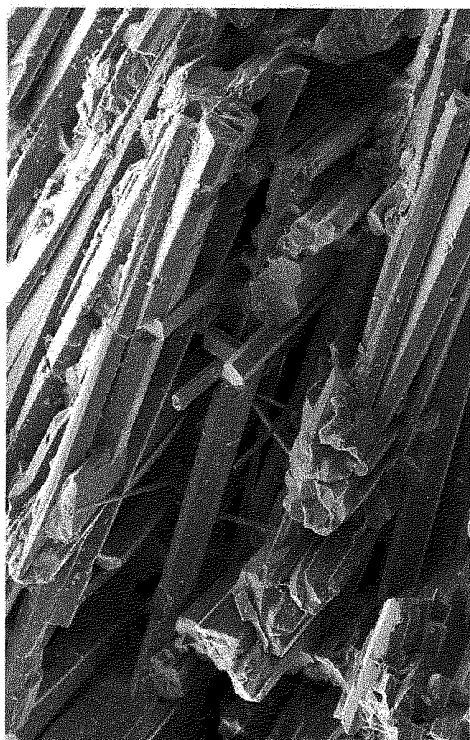


Departament de Ciències de la Terra
Universitat de les Illes Balears

**EL KARST LITORAL
EN EL LEVANTE DE MALLORCA:
una aproximación al conocimiento
de su morfogénesis y cronología**



Tesis Doctoral presentada por
Joaquín GINÉS GRACIA

Palma de Mallorca,
Octubre del 2000

Departament de Ciències de la Terra
Universitat de les Illes Balears

**EL KARST LITORAL
EN EL LEVANTE DE MALLORCA:
una aproximación al conocimiento
de su morfogénesis y cronología**

Joaquín GINÉS GRACIA

Visto bueno del Director:

Dr. Joan J. Fornós Astó

Palma de Mallorca, Octubre del 2000

Desde el piso hasta la altitud de siete pies, corre a nivel horizontal por todo el rededor de las paredes, una faja de color ceniciento muy cargado, cogiendo al mismo tiempo el pilar de enmedio ... ésto induce solamente a persuadir que la tal columna céntrica se fundó con anterioridad al indicado depósito, y así se ve que el grosor de aquella columna es triple o cuádruple de los pilares que se observan en los ángulos del cuadrilongo, en los cuales no se observa el teñido, razón de congruencia que prueba no estaban éstos formados, y se harían posteriormente.

¿Qué fecha deberemos atribuirle a aquellas filtraciones que no pudieron consolidarse sobre aquel piso, sin que se desaguase enteramente la pieza, la cual presenta todavía indudables vestigios de haber sido vasto depósito de aguas?

Antonio CABRER, Pbro.

“Viaje a la famosa gruta llamada Cueva de la Ermita en el distrito de la villa de Artá de la isla de Mallorca”

Palma de Mallorca, 1840

Agradecimientos

Una tarea tan dilatada en el tiempo como ha sido la elaboración de esta memoria por fuerza implica la necesidad de una larga lista de expresiones de gratitud, tanto más al tratarse de actividades de equipo, como la espeleología, o de investigaciones de características claramente interdisciplinarias como la presente.

En primer lugar es preciso referirse a la trascendental contribución de Angel Ginés. La línea de estudio que nos ocupa ahora la emprendimos juntos el año 1972, habiendo publicado desde entonces de manera conjunta —en ocasiones al lado de otros autores— la práctica totalidad de los resultados obtenidos. Hay que dejar constancia de su participación en la mayoría de las salidas de campo, aparte de su importante aportación a las discusiones e interpretaciones aquí contenidas. Por estas razones, si el lector encontrase en estas páginas algo de meritorio, debe tener presente que no es achacable a la responsabilidad exclusiva de quien esto suscribe.

