoceno-Holoceno

Otra de las formas fluviales que adquiere importancia en la zona son las terrazas fluviales, aunque su representación es bastante menor. Sus principales afloramientos son los de los torrentes de Labritja, s'Argentera y sa Cala. 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.

En cuanto a su litología y textura, son muy similares a los fondos de valle, aunque quizás el tamaño medio de los elementos groseros sea algo mayor. La potencia varía de 1,5 a 3 m, pero no siempre es posible observar todo el depósito, por lo que no se descarta un espesor mayor. La edad asignada es Pleistoceno superior, no descartándose la posibilidad de que puedan alcanzar el Holoceno.

2.4.2. Holoceno

2.4.2.1. Arcillas, gravas y arenas (Aluvial-coluvial) (28). Holoceno

Se localizan en valles abiertos de perfil transversal redondeado, en los que los flujos son esporádicos y muy poco definidos, mezclándose sedimentos del fondo del valle con aportes procedentes de las laderas. Por tanto, tienen características mixtas entre los depósitos fluviales y los de la vertiente. Su potencia, no siempre visible, oscila entre 2 y 5 m. Se asignan al Holoceno.

2.4.2.2. Bloques, gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Coluvión) (29). Holoceno

Son depósitos de poco espesor y con una representación superficial moderada. 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.

2.4.2.3. Gravas, arenas y arcillas (Fondo de valle) (30). Holoceno

Presentan una morfología alargada y estrecha, más o menos serpenteante, aunque a veces se observan tramos muy rectilíneos como sucede en los torrentes de Labritja y s'Argentera, entre otros.

Están constituidos por depósitos de gravas, cantos y arcillas, estas últimas muy abundantes, presentando un cierto contenido en carbonatos que en ocasiones se acumula en pequeños niveles o alrededor de los cantos, cuyo tamaño medio está comprendido entre 3 y 5 cm, con un tamaño máximo observado de 15 cm, no existiendo grandes bloques. Los cantos varían de subredondeados a subangulosos. Su potencia es difícil de precisar, pues no se ha observado el sustrato en corte alguno, pero se supone una potencia máxima de 4 m, aunque lo normal sea de 2-3 m. En algunos puntos aparece una pequeña costra de tipo laminar. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

2.4.2.4. Arenas y gravas (Playa) (31). Holoceno

Se trata de depósitos poco frecuentes debido al predominio del litoral rocoso con acantilados, que dificulta su génesis. Aparecen en pequeñas calas, generalmente asociadas a la desembocadura de arroyos y torrentes. Están formadas por arenas o gravas. Su edad es 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 rifting, asociado a un adelgazamiento litosférico; este proceso de rifting no sería constante a lo largo del tiempo, reconociéndose cuatro etapas de máxima intensidad (Pérmico-Triásico inferior, Lías inferior, Carixiense-Toarciense y tránsito Jurásico-Cretácico) seguidas por períodos de mayor estabilidad. Esta primera etapa está ligada a los procesos de apertura del Atlántico Norte y del Tethys occidental.

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

Las características geométricas y cinemáticas de las estructuras generadas en estas áreas marginales estarían relacionadas con el ángulo existente entre la dirección de las estructuras mesozoicas y la del esfuerzo máximo, de orientación pirenaica (N-S). Cuando dichas direcciones son perpendiculares, el resultado es la creación de sistemas de pliegues y

cabalgamientos, en tanto que si son oblicuas, el desarrollo corresponde a sistemas transpresivos formados por fallas con movimiento en dirección y cabalgamientos con importante componente direccional.

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

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

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

Debido al 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 cohertera sedimentaria postríasica, es el observable en superficie, caracterizándose generalmente por sus láminas imbricadas.

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

Por lo que respecta a la etapa del Mioceno medio-Cuaternario, supone la implantación de un régimen distensivo en toda la cuenca, aunque con un cierto desfase entre las distintas áreas, régimen caracterizado por la efusión de magmas alcalinos. Las causas geodinámicas de esta etapa son menos claras, invocándose desde un colapso gravitatorio del edificio

bético hasta movimientos diapíricos del manto. En cualquier caso, se trata de un estiramiento de dirección NNO-SSE a NO-SE que implica un acortamiento de 8 km, cifra que no supone un acortamiento cortical importante (3%).

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 de deformación principales: 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). Aunque existen variaciones en cuanto a la nomenclatura y a algunos límites de las unidades definidas en ellos, todos coinciden al considerar básicamente tres unidades tectónicas principales de dirección NE-SO, apiladas en sentido NO. En el presente trabajo se sigue para ellas la denominación establecida por RANGHEARD (1969), aunque en algunos casos existan variaciones en cuanto a sus límites (cuadro 3.1).

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

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

La Unidad de Aubarca es la inferior y la más noroccidental (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.

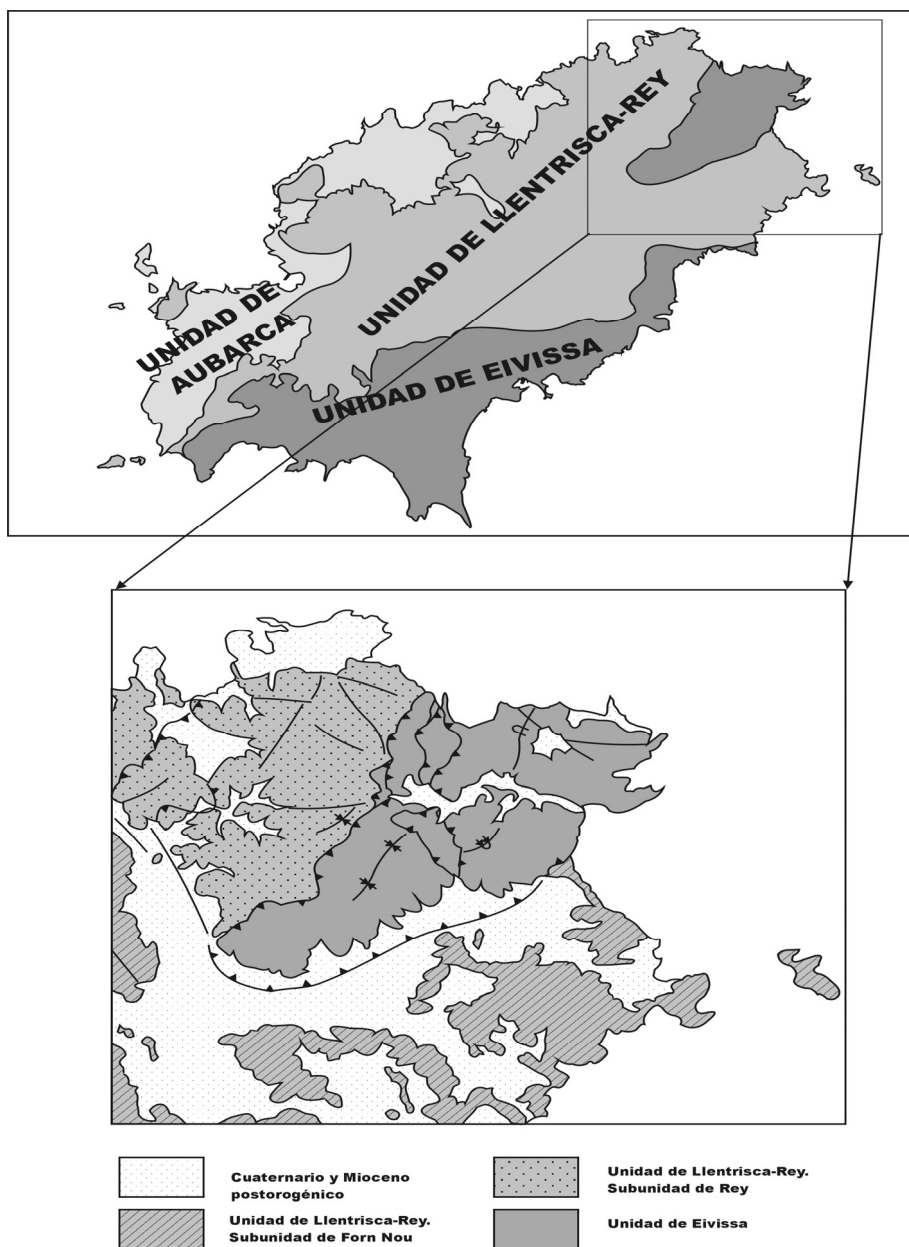


Figura 3.1. Esquema tectónico de la Hoja

El acusado paleorrelieve sobre el que se depositó la serie burdigaliense refleja nítidamente la intensa acción de los procesos erosivos sobre la cobertera mesozoica y, tal vez, sobre los materiales paleógenos que se hubieran podido depositar. Así, la serie del Burdigaliense-Langhiense se dispone con un espesor muy variable sobre un sustrato mesozoico igualmente variable en litología y espesor, conformando zonas de distinto comportamiento geológico ante la posterior compresión.

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

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

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

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

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

En primera instancia, la edad de la fase compresiva principal está acotada por la edad Langhiense inferior de los depósitos cobijados por los cabalgamientos y la edad tortoniense de los materiales posttectónicos del litoral septentrional. Sin embargo, aunque a grandes rasgos la serie del Burdigaliense-Langhiense está involucrada en las estructuras compresivas, pudiendo considerarse pretectónica, sus niveles más modernos parecen evidenciar una cierta sincronía con la deformación. Estas evidencias son el incremento en el régimen energético de los depósitos, reflejado por el notable aumento de su granulometría y por la incorporación de olistolitos procedentes de los frentes de cabalgamiento a la cuenca, en el sector nororiental. Por todo ello, se considera el Langhiense-Serravalliense como el período durante el que se llevó a cabo la etapa compresiva principal.