Dado el carácter espeleológico de estos trabajos, es de justicia comenzar citando a los amigos y compañeros que han participado en las prolongadas labores de campo: Lina Borràs, Jaume Damians, Mateu Fiol, Angel Ginés, Pau Ginés, Martiniano Mediavilla, Tòfol Payeras, Joan Pons y Miquel Trias. Todos ellos han sido compañeros eficientes e indispensables en las numerosas exploraciones de cuevas de nuestra isla. En el haber de Lina Borràs debe apuntarse también su apoyo incondicional, y la aceptación resignada del incumplimiento más o menos continuado de mis obligaciones conyugales que ha conllevado una tarea de este tipo. Es obligado hacer especial referencia a la contribución de Miquel Trias, quien ha facilitado buen número de topografías —algunas de ellas inéditas— para su reproducción; su importante papel dentro de la espeleología mallorquina es incuestionable, y los intercambios de opiniones con él siempre han sido fructíferos. También dentro del estamento espeleológico mencionaré a Francesc Gràcia y a Bernat Clamor, los cuales han efectuado la recolección de muestras subacuáticas; el interés por el Cuaternario del primero de ellos ha sido asimismo fuente de interesantes informaciones, que han complementado determinados aspectos de estos trabajos. Por último conviene citar a Antonio Merino, actual presidente de la *Federació Balear d'Espeleologia*, persona y entidad de las que se ha recibido todo el soporte requerido.

Las investigaciones isotópicas, que constituyen una buena parte de esta memoria, han sido posibles gracias a la dedicación de personas y laboratorios de fuera de nuestro ámbito territorial. La primera campaña de dataciones Th/U y las mediciones de ESR se las debemos a la amable disponibilidad e interés del desaparecido colega y amigo Gerd J. Hennig, de la *Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung* (Hannover); lamentablemente tan sólo es factible ahora dedicar a su memoria un sincero y total reconocimiento. La segunda campaña de dataciones Th/U ha sido realizada merced a la dedicación inestimable de Paola Tuccimei, del *Dipartimento di Scienze*

Geologiche, Università "Roma Tre" (Roma). Nuestra gratitud ha de hacerse extensiva al resto de investigadores de esta institución: Cristina Delitala, Laura Pazzelli, Michele Soligo y Adriano Taddeucci, por su participación en las tareas de laboratorio (dataciones isotópicas y análisis hidrogeoquímicos) y en campañas de muestreo tanto en Mallorca como en Cerdeña. Al entusiasmo de Pierluigi Vesica se deben los resultados relativos a los análisis de isótopos estables, obtenidos durante su permanencia en el *C.S. Quaternario e Evoluzione Ambientale C.N.R.* (Roma).

La figura de Juan Cuerda ha sido vital para el desarrollo de este proyecto. Desde un principio, esta eminente autoridad del Cuaternario marino en Mallorca fue consciente de la potencialidad de este tipo de investigaciones, y ha sabido contagiarnos de su entusiasmo e interés acerca de los tiempos cuaternarios. La colaboración con distintos compañeros del *Departament de Ciències de la Terra de la UIB*, en particular con Lluís Pomar, también fue clave para profundizar en el estudio de los espeleotemas freáticos; su intervención en aspectos mineralógicos, cristalográficos y geocronológicos ha contribuido sin duda a establecer las líneas metodológicas de estas investigaciones. No se puede obviar el gran papel desempeñado por Joan J. Fornós —director de esta tesis— quien, además de soportar con agrado la dilatada convivencia académica que hemos compartido, se ha hecho adicto a la investigación del karst litoral, habiendo tomado parte activa tanto en las labores de campo como en bastantes de las actividades relacionadas con el desarrollo de estos trabajos.

Desde el punto de vista económico y de medios, nuestras actividades se han beneficiado de los proyectos de investigación de la DGICYT nº PB94-1175 y de la DGESIC nº PB98-0132. Es imprescindible consignar ahora que la segunda campaña de estudios isotópicos pudo ser emprendida en su día gracias a la ayuda económica, concedida los años 1994 y 1995, por el *Museu Balear de Ciències Naturals* de Sóller.

La estabilidad profesional y económica de la que he disfrutado en el *Institut Municipal d'Informàtica*, del *Ajuntament de Palma*, me ha hecho posible cumplimentar una vida académica compaginada en todo momento con el servicio en esa institución. Mi gratitud se dirige en especial al personal que ha trabajado (o todavía permanece) en el departamento de Cartografía, y en concreto a Rafel Camps y Antoni de los Angeles, del área de Fotogrametría, quienes pusieron todas las facilidades para compatibilizar los horarios de trabajo y mis estudios de la licenciatura.

No considero oportuno acabar esta lista de reconocimientos sin dejar constancia del papel que determinadas personalidades relevantes, dentro del conocimiento geológico y/o geográfico de Mallorca, han tenido en el encauzamiento de mis inquietudes particulares sobre estas materias. Las obras —y el contacto personal— con Bartomeu Barceló, Guillem Colom y Vicenç M. Rosselló-Verger fueron decisivas al respecto. Mi más sincera gratitud a todas las personas e instituciones citadas, sin cuya colaboración difícilmente se podría haber desarrollado este proyecto que emprendimos de manera paulatina e ilusionada hace ya casi tres décadas.

INDICE

INTRODUCCION

- *Preámbulo: la geomorfología en Mallorca* 15
- *Objeto y ámbito del estudio* 19

1. EL KARST LITORAL

- 1.1. *Definiciones y conceptos* 25
 - 1.1.1. *La definición de karst* 25
 - 1.1.2. *La definición de litoral* 28
 - 1.1.3. *El concepto de karst litoral* 30
 - 1.1.4. *Otros conceptos de interés* 34
- 1.2. *Antecedentes bibliográficos sobre la cuestión del karst litoral* 39
 - 1.2.1. *Lapiaz costero* 40
 - 1.2.2. *Espeleogénesis* 42
 - 1.2.3. *Interferencias morfo-sedimentarias entre endokarst y dinámica litoral* 43
 - 1.2.4. *Espeleocronología, oscilaciones del nivel marino y conocimiento del Cuaternario en general* 44
 - 1.2.5. *La cuestión de las calas* 46
 - 1.2.6. *Las manifestaciones paleokársticas* 46
- 1.3. *Los estudios sobre el karst litoral en las Baleares* 49
 - 1.3.1. *Evolución histórica del conocimiento sobre el karst litoral balear* 49
 - 1.3.2. *Tendencias de investigación observables en la bibliografía sobre karst litoral de Baleares* 55

2. EL AREA GEOGRAFICA ESTUDIADA: EL LEVANTE DE MALLORCA

- 2.1. *Características fisiográficas y geomorfológicas generales* 61
- 2.2. *Los condicionantes geológicos* 75
 - 2.2.1. *Aspectos litoestratigráficos* 76
 - 2.2.2. *Aspectos estructurales* 84
- 2.3. *El marco bioclimático* 89
- 2.4. *La dinámica marina* 103

3. EL MODELADO EPIGEO EN EL AREA DE ESTUDIO

- 3.1. *Las materias abordadas y su justificación* 111
- 3.2. *Lapiaz costero* 113

3.3. Calas y barrancos: el papel del karst en su formación	123
3.4. Morfología de la línea de costa: la influencia del paleokarst fini-mioceno	137
4. EL ENDOKARST DEL LEUANTE DE MALLORCA	
4.1. Los mecanismos genéticos responsables de las cavidades investigadas	155
4.1.1. Propuesta de una clasificación espeleogenética de las cavidades de Mallorca	157
4.1.2. Distribución geográfica de cavidades y tipologías	170
4.2. Diversos aspectos morfológicos y cronológicos del endokarst en el área en estudio	175
4.2.1. Los procesos de reajuste mecánico	175
4.2.2. La deposición de espeleotemas	181
4.2.3. Algunas consideraciones espeleocronológicas	186
4.3. El endokarst en los materiales calcáreos mesozoicos	191
4.3.1. Rasgos morfológicos y genéticos	192
4.3.2. Cuevas marinas y kárstico-marinas	194
4.4. El endokarst en los depósitos del Mioceno Superior	199
4.4.1. Rasgos genéticos y morfológicos	200
4.4.2. Esquema evolutivo de las cavidades	205
4.4.3. Cuevas marinas y kárstico-marinas	208
4.4.4. El papel de los colapsos paleokársticos	210
5. INTERFERENCIAS ENTRE MODELADOS ENDOKARSTICO Y LITORAL	
5.1. La eustasia a lo largo del Cuaternario: sus causas y su conocimiento a escala global	215
5.1.1. Factores que controlan las variaciones globales del nivel marino: tipos de eustasia	216
5.1.2. Los ciclos glaciales pleistocénicos	219
5.1.3. La historia del nivel marino durante el Cuaternario	223
5.2. Repercusiones geomorfológicas de las oscilaciones del nivel marino sobre el endokarst litoral	235
5.2.1. Consecuencias de las variaciones del nivel del mar sobre el endokarst costero: intento de sistematización	236
5.2.2. Interferencias entre los modelados kárstico y litoral observadas en las cavidades de la zona en estudio	243