3.2.2.3. La distensión del Mioceno superior-Cuaternario

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

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

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

3.3. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA DE LA HOJA

Dentro de este marco general, la presente Hoja ocupa el sector nororiental de la isla, estando integrada por las unidades tectónicas de Eivissa y Llentrisca-Rey, distinguiéndose en ésta, de oeste a este, las subunidades de 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.

La Unidad de Eivissa aflora formando un gran “klippe” sobre la Unidad de Llentrisca-Rey, que a su vez cabalga sobre la Unidad de Aubarca con una flecha visible de unos 4 km (FOURCADE *et al.*, 1982). Dentro de la segunda, la Subunidad de Rey está constituida por varias escamas de dirección NO-SE, con buzamiento general hacia el SE, encontrándose afectada por pequeñas fallas transversales. En el sector oriental de la Subunidad de Forn Nou, el Mioceno está constituido por la unidad olistostrómica, que rellena una cuenca de antepaís, acuñándose tanto hacia el norte como hacia el oeste.

3.3.1. Unidad de Eivissa

3.3.1.1. Falla de Sant Vicent

Discurre por el valle del torrente de sa Cala con dirección ONO-ESE. Se trata de una fractura cuya traza sólo es visible en Cala de Sant Vicent y que pone en contacto los materiales dolomíticos del Lías con las margas del Cretácico inferior. Hacia el noroeste afecta únicamente a las margas del Cretácico inferior de la Serie de Ibiza, perdiendo su representación cartográfica. A lo largo de su traza son frecuentes los retazos de arcillas y yesos en facies Keuper.

3.3.1.2. Anticlinal de Cala Figuera

Posee una dirección N-S y en el sector septentrional se encuentra afectado por una fractura de dirección NO-SE. En su núcleo afloran los materiales arcilloso-yesíferos de la facies Keuper. Presenta una fuerte vergencia hacia el oeste, precursora de los pliegues-falla característicos de esta unidad tectónica.

3.3.1.3. Sinclinorio de Puig de s'Àguila

Presenta una dirección NE-SO, aflorando en su núcleo los depósitos margosos del Cretácico inferior. El eje del pliegue es prácticamente horizontal, con un flanco inverso de buzamiento suave hacia el E, configurando una lámina que la erosión ha desligado de la estructura principal.

3.3.1.4. Cabalgamiento de Puig de s'Àguila

Este accidente de dirección submeridiana corta la terminación meridional del sinclinorio anterior. Afecta a los materiales calcáreos del Jurásico superior, que cabalgan sobre las margas y margocalizas del Cretácico inferior. El acortamiento a que da lugar puede ser de orden kilométrico, ocasionando la superposición de las zonas centrales del pliegue, totalmente volcadas, sobre los inicios del sinclinal contiguo, en el que no se aprecia la acusada vergencia de la estructura.

3.3.1.5. Cabalgamiento de Can Miquel de sa Font

Es paralelo al anterior, aunque con el plano de falla mucho más tendido, dando lugar a láminas de calizas del Kimmeridgiense sobre las margas y margocalizas del Cretácico inferior. Ambos cabalgamientos enraízan en el mismo accidente. El nivel de despegue está constituido por los materiales arcilloso-yesíferos del Triásico superior en facies Keuper, aflorantes en la carretera de Sant Joan-Sant Vicent.

3.3.1.6. Sinclinorio de sa Mola

Presenta una dirección NE-SO y afecta a los materiales calcáreos del Malm, intensamente replegados, estando constituido su núcleo por las margas y margocalizas del Cretácico

inferior. Posiblemente sea la misma estructura que hacia el este presenta una fuerte vergencia hacia el NO, dando lugar al sinclinatorio de s'Àguila.

3.3.1.7. Cabalgamientos de Puig de sa Savina

Poseen una dirección ENE-OSO, paralela al cabalgamiento principal de la Unidad de Eivissa. Ponen en contacto materiales dolomíticos del Lías y calcáreos del Kimmeridgiense, cobijando en parte a un pequeño afloramiento de margas blancas miocenas. Esta zona se encuentra afectada por una intensa deformación, con presencia de varias fracturas normales transversales.

3.3.2. Unidad de Llentrisca-Rey. Subunidad de Rey

3.3.2.1. Cabalgamientos de Port de ses Caletes

Se trata de una estructura cabalgante que se desdobra en dos hacia el norte, afectando el primer cabalgamiento al Cretácico superior, mientras que el segundo y más importante afecta a las dolomías del Lías y a los depósitos margoso-detríticos miocenos. Presenta una dirección N-S, llegando a quedar oculto en las proximidades de Sant Vicent por el cabalgamiento de la Unidad de Eivissa. Entre los dos cabalgamientos de Port de ses Caletes se puede observar un sinclinal volcado con vergencia hacia el oeste, cuyo núcleo está formado por las calizas del Cretácico superior.

3.3.2.2. Cabalgamiento de Puig d'en Rei

Posee una dirección N-S, paralela a la de los cabalgamientos anteriores, afectando a materiales del Kimmeridgiense y a dolomías del Titónico-Valanginiense, que se disponen sobre los depósitos margoso-detríticos del Mioceno. Presenta un plano de falla que en general es muy vertical y buza hacia el E; al sur, se sumerge bajo de la Unidad de Eivissa.

3.3.2.3. Cabalgamiento de Es Murtar

Está considerado como una diverticulación del cabalgamiento anterior. Su principal característica es que afecta a los materiales del Cretácico superior, que cabalgan sobre los materiales margoso-detríticos del Mioceno. Posee dirección N-S, aunque hacia el sur gira hasta adoptar una dirección NE-SO, sumergiéndose bajo la Unidad de Eivissa.

3.3.2.4. Cabalgamiento de Puig de s'Ullastres

Presenta un plano de falla muy tendido, dando lugar a una traza muy sinuosa. Afecta a los materiales dolomíticos del Lías, que cabalgan sobre los depósitos margoso-detríticos del Mioceno. Su dirección general es N-S, convergiendo hacia el norte con el cabalgamiento de la Talaia de Sant Joan, oculto bajo los depósitos cuaternarios de tipo "marés" que tapizan la depresión de Venda de Xarracó.

3.3.2.5. Cabalgamiento de la Talaia de Sant Joan

Muestra unas características y una dirección similares a las del anterior, poniendo en contacto materiales del Lías sobre dolomías y calizas del Cretácico inferior. Hacia el oeste es cortado por la costa en las proximidades del Illot des Remolí, donde se puede observar que el nivel de despegue está constituido por materiales arcillo-yesíferos del Triásico.

3.3.2.6. Falla del torrente de Labritja

Separa las subunidades tectónicas de Rey y Forn Nou, con una dirección NO-SE, llegando a sumergirse bajo la Unidad de Eivissa en las proximidades de Puig de sa Savina. Su trazado está cubierto por los depósitos cuaternarios del torrente de Labritja. Según FOURCADE *et al.* (1982), este accidente es una falla inversa con vergencia hacia el SO, que hacia el sur se pierde entre los depósitos miocenos de la unidad olistostrómica.

3.3.3. Unidad de Llentrisca-Rey. Subunidad de Forn Nou

3.3.3.1. Unidad olistostrómica

Está constituida por bloques de distinta naturaleza, fundamentalmente de materiales triásicos y jurásicos, empastados en una matriz integrada por materiales triásicos resedimentados. Los bloques se encuentran en posiciones diversas, aunque al ser la mayor parte de ellos de dolomías del Lías, no es fácil apreciar su disposición con respecto a la matriz.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La Hoja a escala 1:25.000 de Sant Joan de Labritja (773 I-III) abarca el sector nororiental de la isla de Eivissa. Al norte se alza el relieve más abrupto, perteneciente al dominio de la Franja Montañosa Septentrional, con cotas próximas a los 400 m, destacando en el paisaje las elevaciones de Sa Torreta (412 m), Puig Gros (399 m) y Puig d'en Guillem (388 m). Se trata de un relieve recortado, con pequeñas sierras y montes carentes de una orientación preferente. El litoral también es muy accidentado por la proximidad de estas grandes alturas, siendo los acantilados la tónica general; los más espectaculares, superando los 100 m de desnivel, se localizan en Punta Grossa y entre Punta d'en Serra y Port de Ses Caletes.

La zona meridional es más variada y se caracteriza por un relieve más suave, con lomas, colinas y cerros aislados, como Talaia de Sant Carles (231 m), Puig d'Atzaró (219 m), Puig des Molí (186 m) y Puig de s'Argentera (141 m). Bordeando la mayor parte de las elevaciones, se desarrollan una serie de depósitos de piedemonte que sirven de formas de enlace entre los interfluvios y los cauces, suavizando el relieve y conformando amplias llanuras como el valle de Labritja y las planas des Figueral y s'Argentera.

La red de drenaje es de pequeña envergadura, no existiendo ningún cauce permanente. En general, las aguas circulan intermitentemente, cuando las precipitaciones lo permiten. Destaca el torrente de Labritja, el único curso fluvial que tiene cierta entidad. El resto son pequeños torrentes y arroyos de diferente envergadura según el dominio y los materiales que atraviesan.

La región se caracteriza por un clima Mediterráneo Templado, con temperaturas medias de unos 17°C, máximas de 35°C y mínimas de 0°C. La precipitación media anual está comprendida entre 450 y 500 mm, con importantes variaciones interanuales.

La red viaria ofrece una infraestructura de carreteras bastante completa, aunque algunos sectores, dado lo accidentado del terreno, son completamente inaccesibles. No obstante, la existencia de numerosas urbanizaciones y casas de recreo ha llevado a la construcción de multitud de caminos, tanto revestidos como de tierra, que favorecen el acceso a la mayor parte de la superficie de la Hoja.

El principal núcleo de población es Sant Joan de Labritja, destacando igualmente Cala Portinatx, Sant Vicent de sa Cala, San Carlos y Es Canar. La distribución de la población dentro de la isla ha sufrido grandes variaciones en los últimos años debido al aumento del turismo, provocando la migración desde los centros urbanos del interior hacia la costa.

La principal fuente de ingresos en la isla es el turismo, siendo el sector agrícola menos favorecido, con escasa incidencia económica. Predomina el monte maderable, que ocupa aproximadamente el 40% de la superficie agraria útil.

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 de una serie de láminas cabalgantes de SE a NO que, a grandes rasgos, se estructuran en amplios pliegues volcados con los flancos intensamente laminados, agrupándose en tres unidades tectónicas principales: Aubarca, Llentrisca-Rey y Eivissa. De ellas, en la presente Hoja tan sólo afloran las dos últimas, dando lugar a relieves diferentes.

La Unidad de Llentrisca-Rey ocupa el 80% de la superficie y cabalga sobre la Unidad de Aubarca fuera de la Hoja. La fisonomía resultante de la actuación de los procesos externos sobre sus materiales, mayoritariamente carbonatados, consiste en: un relieve accidentado al norte, donde se suceden apretadamente interfluvios y zonas de incisión, con las máximas alturas; y una zona meridional, donde las cotas descienden considerablemente, suavizándose las formas, con lomas, colinas y cerros aislados separados por valles más amplios.

Dentro del ámbito insular, la Unidad de Eivissa es la más elevada, pero aquí aparece en el sector noroccidental como una banda de poca envergadura que no resalta de forma especial en el paisaje.

Como elementos estructurales sólo pueden señalarse los cerros cónicos, dispersos por toda la zona. No existen formas estructurales cartografiables, como escarpes, cuevas o plataformas, ya que la erosión y la formación de costras han difuminado considerablemente este tipo de formas.

La distribución de la red de drenaje es uno de los elementos que más refleja la estructura y la tectónica. El carácter rectilíneo y las orientaciones preferentes de algunos cauces marcan las principales direcciones de plegamiento y fracturación, 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, que han sido elaboradas por la acción de los procesos externos. También se describen dichos procesos según su importancia, agrupándolos según su origen (fluvial, eólico, etc.).

4.3.2.1. *Formas de ladera*

Dentro de este grupo se han reconocido coluviones y desprendimientos.

Los coluviones constituyen una de las formas más frecuentes, aunque no de las más extensas. Se originan en las laderas, unas veces al pie de las mismas e interdentándose con los fondos de valle y otras, en sectores más altos de las vertientes, cubriendo las cabeceras de los glaciares y de los conos aluviales. En planta configuran una serie de bandas estrechas paralelas a los valles. Los mejores ejemplos se localizan en el sector suroriental, donde su continuidad da lugar a orlas en torno a los relieves.

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

4.3.2.2. *Formas fluviales*

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

Los fondos de valle están constituidos por depósitos de gravas, cantos y arcillas, estas últimas muy abundantes. Su morfología en planta es alargada, estrecha y más o menos serpenteante, aunque a veces se observan tramos muy rectilíneos como en el caso de los torrentes de Labritja y s'Argentera, entre otros.

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 hacia cauces de rango superior. Se han diferenciado dos tipos, tanto por su cronología como por sus características.

Los conos más antiguos son casi siempre de mayor tamaño, muy planos y de baja pendiente. Su frecuencia en un valle hace que los depósitos medios y distales se interdigiten, configurando una franja continua de sedimentos, a modo de piedemonte; el caso más llamativo es el de la vertiente meridional de Serra Grossa. En algunos sectores están incididos por la red fluvial actual.

Más recientes son los conos procedentes de cursos menores que desembocan en otros cauces. Son de menores dimensiones y de mayor pendiente. Al igual que los anteriores, abundan en una misma ladera debido al elevado número de arroyos que la surcan, interdentándose lateralmente y formando una orla alrededor de los relieves.

Otra de las formas fluviales con depósito son las terrazas, aunque su representación es bastante menor. Sus principales afloramientos son los de los torrentes de Labritja, s'Argentera y sa Cala. Su morfología es alargada y estrecha, con una disposición paralela al cauce, y su superficie, plana, con un escarpe neto hacia el cauce 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 glaciares y abanicos, indicando la máxima pendiente, a favor de la que circula la escorrentía superficial. En algunas zonas donde la litología es blanda, la red de incisión se desarrolla formando pequeñas cárcavas y barranqueras.

4.3.2.3. Formas poligénicas

Son aquellas en cuya formación interviene más de un proceso. Las más representativas son los glaciares, que rodean todo tipo de relieves 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 especialmente abundantes en los grandes valles.

Por sus características y su posición en el paisaje 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 el valle del torrente de Labritja y al sur de las elevaciones de Sa Torreta y Ses Tanquetes. Sobre estos glaciares e interdentándose con ellos, se encuentran los conos de deyección o conos aluviales, que constituyen una parte importante de las vertientes. Debido a su baja pendiente, en su superficie se desarrollan procesos de arroyada difusa.

Los glaciares modernos son de menor tamaño y aparecen en pequeños valles, muy cerca del cauce hacia el que descienden. Uno de sus mejores ejemplos se encuentra en el valle del torrente de Sa Cala.

Las otras formas poligénicas cartografiadas son los aluviales-coluviales, con muy escasa representación. Se forman en valles algo abiertos de fondo redondeado, en los que los flujos son esporádicos y muy poco definidos, mezclándose los sedimentos del fondo de valle con aportes de las laderas.

4.3.2.4. Formas litorales

Son sedimentarias y erosivas. Por lo que a las primeras se refiere, se han cartografiado playas y dunas antiguas, conocidas como “marés”, y playas actuales.

Los depósitos de “marés” tienen una importante representación en todo el sector septentrional próximo a la costa, destacando los parajes de Punta Xarracó, Punta Galera, Punta des Moscarter y S'Escullet. Son depósitos que actualmente no poseen una morfología definida debido a la erosión, tratándose de restos de playas, dunas o incluso de un transporte eólico de aquéllas, por lo que pueden encontrarse a alturas diferentes.

Las playas actuales son bastante peculiares, ya que predomina la costa rocosa con grandes acantilados, dificultando la generación de este tipo de formas. Sólo aparecen en algunas pequeñas calas localizadas en la desembocadura de torrentes y arroyos o en pequeñas bahías. Constituyen bandas alargadas y estrechas con trazado semicircular, estando formadas por arenas o por cantos.

En cuanto a las formas erosivas, la máxima representación la tienen los acantilados. Sus dimensiones son muy variables, localizándose los de mayor espectacularidad en Punta Grossa y entre Punta d'en Serra y Port de ses Caletes, donde superan los 100 m de desnivel.

En estas paredes prácticamente verticales, se producen importantes procesos erosivos que provocan la caída de bloques de las partes superiores, a veces de gran tamaño, y el socavamiento de la base del acantilado por la acción del oleaje.

4.3.2.5. Formas kársticas

La única forma cartografiada es el poljé localizado en el paraje de Pla de ses Formigues, desarrollado sobre la Unidad de Llentrisca-Rey, constituida mayoritariamente por rocas carbonatadas. Se ha originado por procesos de disolución y por una decisiva influencia de la tectónica, lo que se percibe en sus bordes rectilíneos. Su superficie se aproxima a 1 km², situándose a una altura de unos 150 m. Está drenada por algún pequeño arroyo de carácter estacional cuyas aguas deben infiltrarse rápidamente, desaguando en el mar.

Los materiales que rellenan esta depresión son limos y principalmente, arcillas rojas producto de la descalcificación y del aporte de los arroyos que llegan a ella.

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 varía en función 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, se han diferenciado dos clases de conos en función de su edad. Dada la naturaleza de los materiales que configuran los relieves, la litología de ambos es muy similar, variando la extensión de sus zonas apical, media y distal y su grado de consolidación.

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

Los fondos de valle están constituidos también por cantos y gravas calcáreas, pero la matriz areno-arcillosa roja es muy abundante, presentando 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, con un tamaño máximo de 15 cm y ausencia de grandes bloques. Los cantos varían de subredondeados a subangulosos. La potencia es difícil de precisar, tanto en los conos de deyección como en los fondos de valle, pues no existe ningún corte en el que se haya podido observar 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 similares a las de los fondos de valle, aunque quizás el tamaño medio de los elementos groseros sea algo mayor. Su potencia varía de 1,5 a 3 m, aunque en puntos donde no aflora el sustrato no se descarta un espesor mayor. Por lo que se refiere a su edad, se asignan al Pleistoceno superior, pudiendo 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 rojas con niveles de gravas y cantos. Estos niveles tienen matriz areno-limosa, cicatrices erosivas y estratificación cruzada tendida. En las lutitas se observan varios ciclos de carbonatación edáfica que culminan en costras calcáreas, desarrolladas tanto en los términos más finos como en los intervalos clásticos. Los niveles de cantos muestran bases erosivas y canalizadas laxas, así como estratificación cruzada tendida. Su potencia total es muy variable dependiendo del tamaño y de la distancia a las cabeceras; no obstante, en los perfiles observados se han medido hasta 7 m de espesor, pero sin observarse el 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 superar 1 m. Sus facies son muy variadas, con estructuras hojosas, laminares, multicintadas, nodulosas, granulares o brechoideas, dependiendo de la textura del depósito sobre el que se originan, de la pendiente y del clima. El color es también variable, pero en general claro, encontrando tonalidades desde ocre hasta blanquecinas, pasando por rosadas, amarillentas y anaranjadas.