5.2.3. <i>Las informaciones espeleocronológicas relacionadas con las fluctuaciones marinas: el caso de la Cova de na Mitjana</i>	250
5.3. La hidrogeología y la espeleogénesis en los acuíferos kársticos costeros	257
5.3.1. <i>Generalidades sobre su comportamiento hidrológico y geoquímico</i>	257
5.3.2. <i>Particularidades de la espeleogénesis</i>	261
5.3.3. <i>Algunos datos geoquímicos de las cavidades investigadas</i>	266
5.4. Cuevas marinas y capturas kárstico-marinas	279
5.4.1. <i>Las cuevas marinas</i>	279
5.4.2. <i>Las capturas kárstico-marinas</i>	286
5.4.3. <i>Interpretación espeleocronológica de un ejemplo de captura kárstico-marina: la Cova des Coloms</i>	288
5.5. Los rellenos de las cavidades estudiadas	295
5.5.1. <i>Depósitos alóctonos litorales</i>	295
5.5.2. <i>Depósitos osíferos plio-cuaternarios</i>	305
5.5.3. <i>Rellenos autóctonos químicos: los espeleotemas</i>	318
5.6. Datos espeleocronológicos sobre el karst litoral de Mallorca: algunas aproximaciones adicionales	329

6. ESPELEOTEMAS FREÁTICOS Y PALEONIVELES MARINOS

6.1. Las oscilaciones del nivel marino en el Cuaternario: su conocimiento en la isla de Mallorca	343
6.1.1. <i>Las líneas de costa cuaternarias en el Mediterráneo occidental</i>	344
6.1.2. <i>El registro marino pleistocénico y holocénico de Mallorca</i>	352
6.1.3. <i>El conocimiento actual del Cuaternario marino en Mallorca</i>	363
6.2. Los espeleotemas freáticos: génesis y morfología	367
6.2.1. <i>Los diversos intentos de clasificación de los espeleotemas</i>	368
6.2.2. <i>El concepto de espeleotema freático</i>	374
6.2.3. <i>Generalidades sobre la morfología y origen de los espeleotemas freáticos</i>	376
6.3. Los espeleotemas freáticos en las cuevas de Mallorca	383
6.3.1. <i>El endokarst litoral de Mallorca y sus cristalizaciones freáticas</i>	383
6.3.2. <i>El conocimiento de los espeleotemas freáticos mallorquines</i>	391
6.3.3. <i>Tipología de los espeleotemas freáticos de Mallorca</i>	399
6.3.4. <i>Los espeleotemas freáticos de las localidades estudiadas</i>	409
6.4. Métodos de estudio aplicados	421

6.5. Datos mineralógicos y cristalográficos	433
6.5.1. Mineralogía	434
6.5.2. Aspectos cristalográficos	438
6.5.3. Discusión	443
6.6. Dataciones isotópicas por el método de las series de Uranio	449
6.6.1. Los paleoniveles de espeleotemas freáticos de cota igual o superior al actual nivel marino	451
6.6.2. Los paleoniveles de espeleotemas freáticos situados a cotas negativas	464
6.7. Las mediciones de ESR (Electron Spin Resonance)	475
6.7.1. Resultados obtenidos	476
6.7.2. Discusión de los resultados	477
6.8. Datos aportados por el estudio de algunos isótopos estables	483
6.8.1. Análisis de isótopos estables de los espeleotemas	485
6.8.2. Análisis de isótopos estables de las aguas freáticas salobres	493
6.8.3. Discusión: implicaciones paleoclimáticas	497
6.9. El conocimiento de los paleoniveles del Mediterráneo por medio de los espeleotemas freáticos mallorquines	503
6.9.1. La posible incidencia de la neotectónica	504
6.9.2. Una curva eustática para los últimos 300 ka	507
6.9.3. Algunas consideraciones paleoclimáticas	513
7. CONCLUSIONES	
7. Conclusiones	519
7.1. Generalidades	520
7.2. El modelado epigeo litoral	521
7.3. El endokarst costero	524
7.4. Interferencias entre endokarst y litoral	526
7.5. Espeleotemas freáticos y paleoniveles marinos	531
8. BIBLIOGRAFIA	
8.1. Referencias bibliográficas citadas	543
8.2. Anexo: listado bibliográfico sobre el karst litoral de las Baleares	571
9. ANEXO FOTOGRAFICO	
- Pies de las fotografías	581