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

Otras características muy diferentes ofrecen las formaciones superficiales de origen litoral, constituidas por el denominado "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) encuentra los siguientes: Algas (Melobesias), *Elphidium crispus*, *E. complanatum* D'ORB, *E. cf. complanatum* D'ORB., *E. sp.*, *Ammonia beccarii*, *Cibicides lobatulus* (WALK. JAC.), *Discorbis sp.*, *Globorotalia inflata* (D'ORB.), *Globigerinoides rubra* (D'ORB.), *Nubecularia lucifuga*

DEFR., *Textularia* sp., *T. pseudotrochus* CUSHM., *Sphaerogypsina globula* (REUSS), *Aceroulina adherens* (SCHULTZE), *Guttulina* sp., *Amphisorus hemprichii* (EHRENB.), *Ophtalmidium glomerosum* COLOM, Miliólidos (*Adelosina* sp., *Quinqueloculina* sp. y *Triloculina* sp.) y *debris* de Briozoos, Lamelibranquios, Gasterópodos y Equinodermos. Pese a la abundancia de fauna, no ha podido precisarse su edad, pero por su posición y cementación se consideran pertenecientes al Pleistoceno inferior, no descartando la existencia de niveles más recientes.

Su estructura interna denuncia un medio litoral constituido por dunas, con 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 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.

Las formaciones superficiales de origen kárstico están representadas por las arcillas de descalcificación, producto residual de los procesos de disolución de los carbonatos. Se localizan en la depresión kárstica de Pla de ses Formigues, tratándose 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 escarpes de la depresión. En cuanto a su potencia, es difícil de establecer, pero el tamaño de la depresión hace suponer que supera los 4-5 m. Su cronología también presenta problemas, pero debido a su funcionamiento actual, se les ha asignado una edad que abarca todo el Cuaternario.

4.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

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

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

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

redistribuiría los relieves y a la que probablemente se liga el ascenso de los magmas emplazados en los sedimentos burdigalienses.

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

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

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

Entre los depósitos más antiguos de la isla se encuentran una serie de acumulaciones de arenas eólicas y playas conocidas con el nombre de “marés”. Existen además una serie de conglomerados de carácter marino (Tyrrenienses) a diferentes alturas, que proporcionan cierta información sobre las variaciones del nivel del mar a lo largo del Cuaternario. Por otra parte, los procesos fluviales han jugado un importante papel en la elaboración del relieve, pero quedan bastante disminuidos frente a la formación de piedemontes, tanto glacis como conos aluviales, que orlan la mayor parte de los relieves.

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

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

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La evolución geológica de Eivissa está condicionada por su encuadre dentro de la Cuenca Catalano-Balear, cuya complejidad estructural y magmática es el resultado de los diferentes movimientos relativos de las placas Africana, Ibérica y Euroasiática desde su individualización en el Mesozoico. Según ROCA (1994), el sector occidental del Mediterráneo está sometido a situaciones compresivas y extensivas que reflejan las dos grandes fases diferenciadas en la evolución del Atlántico: a) Apertura del Atlántico central, que produjo la separación de África y Eurasia durante el Jurásico-Cretácico inferior; b) Apertura del Atlántico norte y del Golfo de Vizcaya, que ha dado lugar a una convergencia de Eurasia y África desde el Cenomaniense-Turonense. A su vez, en ésta se han diferenciado dos etapas, una primera (Cretácico superior-Oligoceno inferior), en que la convergencia de Europa y África tuvo lugar entre Iberia y Eurasia, y una segunda (post-Oligoceno superior) en la que aquélla se resolvió en el límite Iberia-África. El paso gradual entre estas etapas no fue sincrónico a lo largo de los límites entre las distintas placas, lo que hace que sea muy difícil acotar temporalmente las diversas fases evolutivas meso-cenozoicas.

Los materiales más antiguos aflorantes en la isla de Eivissa están constituidos por los depósitos carbonatados del Triásico medio, no existiendo materiales más antiguos que puedan asignarse al Triásico inferior o al Paleozoico, aflorantes sin embargo en Mallorca y Menorca. Allí, los materiales triásicos reposan sobre un zócalo hercínico peneplanizado. A lo largo del Triásico dio comienzo una subsidencia generalizada que alcanzó su máxima intensidad durante el Anisiense, en el que se produjo la transgresión marina que establecería un régimen de aguas someras con sedimentación de depósitos de tipo mareal. Durante el Triásico superior tuvo lugar una regresión generalizada bajo condiciones de aridez acentuada, con el depósito de sedimentos arcillosos y evaporíticos que evocan la existencia de un ambiente de tipo “sebkha”.

A finales del Triásico superior, una nueva transgresión restauró el régimen marino en el ámbito balear. Los materiales correspondientes al Lías se depositaron en una plataforma carbonatada subsidente de aguas muy someras, con desarrollo de amplias llanuras de mareas.

En muchas áreas del dominio alpino, durante el Lías superior se produjo la ruptura de la plataforma debido a la separación de las placas Euroasiática y Africana, favoreciéndose el desarrollo de un proceso de subsidencia diferencial. Con dicha ruptura se crearía un surco subsidente en el que se sedimentarían más tarde los materiales del dominio subbético.

Debido a estos procesos tectónicos, el Dogger presenta una historia compleja, no encontrándose representado al menos en buena parte de la isla, posiblemente como consecuencia de una emersión temporal que podría ser la causa de la dolomitización de los sedimentos calcáreos depositados desde el Triásico terminal.

Estos procesos extensionales, que dieron lugar a un conjunto de umbrales y cubetas muy subsidentes limitados por fallas normales, también favorecieron la extrusión de rocas volcánicas alcalinas entre el Triásico superior y el Dogger.

A comienzos del Malm se produjo el movimiento relativo de Iberia con respecto a Europa y África, agudizándose las condiciones de subsidencia diferencial progresiva, comenzando a crearse un surco acentuado progresivamente hacia el sureste. No obstante, Eivissa quedaría fuera del surco durante esta época, con desarrollo de una plataforma carbonatada en el dominio noroccidental, si bien el suroriental, más interno, podría corresponder al comienzo del talud. Los primeros compases de esta etapa, de fuerte subsidencia tectónica e intensa estructuración extensional, registrarían nuevas erupciones de basaltos olivínicos.

A partir del Titónico, la individualización del surco subsidente es completa, delimitándose tres dominios paleogeográficos correspondientes a las series de Ibiza, San José y Aubarca. El dominio más interno, localizado al sureste (Serie de Ibiza), se relaciona con el surco subsidente, estando caracterizado por el depósito de margas y margocalizas blancas. El intermedio (Serie de San José) está definido por el depósito de carbonatos en el Titónico-Valanginiense, indicativo de la persistencia de la plataforma calcárea kimmeridgiense, junto con un post-Valanginiense margoso relacionado con la instalación de ambientes más abiertos y profundos. En el dominio más externo (Serie de Aubarca), localizado al noroeste, la plataforma jurásica persistió mediante el depósito de materiales carbonatados hasta el Albense, con intercalación de margas en el intervalo Hauteriviense-Barremiense, indicando etapas de subsidencia diferencial de la plataforma y el comienzo de una nueva transgresión. Los cambios observados en esta etapa del Malm-Cretácico inferior van estrechamente unidos a los movimientos verticales neokimméricos, que regulan la distribución, el espesor y la naturaleza de los depósitos.

El final del Cretácico inferior está marcado por el desarrollo de la fase Áustrica, con la que se homogeneiza la cuenca. Así, el Cretácico superior está constituido por un conjunto de calizas blancas muy homogéneas, propias de una plataforma externa carbonatada con sedimentación pelágica, bajo condiciones de gran uniformidad y escasa profundidad. El paso del Cretácico inferior al superior supuso un cambio en el marco geodinámico general debido al movimiento relativo de separación entre las placas Euroasiática y Norteamericana, aunque en el ámbito balear no parece registrarse un cambio tan importante.

No existe depósito del intervalo Paleógeno- Aquitaniense en la zona, dificultando la interpretación sobre esta época. No obstante, se puede aceptar una emisión general, con desarrollo de procesos de deformación compresivos. Posteriormente se produciría una intensa erosión que llegó a afectar incluso a los depósitos carbonatados en facies Muschelkalk.

Dichos procesos tectónicos están dominados en la Cuenca Catalano-Balear por una compresión generalizada que daría lugar a una inversión de la topografía mesozoica; con ella, las cubetas mesozoicas se convirtieron en áreas emergidas sometidas a procesos de erosión y las áreas mesozoicas emergidas, en áreas deprimidas en las que se depositaron potentes sucesiones detríticas y evaporíticas. Esta inversión del relieve se produjo por la reactivación de las fallas que configuraban los márgenes de las antiguas cubetas mesozoicas. Según ROCA (1994) las cubetas mesozoicas se estructuraron en una zona central emergida, deformada únicamente por pliegues de gran radio y fallas de salto decamétrico y hectométrico, y unas áreas marginales donde se concentró gran parte de la deformación y se produjeron los levantamientos tectónicos más importantes. Esta etapa compresiva se desarrolló en las Béticas entre el Eoceno terminal y el Mioceno basal.

Esta estructuración se sitúa en el marco del movimiento convergente N-S entre el conjunto Iberia-África y Eurasia que, iniciado en el Cretácico superior, finalizó con la soldadura de estas dos placas entre el Oligoceno medio y el Mioceno medio. Durante este último período se estructuró la Cuenca Catalano-Balear como consecuencia del desarrollo simultáneo de un sistema de rift en las partes centrales y noroccidentales de dicha cuenca y un cinturón de pliegues y cabalgamientos en las partes suroccidentales del área, en las que se sitúa Eivissa. Así pues, la evolución del Oligoceno superior-Mioceno medio se caracterizó por la coexistencia en el tiempo, aunque no en el espacio, de procesos de tipo compresivo y extensivo.

A partir del Burdigaliense se produjo una nueva transgresión marina y se acentuaron los procesos de subsidencia diferencial, individualizándose un surco subsidente hacia el que avanzarían los frentes de los cabalgamientos de las Zonas Externas Béticas a partir del Langhiense.

La sedimentación en las zonas limítrofes al surco se realizó mediante depósitos marinos someros, detríticos y margosos, y facies de transición, mientras que el surco se rellenó con los depósitos incluidos en la unidad olistostrómica, constituidos fundamentalmente por olistolitos. Estas cuencas sólo se desarrollarían en los frentes de los cabalgamientos importantes y por ello no afectan a la relativa estabilidad del proceso sedimentario general. En Eivissa, la presencia de este surco únicamente en el sector oriental tal vez indique que la traslación de la Unidad tectónica de Eivissa puede haber llegado a sobrepasar al propio surco en el sector occidental.

Con posterioridad a la sedimentación de estos materiales se produjo la estructuración principal de la isla, caracterizada por la superposición de tres unidades tectónicas principales. La unidad inferior (Aubarca) constituye un autóctono relativo con respecto a las otras dos, estando constituida por materiales pertenecientes a la Serie de Aubarca y se estructura mediante pliegues volcados y tumbados, así como escamas vergentes hacia el NO. La unidad tectónica intermedia (Llentrisca-Rey) está integrada fundamentalmente por materiales de la Serie de San José, aunque la Subunidad de Rey presenta facies de la Serie de Aubarca y se caracteriza por la existencia de numerosas escamas vergentes hacia el NO. En cuanto a la unidad superior (Eivissa) comprende materiales de la Serie de Ibiza, encontrándose muy replegada y deslizada sobre la Unidad de Llentrisca-Rey; los pliegues son vergentes hacia el NO, con flancos inversos estirados y laminados hasta constituir planos de cabalgamiento.

Según MAILLARD *et al.* (1993), la interpretación geodinámica global pone de manifiesto que la evolución del Mediterráneo occidental está caracterizada por el desarrollo de un sistema de rift de dirección NE-SO que, dispuesto paralelamente al límite entre las placas Ibero-Euroasiática y Africana, separa un área noroccidental poco deformado de otro sudoriental intensamente deformado, con numerosas manifestaciones volcánicas calcoalcalinas. Estas características indican que la evolución del Mediterráneo occidental está regida en esta época por la subducción de África bajo el conjunto de Iberia-Eurasia, de tal manera que la cuenca extensiva Catalano-Balear correspondería a una cuenca de retroarco, mientras que el Promontorio Balear se encuadraría en el arco externo que separaría las cuencas de retroarco de la placa Africana.

Ya en el Tortoniense inferior comenzaría una etapa extensiva generalizada, que según ROCA (1994) se caracteriza por el colapso extensivo del edificio de cabalgamiento Bético-Balear a partir de la reactivación con movimiento normal de todo el sistema de cabalgamientos formados durante el Mioceno medio. Ello daría lugar a un sistema de horsts y fosas de dirección ENE-OSO que individualizan el Promontorio Balear y hunden gran parte de las áreas estructuradas durante la etapa del Mioceno medio. En esta etapa se depositaron los materiales calcáreos arrecifales que afloran al norte de Eivissa y en Formentera.

Durante el Plioceno-Cuaternario alternan los depósitos marinos y continentales, prolongándose en algunas zonas la etapa distensiva, con desarrollo de fallas normales como las observadas en Formentera, que originan cubetas en las que se acumulan los depósitos cuaternarios.

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

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 cuatro Zonas, delimitadas por criterios puramente hidrogeológicos. A pesar de que cada una de ellas puede incluir varios acuíferos, a grandes rasgos poseen una cierta independencia en cuanto al comportamiento hídrico, independencia derivada fundamentalmente de su constitución litológica y su estructura. Dichas Zonas son las de Sant Joan, San Carlos, Santa Agnès-Sant Miquel y Sant Rafel.

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

— Zona de Sant Joan

La Zona está limitada al norte y al este por la línea de costa, en tanto que al oeste su límite está constituido por un accidente poco definido ligado a un corredor de materiales margosos miocenos y al sur está definido por la unidad olistostrómica. Está formada por tres acuíferos. El inferior y más importante está constituido por las calizas y dolomías jurásicas y cretácicas, cuyos límites impermeables están definidos por los sedimentos margosos del Cretácico inferior y del Mioceno inferior. El acuífero intermedio, mucho menos extenso y potente, está formado por los materiales calcáreos miocenos. Por último, el acuífero superior está integrado por sedimentos cuaternarios. Todos los acuíferos se encuentran relacionados hidráulicamente, excepto los posibles niveles calcáreos y detríticos incluidos en el Mioceno inferior-medio.

Desde un punto de vista litológico, el acuífero inferior está formado por los materiales dolomíticos del Lías, las calizas tableadas del Kimmeridgiense y en el sector septentrional, por las calizas y dolomías del Titónico-Valanginiense. El límite impermeable basal está constituido por las arcillas y yesos del Triásico superior en facies Keuper y el límite superior, por las margas del Mioceno inferior-medio.

El sector septentrional de este acuífero mesozoico está constituido por dos escamas principales, entre las que se dispone un nivel de materiales margosos miocenos de baja permeabilidad. Aunque los materiales acuíferos de ambas escamas están en contacto en varios puntos y a grandes rasgos forman un solo acuífero, es posible que debido a la compartimentación tectónica, existan en algún sector niveles colgados, independizados por las margas del Mioceno inferior. Esto parece suceder en Venda de Murtar, donde se aprecia cómo un acuífero constituido por las dolomías del Lías está aislado por los materiales margosos del Mioceno inferior-medio.

Por su parte, el sector meridional del acuífero mesozoico está constituido por un gran retazo del cabalgamiento de la Unidad tectónica de Eivissa sobre la Subunidad de Rey. Entre ambas unidades existe un nivel impermeable formado por las margas del Mioceno inferior-medio y las del Cretácico inferior de la Unidad de Eivissa. Como en el caso anterior, el acuífero jurásico de ésta se encuentra en contacto en algunas zonas con el acuífero infrayacente de la Subunidad de Rey, siendo posible que formen un acuífero único o que estén compartimentados por fracturas con desplazamiento vertical.

El espesor del acuífero mesozoico varía según las diferentes unidades tectónicas entre unos 300 y 500 m, mostrando una extensión total de 64,1 km². Se trata de un acuífero libre con cierto grado de confinamiento cuando se encuentra recubierto por los materiales margosos del Terciario y del Cretácico inferior. Su permeabilidad es secundaria, por fisuración y karstificación.

Su recarga se realiza por infiltración directa del agua de lluvia. La principal descarga se produce a través de manantiales localizados en las zonas próximas a la costa, a favor de líneas tectónicas importantes, directamente al mar y mediante aportaciones a los depósitos aluviales de los torrentes de Labritja y sa Cala y a los depósitos cuaternarios localizados al pie de Serra Grossa. El flujo subterráneo es radial hacia los sectores de descarga. Los valores medios de transmisividad son altos, oscilando entre 200 y 5.000 m²/día, en tanto que los caudales específicos son del orden de 2-50 l/s/m y los coeficientes de almacenamiento, de un 1%. Sus aguas presentan una composición bicarbonatada, sin mezclas con otros tipos de aniones.

El acuífero intermedio mioceno es de tipo multicapa, estando integrado por los niveles de calcarenitas y conglomerados incluidos dentro de la masa margosa, prácticamente impermeable, que constituye el límite superior del acuífero mesozoico. Dichos niveles constituyen acuíferos permeables por porosidad intergranular, que funcionan en régimen de confinamiento-semiconfinamiento según su posición dentro del conjunto margoso. Sus niveles piezométricos son muy locales y están descolgados del general. Así mismo, los depósitos calcáreos del Mioceno superior, que afloran en el sector de Cala Portinatx, configuran un acuífero poco importante debido a su proximidad al mar y a su pequeña extensión. La recarga de este acuífero intermedio se produce por infiltración directa del agua de lluvia, por recarga lateral del acuífero carbonatado inferior y por goteo vertical lento desde niveles superiores. Su descarga se produce hacia los acuíferos cuaternarios.

Los acuíferos superiores cuaternarios están constituidos por los depósitos de origen aluvial existentes a lo largo de los torrentes de Labritja y sa Cala, entre otros. Son acuíferos libres formados por materiales detríticos, relacionados con los cursos fluviales. Su alimentación se produce por infiltración del agua de lluvia y por recarga lateral del resto de los acuíferos, fundamentalmente del acuífero mesozoico. Sus parámetros hidráulicos son muy variables dependiendo de la granulometría; así, su transmisividad puede oscilar entre 5.000 m²/día en gravas con poca matriz y 10 m²/día en gravas con abundante matriz.

La composición química de estas aguas superficiales es fundamentalmente bicarbonatada. Es importante evaluar los recursos de estos acuíferos próximos al mar, ya que su sobreexplotación favorece la intrusión marina.

– Zona de San Carlos

Es una zona muy compleja a nivel estratigráfico, con una superficie de 47,1 km². Está constituida por la unidad olistostromica, formada por arcillas de naturaleza impermeable y por bloques de distinta entidad, fundamentalmente de naturaleza carbonatada. Incluye tres acuíferos: inferior, dispuesto a muro de la unidad olistostromica; intermedio, constituido por los bloques de la unidad olistostromica; y superior, integrado por depósitos cuaternarios.

El acuífero inferior posee una potencia muy difícil de calcular, con grandes variaciones. Está formado por los tramos inferiores de la serie miocena y posiblemente por el techo del acuífero mesozoico carbonatado, si bien éste se encuentra a una gran profundidad, dificultando su explotación.

Este acuífero, de naturaleza confinada, no se ha investigado; no obstante, existen sondeos artesianos en Es Figueral que confirman su presencia, con caudales del orden de 90 l/s. Su recarga se efectúa por goteo a través de la unidad olistostrómica y por aportes laterales de los depósitos cuaternarios de la Zona de Sant Joan.

El acuífero intermedio está constituido por bloques heterométricos de materiales fundamentalmente dolomíticos. Su disposición da lugar a acuíferos semiconfinados, con grandes variaciones piezométricas entre los distintos bloques.

Su recarga se efectúa por infiltración directa de la lluvia y por aportaciones laterales de los sistemas cuaternarios, principalmente del torrente de Labritja.

Los acuíferos cuaternarios corresponden a los depósitos aluviales de los torrentes de Labritja y s'Argentera, así como a los sedimentos detríticos de los numerosos cursos que labran el relieve de la zona y por los depósitos de las laderas. Están constituidos por materiales detríticos, dependiendo su permeabilidad del grado de evolución del depósito; así, la permeabilidad aumenta en ciertos sectores de los aluviales en los que no se acumulan finos, con niveles de gravas más o menos limpios. En las áreas con predominio de depósitos de laderas las permeabilidades son en general bajas al aumentar los finos. La potencia de este acuífero libre es del orden de unos 15 m.

Su recarga se produce directamente por la lluvia y por aportaciones laterales, fundamentalmente de la Zona de Sant Joan, mientras que la descarga se realiza directamente al mar y a los restantes acuíferos. El caudal específico de los pozos efectuados en este acuífero oscila entre 0,1 y 1 l/seg/m.

Las facies químicas son sulfatadas debido a la presencia de yesos en la unidad olistostrómica, así como cloruradas-sulfatadas y bicarbonatadas-cloruradas por influjo de la intrusión marina.

– Zona de Santa Agnès-Sant Miquel

La presente Hoja sólo incluye una pequeña parte del sector oriental de esta Zona, en la que afloran parte de los acuíferos mesozoicos y el acuífero cuaternario.

Los acuíferos mesozoicos se encuentran muy compartimentados tectónicamente, dando lugar a niveles piezométricos diferentes, mientras que los acuíferos cuaternarios están constituidos fundamentalmente por los aluviales de los torrentes más importantes, entre ellos el de Labritja, cuyas características son similares a las descritas para las Zonas de Sant Joan y San Carlos.

– Zona de Sant Rafel

Al igual que en el caso de la anterior, la presente Hoja incluye sólo una pequeña porción del sector oriental de la Zona, constituida fundamentalmente por materiales margosos del Mioceno inferior-medio. Los depósitos cuaternarios son los únicos con capacidad para constituir acuíferos.

6.2. RECURSOS MINERALES

La minería de la presente Hoja se concreta en un yacimiento de galena argentífera actualmente abandonado, localizado en el Puig de s'Argentera y en varias canteras, también inactivas, que han beneficiado los materiales calcáreos del Jurásico y Cretácico como áridos de machaqueo y los materiales margosos y detríticos del Mioceno y del Cuaternario, como áridos naturales (cuadro 6.1).

Número (*)	Coordenadas		Sustancia	Término municipal	Provincia	Estado de actividad	Magnitud	Usos
	X	Y						
1	375.050	4.320.350	Galena argentífera	Santa Eulalia	Baleares	Inactiva	Pequeña	Minería metálicos
2 (2)	374.900	4.319.350	Dolomías	Santa Eulalia	Baleares	Inactiva	Grande	Árido de machaqueo
3	369.450	4.318.600	Calizas y dolomías	Sant Joan	Baleares	Inactiva	Media	Árido de machaqueo
4	371.400	4.325.750	Galena argentífera	Sant Joan	Baleares	Inactiva	Pequeña	Labores de reconocimiento
5 (4)	370.900	4.327.950	Areniscas	Sant Joan	Baleares	Inactiva	Pequeña	Zahorra, árido natural
6 (1)	370.400	4.327.600	Areniscas	Sant Joan	Baleares	Inactiva	Pequeña	Zahorra, árido natural
7 (5)	369.650	4.327.900	Margas	Sant Joan	Baleares	Inactiva	Pequeña	Zahorra

(*) 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 minerales metálicos y rocas industriales

6.2.1. Minerales metálicos

6.2.1.1. Galena argentífera

La principal manifestación de minerales metálicos de Eivissa está constituida por el yacimiento de Puig de s'Argentera, pudiendo señalarse además un indicio situado al sur de Sant Joan de Labritja. En ambos casos, la roca encajante está constituida por las dolomías del Lías.

El yacimiento de la Mina de San Carlos (Puig de s'Argentera) ha sido descrito por RANGHEARD (1971) y por ARRIBAS *et al.* (1985), que indican una paragénesis de barita, fluorita, galena, esfalerita, pirita, calcita y cuarzo. La mayor parte de la galena está oxidada a cerusita, con morfología de granos y nódulos. El contenido medio en minerales es de un 4%, con un contenido de 800 a 900 gramos de plata por tonelada de galena. La mina se abandonó al alcanzar el nivel freático a 20 m bajo la superficie topográfica, no pudiéndose emplear sistemas de achique o bombeo que hicieran descender el nivel.

En la descripción de la explotación se indica que la capa mineralizada presenta una potencia de unos 2 m, con un buzamiento de 10-20° al NO, que se acentúa rápidamente en el sector central hasta alcanzar 25-45°. RANGHEARD (1971) propone dos teorías para la prolongación de la capa mineralizada al norte de la zona explotada; la primera indica que esta zona es una flexura, mientras que la segunda invoca un pliegue volcado hacia el NO.

SPIKER y HAANSTRA (1935) relacionan la mineralización con el encajamiento de los materiales ofíticos y RANGHEARD (1971) indica que es posible que se trate de un origen sinsedimentario, ya que parece que la mineralización sigue la estratificación. ARRIBAS *et al.* (1985) ponen de manifiesto que en la ladera oriental de Puig de s'Argentera, las dolomías encajantes están atravesadas por tres filones paralelos de dirección aproximada N-S, prácticamente normales a la estratificación, con barita, galena y ocasionalmente, fluorita, cinabrio, esfalerita y pirita totalmente oxidada; los filones están encajados dentro de las calizas y calizas dolomíticas del Lías.

Estos filoncillos fueron afectados posteriormente por una circulación freática de soluciones ácidas que dio lugar al desarrollo de un proceso kárstico con posterior relleno de cavidades por los productos menos solubles, tales como galena, baritina y cuarzo.

En cuanto al indicio de Sant Joan, se trata de pequeñas labores de reconocimiento del encajante, las dolomías y calizas dolomíticas del Lías, con una paragénesis y un origen de la mineralización similares a los descritos para el yacimiento de Puig de s'Argentera.

6.2.2. Rocas Industriales

6.2.2.1. Dolomías

En los alrededores de Can Mariano de s'Argentera se localiza una cantera, actualmente abandonada, que aprovechaba las dolomías masivas del Lías. La explotación se realizaba en cinco bancos de unos 3 a 5 m cada uno, en un frente que alcanza 100 m. Las dolomías son muy cristalinas, de grano grueso y colores grises que alterados adquieren tonos anaranjados.

6.2.2.2. Calizas y dolomías

Se explotaban en una sola cantera, actualmente abandonada, localizada al noreste de Sa Casilla, en un afloramiento de reducidas dimensiones en el que afloran las calizas y dolomías tableadas del Triásico medio en facies Muschelkalk. Su aprovechamiento estaba relacionado con áridos de machaqueo. La explotación se realizaba en un único banco de

unos 5 m de altura, con un frente de unos 100 m. Las calizas y dolomías se encuentran agrupadas en bancos de 20 a 30 cm de espesor, con alguna intercalación margosa. Presentan tonalidades oscuras y se encuentran surcadas por numerosas venas de calcita.

6.2.2.3. Margas

Tan sólo se explotaban en una pequeña cantera abierta sobre las margas del Mioceno inferior-medio. Presentan intercalaciones de calcarenitas y han sido aprovechadas con fines muy locales, como zahorra para adecuar los caminos al tránsito rodado. Existen ensayos para la determinación de límites de Atterberg, con los siguientes resultados:

Límite líquido	35,90
Límite plástico	16,40
Índice plástico	19,50

6.2.2.4. Areniscas

Corresponden al denominado “marés”, habiendo sido explotadas desde antiguo como áridos naturales. Cuando se encuentran muy cementadas se pueden obtener bloques para sillería. Se han inventariado dos explotaciones localizadas en las proximidades de Puig de sa Carraca; presentan un frente pequeño, de 2 a 3 m de altura y un centenar de metros de longitud. Aunque se encuentran abandonadas, ocasionalmente se explotan como áridos naturales.

6.3. GEOTECNIA

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

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, en las Zonas geotécnicas II₁ y II₂, respectivamente.

- 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 (unidad 1)

ÁREA II

- Zona II₁. Incluye el conjunto de materiales carbonatados del Triásico (facies Muschelkalk), Jurásico y Cretácico (unidades 2, 3, 5, 6, 7, 8, 11, 12, 13 y 15).
- Zona II₂. Corresponde a arcillas abigarradas y yesos en facies Keuper (unidad 4), así como a sus resedimentaciones miocenas (unidad 19).

Área	Zona	Unidad Cartográfica	Litología	Estructura	Hidrogeología	Características Geotécnicas
IV	IV ₄	21 y 31	Arenas finas bien seleccionadas. Gravas	Playas y dunas	P: Permeables	RP: Ripables
					A: Superficiales y salinos	Q: Media-Baja
					D: Infiltración	R: Asientos no tolerables y encharcamiento con carácter permanente
	IV ₃	23	Limos y arcillas	Subhorizontal. Baja compactación	P: Impermeables	RP: Ripables
					A: No presenta	Q: Baja
					D: Superficial	R: Asientos diferenciales
	IV ₂	22, 24, 25, 27, 28 y 29	Gravas, arenas y arcillas. Encostramientos generalizados	Cuerpos tabulares. Pendientes variables	P: Permeables/Impermeables	RP: Ripables/No ripables
					A: No presenta	Q: Media-Baja
III	III ₄	20	Calcarenitas arrecifales	Capas subhorizontales	P: Permeables	RP: No ripables
					A: Locales	Q: Elevada
					D: Infiltración	R: Desprendimientos en escarpes
	III ₃	18	Calcarenitas muy cementadas. Intercalaciones de conglomerados	Estratificación tabular en bancos	P: Permeables	RP: No ripables
					A: Locales	Q: Elevada
					D: Infiltración	R: Desprendimientos ocasionales en zonas escarpadas
	III ₂	16	Margas. Intercalaciones de calizas arcillosas, conglomerados y areniscas	Potentes tramos margosos y alternancias rítmicas	P: Impermeables	RP: Ripables/No ripables
					A: No presenta	Q: Media-Alta
II	III ₁	17	Conglomerados calcáreos muy cementados	Masiva. Muy fracturados. Localmente karstificados	P: Impermeables/Permeables	RP: No ripables
					A: Locales	Q: Elevada
					D: Superficial/Infiltración	R: Desprendimientos y hundimientos en áreas fracturadas y karstificadas
	II ₃	9, 10 y 14	Margas con intercalaciones de calizas margosas	Potentes tramos margosos y alternancias rítmicas	P: Impermeables	RP: Ripables/No ripables
					A: No presenta	Q: Media
					D: Superficial	R: Erosionabilidad, asientos, deslizamientos
	II ₂	4 y 19	Arcillas con yesos. Localmente resedimentadas	Muy deformada por plegamiento y transporte tectónico	P: Impermeables	RP: Ripables/No ripables
					A: No presenta	Q: Media-Baja
					D: Superficial	R: Asientos, colapsos, agresividad de las aguas, expansividad, deslizamientos
I	I ₁	1	Dolomías, calizas, y calizas dolomíticas	Masiva, grosera o tabular. Localmente, fracturadas y karstificadas	P: Permeables/Semipermeables	RP: No ripables
					A: Profundos importantes	Q: Elevada
					D: Infiltración	R: Desprendimientos en áreas escarpadas, fracturadas y karstificadas
I	I ₁	1	Rocas ígneas subvolcánicas	Cuerpos intrusivos	P: Impermeables/Semipermeables	RP: No ripables
					A: No presenta	Q: Elevada
					D: Superficial	R: No se esperan
					P: Permeabilidad	RP: Ripabilidad
					Q: Capacidad de carga	D: Drenaje
					A: Acuíferos	R: Riegos

P: Permeabilidad
Q: Capacidad de carga

RP: Ripabilidad
D: Drenaje

A: Acuíferos
R: Riegos

Cuadro 6.2. Características geotécnicas

- Zona II₃. Engloba los materiales margosos del Cretácico inferior, que presentan intercalaciones rítmicas de calizas margosas (unidad 9, 10 y 14).

ÁREA III

- Zona III₁. Corresponde a conglomerados calcáreos miocenos cementados (unidad 17).
- Zona III₂. Incluye margas miocenas con algunas intercalaciones de calizas arcillosas y niveles conglomeráticos (unidad 16).
- Zona III₃. Está constituida por un conjunto de calcarenitas lajosas de color ocre con niveles de conglomerados intercalados (unidad 18).
- Zona III₄. Corresponde al conjunto carbonatado subhorizontal del Mioceno superior (unidad 20).

ÁREA IV

- Zona IV₁. Engloba todos los depósitos relacionados con la red fluvial, como terrazas y fondos de valle (unidades 26 y 30).
- Zona IV₂. Corresponde a materiales heterométricos ligados a depósitos de gravedad y corto transporte por agua, tales como glaciares, conos de deyección, aluviales-coluviales y coluviones (unidades 22, 24, 25, 27, 28 y 29).
- Zona IV₃. Engloba arcillas de origen kárstico (unidad 23).
- Zona IV₄. Se incluyen en este apartado los depósitos de playas y dunas exclusivamente (unidades 21 y 31).

6.3.2. Estudio de las Áreas y Zonas

6.3.2.1. Área I

Zona I₁

Corresponde a materiales ígneos subvolcánicos asociados a depósitos triásicos. Aparecen en afloramientos de reducidas dimensiones, pudiendo presentar un pequeño tapiz de alteración superficial.

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

6.3.2.2. Área II

Zona II₁

Abarca todas las unidades carbonatadas mesozoicas: dolomías y calizas del Muschelkalk, dolomías del Lías, margas rojas y calizas nodulosas del Oxfordiense, calizas tableadas del Kimmeridgiense y carbonatos del Titónico-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, exceptuándose las calizas kimmeridgienses y el nivel oxfordiense, en los que la presencia local de niveles margosos intercalados les confiere un carácter semipermeable. Su drenaje se realiza fundamentalmente por infiltración. No son ripables y su capacidad de carga es alta, aunque en las zonas con mayor grado de diaclasado y karstificación disminuye sensiblemente. Admiten taludes fuertes. El riesgo más frecuente está relacionado con la posibilidad de hundimientos y caída de bloques en áreas fracturadas y karstificadas.

Zona II₂

Corresponde a los materiales del Keuper, compuestos por arcillas abigarradas y niveles yesíferos. Su espesor es variable y actúan como nivel plástico ante la deformación. 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 desde los términos arcillosos a los yesíferos. La capacidad de carga es media-baja, si bien hay que esperar la existencia de asientos importantes. Las condiciones de estabilidad son bajas, sobre todo si son alteradas por la acción humana. Los riesgos geotécnicos más importantes están relacionados con la presencia de sulfatos, que pueden provocar asientos de gran magnitud, hundimientos, colapsos por disolución y agresividad de las aguas al hormigón. Las arcillas pueden presentar problemas de expansividad. Por último, en zonas abruptas cabe la posibilidad de deslizamientos.

Zona II₃

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

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

6.3.2.3. Área III

Zona III₁

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

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

Zona III₂

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

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

Zona III₃

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

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

Zona III₄

Está constituida por calizas calcareníticas arrecifales del Mioceno superior postorogénico, localizadas en los afloramientos costeros del norte.

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

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

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

Zona IV₂

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

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

Zona IV₃

Está constituida por arcillas de descalcificación, resultado del desarrollo kárstico.

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 inherentes a los procesos kársticos.

Zona IV₄

En ella se engloban los depósitos de playa, constituidos por arenas finas y en ocasiones, por gravas sueltas de tamaño medio. Se incluyen también los depósitos de playas y dunas antiguas, que se encuentran débilmente cementados.

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

7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO (PIG)

Se han inventariado y catalogado ocho puntos o lugares de Interés Geológico: Mioceno de Cala Mastella, Rasa de Pou des Lleó-Punta d'en Valls, Margas y margocalizas de Cala de Sant Vicent, Cabalgamiento de Port de ses Caletes, Bioconstrucciones calcáreas de Cala d'en Serra, Mioceno postectónico de Cala Portinatx, Ritmita de Puig de sa Carraca (Xarraca) y Calizas y dolomías de Sant Joan. De ellos se han seleccionado y desarrollado los siete últimos.

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%).

Puntos de Interés Geológico

Interés principal

Mioceno de Cala Mastella	Estratigráfico
Rasa de Pou des Lleó-Punta d'en Valls	Geomorfológico
Margas y margocalizas de Cala de Sant Vicent	Sedimentológico
Cabalgamientos de Port de ses Caletes	Estratigráfico
Calizas y dolomías de Sant Joan	Sedimentológico
Bioconstrucciones calcáreas de Cala d'en Serra	Sedimentológico
Mioceno postectónico de Cala Portinatx	Paleontológico
Ritmita de Puig de sa Carraca (Xarraca)	Sedimentológico

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 Pou des Lleó-Puig de sa Carraca (Xarraca). 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.

Como se puede observar, la mayor parte de estos puntos se localizan en la costa, ya que es aquí donde se pueden realizar observaciones de mayor calidad. La elección de Pou des Lleó como punto de partida para terminar en Puig de sa Carraca (Xarraca), tiene por objeto la observación de las variaciones estratigráficas y estructurales que se producen en sentido SE-NO en la zona, al igual que en la isla.

El litoral de la bahía de Pou des Lleó constituye una superficie formada por el desarrollo de un glacis antiguo con suave pendiente hacia el mar. Bordeando la costa hacia el este, se llega a una espectacular serie del Triásico medio en facies Muschelkalk que constituye el flanco septentrional de un anticlinal muy apretado de dirección NE-SO y que presenta buzamientos de unos 65°.

En el camino que se dirige a Punta des Pinot desde Cala Boix, existe un afloramiento de la unidad olistostrómica en el que se pueden apreciar las características de estos materiales, como la presencia de superficies de erosión internas y su disposición sobre los materiales conglomeráticos y margosos del Mioceno inferior-medio. En Cala Boix existe un afloramiento incartografiable de rocas subvolcánicas incluidas dentro de los materiales margosos del Mioceno inferior-medio.

Hacia el norte el itinerario discurre por la unidad olistostrómica, cuyos mejores afloramientos se localizan en Es Figueral y Aigua Blanca, donde se pueden apreciar bloques de distintas litologías: dolomías en facies Muschelkalk, yesos y arcillas en facies Keuper y dolomías del Lías.

Camino de Cala de Sant Vicent se atraviesa el cabalgamiento que delimita la Unidad tectónica de Eivissa. En la cala se observa una sucesión de margas y margocalizas típicas del Titónico-Albiense de la Serie de Ibiza; en su base, sobre las calizas jurásicas tableadas del Kimmeridgiense aparece un tramo margocalcáreo. La sucesión se encuentra invertida, formando parte de una gran estructura sinclinal con fuerte vergencia hacia el NO.

Merece la pena efectuar un desvío de la ruta principal y llegar a Port de ses Caletes, donde se aprecia el cabalgamiento de la Unidad de Eivissa sobre la de Llentrisca-Rey, constituida por una serie de calcarenitas del Albiense y calizas "marfileñas" del Cretácico superior, único afloramiento de estos materiales en el sector nororiental de la isla.

Retomando la ruta principal hacia Sant Joan de Labritja, al coronar el puerto de Serra Grossa, aflora sobre la ritmita kimmeridgiense una sucesión de dolomías que pasan hacia techo a calizas bioclásticas de edad Titónico-Valanginiense. En esta zona se aprecia el origen diagenético de la dolomitización, que no afecta a todos los niveles calcáreos, dejando entre las dolomías restos relictos de calizas no asimiladas.

La pista que discurre entre Sant Joan de Labritja y Cala d'en Serra transita por la serie jurásica y por la cretácica de naturaleza calcárea de la Unidad de Llentrisca-Rey. Ya en la cala se observa una serie de calcarenitas de edad Tortoniense con gran abundancia de estructuras sedimentarias: laminaciones paralelas y cruzadas, "ripples" de corriente y oscilación y laminación convolutada. Se aprecian además abundantes restos de corales que forman parte de un complejo arrecifal muy desarrollado.

Continuando el itinerario hasta Cala Portinatx, puede observarse una serie similar a la de Cala d'en Serra, constituida por calcarenitas tortonienses. Se han recogido numerosos ejemplares de Gasterópodos, entre otros *Cerithium turonicum*, *C. cf. rubiginosum*, *C. (th.) doliolum grunulosissima*, *Cerithium (th.) europaeum* y *C. (th.) zeuschneri*.

Para finalizar, se propone tomar el camino del Puig de sa Carraca (Xarraca), en el que se observa un buen corte de las calizas tableadas del Kimmeridgiense. El muro está formado por los niveles margocalcáreos rojos oxfordienses y por las dolomías del Lías. Las calizas alternan rítmicamente con intercalaciones de niveles margosos, más frecuentes hacia el techo.

8. BIBLIOGRAFÍA

- ARRIBAS, A. (1985). "Mineralizaciones españolas de Pb-Zn asociadas a fenómenos cársticos en rocas triásicas y jurásicas". *Studia geológica Salmanticensis*. XXI. 125-151.
- AZÉMA, J.; CHABRIER, G.; CHAUVE, P. y FOURCADE, E. (1979a). "Nouvelles données stratigraphiques sur le Jurassique et le Crétacé du Nord-Ouest d'Ibiza (Balears, 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.
- BARÓN, A. (1980). El desarrollo arrecifal en las islas de Ibiza y Formentera". *Boletín del IGME* (en prensa).
- BATTLE, A. (1978). "Importancia de la estructura geológica en el aprovechamiento integral de acuíferos costeros. Ejemplo de Cala Llonga (Ibiza):" *Tecniterrae*, s-135, nº 22.
- 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*. 3ª serie, *Geol.*, 5, 9-12.
- BOURGOIS, J. (1978). "La transversale de Ronda. Cordillères bétiques. Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar". *Tesis Doctoral. Univ. Besançon*.
- BOURROUILH, R. (1970). "Carte géologique de Minorque au 1/200.000 avec notice". *IGME*.
- CHAUVE, P.; AZÉMA, J. y FOURCADE, E. (1978). "Place structurale des Balears dans l'édifice bétique". *C. R. Ac. Sc.*, 237, 435-438.
- 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. (1973). "Esbozo de las principales litofacies de los depósitos jurásico-cretácicos de las Baleares y su evolución pre-orogénica". *Mem. Real Acad.* 9., Madrid, ser. 9, nat. 25, 2, 1-116.
- COLOM, G. y ESCANDELL, B. (1960-1962). "L'évolution du géosynclinal baléaire". *Livre Mém. Prof. P. Fallot. Mém. h. sér. S.G.F.*, I, 125-136.
- COLOM, G.; MAGNE, J. y RANGHEARD, Y. (1969). "Age des formations miocènes d'Ibiza (Baléares) impliquées dans la tectonique tangentielle". *C.R. Ac. Sc. Paris*, 270, 1348-1440.
- COLOM, G. y RANGHEARD, Y. (1966). "Les couches à Protoglobigérines de l'Oxfordien supérieur de l'île d'Ibiza et leurs équivalents à Majorque et dans le domaine subbétique". *Rev. Micropal.*, IX, 1, 29-36.
- COLOM, G. y RANGHEARD, Y. (1966). "Microfaunes des calcaires du Muschelkalk d'Ibiza (Baléares)". *Ann. Scient. Universidad de Besançon*, 3 sér., Géol., 2, 33-35.
- DARDER-PERICÁS, B. (1925). "La tectonique de la région orientale de l'île de Majorque". *Bulletin Société Géologique France*, 25, 245-278.
- DURAND-DELGA, M. (1960) "Introduction a la séance sur les Cordillères bétiques". *Bulletin Société Géologique France* (7), 11, p. 263-266.
- DURAND-DELGA, M. (1980) "La méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés a celle-ci". *Bulletin Société Géologique France*, 10, 203-224.
- DURAND-DELGA, M.; FRENEIX, S.; MAGNE, J.; MEON, H. y RANGHEARD, Y. (1984). "La série saumâtre et continentale d'âge Miocène moyen et supérieur d'Eivissa (ex-Ibiza, Baléares). *Acta Geológica Hispánica*, 28 (1ª), 33-46.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1964). "Notas estratigráficas y paleontológicas sobre los depósitos flandrienses del Puerto de San Antonio Abad (Ibiza)". *Notas y Comunicaciones IGME*, 75, 95-118.
- FALLOT, P. (1910). "Sur quelques fossiles pyriteux du Gault des Baléares". *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, IX, 2, 62-90.
- FALLOT, P. (1917). "Sur la Géologie de l'île d'Ibiza (Baléares)". *C. R. Ac. Sc.*, 164, 103-104.
- FALLOT, P. (1917). "Sur la tectonique d'Ibiza (Baléares)". *C.R. Ac. Sc.*, 164, 186-187.
- FALLOT, P. (1922). "Etude géologique de la Sierra de Majorque" *Tesis Doctoral. Universidades de Paris 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.
- FALLOT, P. y TERMIER, H. (1921). "Sur l'extension verticale du faciès marneux à Céphalopodes pyriteux dans l'île d'Ibiza". *C. R. Ac. Sc.*, 173. 91-94.
- 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.; AZÉMA, J.; CHABRIER, G.; CHAUVE, P.; FOUCAULT, A. y RANGHEARD, Y. (1977). "Liaisons paléogéographiques au Mésozoïque entre les Zones Externes Bétiques, Corso-Sardes et alpines". *Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn.* (2), 19, 4.377-389.
- 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)". *Eclogae geol. Helv.*, 75, 2, 415-436.
- GARCÍA CORTÉS, A.; MANSILLA, H. y QUINTERO, I. (1991). "Puesta de manifiesto de la Unidad Olistostromica del Mioceno medio, en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas (provincias de Jaén, Almería, Murcia y Alicante)". *Boletín Geológico y Minero*, 102-4 (524-535).
- GELABERT, B; SABAT, F. y RODRÍGUEZ-PEREA, A. (1992). "A structural outline of the Serra de Tramontana of Mallorca (Balearic Islands)". *Tectonophysics*, 203, 167-183.
- 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*.
- MARTÍNEZ DEL OLMO, W.; GARCÍA-MALLO, J.; LERET-VERDÚ, G.; SERRANO-OÑATE, A. y SUÁREZ-ALBA, J. (1985). "Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir". *I Congr. Esp. Geol.*, 1, 199-213.
- NOLAN, H. (1893). "Sur les terrains triasiques et jurassiques des îles Baléares". *C. R. Ac. Sc.*, 117.
- NOLAN, H. (1895). "Sur le Jurassique et le Crétacé des îles Baleares". *C. R. Ac. Sc.*, 117. 821-823.

- POMAR, L. (1979). "La evolución tectonosedimentaria de las Baleares: análisis crítico". *Acta Geológica Hispánica. Homenaje a Lluís Solé i Sabarís*, 14, 293-310.
- POMAR, L.; ESTABAN, M.; CALVET, F. y BARÓN, A. (1984) "La Unidad Arrecifal del Mioceno superior de Mallorca". En: "El Terciario de las Baleares". *Guía de las Excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología. Menorca, 26-30 septiembre*.
- RANGHEARD, Y. (1962). "Los yacimientos fosilíferos del Oxfordiense superior del sur de la isla de Ibiza (Baleares)". *Notas y Comunicaciones IGME*, 68, 217-220.
- RANGHEARD, Y. (1964). "Sur le Jurassique supérieur de l'extrémité sud d'Ibiza (Baléares)". *Ann. Sec. Univ. Besançon, 2ª ser. Geol.* 19, 45-51.
- RANGHEARD, Y. (1965). "Données nouvelles sur la stratigraphie du Crétacé inférieur dans la moitié sud de l'île d'Ibiza (Baléares)". *C.R. Ac. Sc.*, 260, 4005-4007.
- RANGHEARD, Y. (1969). "Etude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares)". *Tesis Doctoral. Universidad de Besançon*, 478 pp.
- RANGHEARD, Y. (1970). "Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 772, San Miguel". *IGME*.
- RANGHEARD, Y. (1970). "Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 773, San Juan Bautista". *IGME*.
- RANGHEARD, Y. (1970). "Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 798, Ibiza". *IGME*.
- RANGHEARD, Y. (1970). "Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 799, Santa Eulalia del Río". *IGME*.
- RANGHEARD, Y. (1970). "Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hojas 824 y 849, San Francisco Javier". *IGME*.
- RANGHEARD, Y. (1970). "Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hojas 825 y 850, Nuestra Señora del Pilar y Faro de Formentera". *IGME*.
- RANGHEARD, Y. (1971). "Etude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares)". *Memoria IGME*, 82, 1-340.
- RANGHEARD, Y. y COLOM, G. (1965). "Sobre la edad de las calizas "urgonianas" de Ibiza (Baleares), comprendidas entre el Titónico y el Valanginiense". *Notas y Comunicaciones IGME*, 77, 165-174.

- 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.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1936). "Estudios de las rocas eruptivas de España". *Mem. Ac. Cienc. ex., fis. y nat. Madrid. Ser. Cienc. nat.*, t. 6. 660 p.
- 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.