INTRODUCCIÓN

Preámbulo: la Geomorfología en Mallorca

No es exagerado afirmar que el estado actual de los conocimientos disponibles sobre la Geomorfología de Mallorca alcanza tan sólo unos niveles calificables de básicos, en el más optimista de los casos. La mayor parte de la literatura generada sobre el tema, se limita a describir los rasgos generales de algunos de los tipos de modelados que han contribuido a la configuración del relieve de nuestra isla; asimismo, muchos de esos trabajos poseen ya una cierta antigüedad, la cual hace que su contenido no se corresponda con el bagaje conceptual y metodológico que es exigible a las investigaciones geomorfológicas actuales.

Aún así, este panorama general no es tan poco brillante —analizado en detalle— como se podría desprender de las anteriores líneas. Es preciso consignar al respecto, la existencia de vertientes diversas de la geomorfología de Mallorca que se han beneficiado de contribuciones más o menos recientes efectuadas en muchos casos con criterios modernos, y que además aportan informaciones y resultados cualitativamente trascendentes. Estas tendencias en el estudio geomorfológico de la isla, sientan de hecho las bases de un futuro y más profundo desarrollo de esta disciplina en el ámbito geográfico mallorquín.

Con la intención de esbozar el estado en que se hallan las investigaciones sobre la materia en la mayor de las Baleares, serán comentadas de forma muy elemental las líneas de investigación que han dispuesto de aportaciones relevantes. Esto permitirá, en cierta medida, hacer justicia con respecto a aquellos autores que han contribuido a sentar el cuerpo de conocimientos básicos a los que antes se ha aludido.

Por una parte, los fenómenos relacionados con paleoclimas de signo frío han contado con algunas aportaciones en las que se intenta establecer, entre otros aspectos, el papel del periglaciario en el modelado de Mallorca (MENSCHING, 1956; SOLÉ-SABARÍS, 1962; BUTZER, 1964; ROSSELLÓ-VERGER, 1977a, 1977b; GRIMALT & RODRÍGUEZ-PEREA, 1994). En una línea relacionada con la anterior, se ha iniciado el seguimiento de la dinámica actual de los canchales calcáreos de la Serra de Tramuntana mallorquina, incluyéndose en GRIMALT et al. (1991) y RODRÍGUEZ-PEREA et al. (1992) los primeros resultados obtenidos.

Otras de las tendencias investigativas en las que se ha profundizado recientemente son: la morfometría de cuencas hidrográficas de Mallorca (GRIMALT et al., 1990; SERVERA, 1992), los acontecimientos catastróficos de inundación consecuencia de precipitaciones extremas (GRIMALT & RODRÍGUEZ-PEREA, 1990; GRIMALT, 1992), así como el estudio de los abanicos aluviales y otros depósitos asociados en la vertiente nordoccidental de las Serres de Llevant (RODRÍGUEZ-PEREA, 1998; GÓMEZ-PUJOL, 1999; ROSE et al., 1999).

Con cierta ventaja, una de las principales vertientes a las que se han dedicado numerosos autores es la geomorfología litoral, la cual ha contado con importantes contribuciones entre las que deben destacarse las de BUTZER (1962; 1975; 1985). Han merecido atención aspectos tales como la tipología de las costas (ROSSELLÓ-VERGER, 1975; RODRÍGUEZ-PEREA & SERVERA, 1993), los procesos implicados en la formación y evolución de las calas (ROSSELLÓ-VERGER, 1964, 1979, 1995, 1998; GRIMALT et al., 1992), los sistemas dunares litorales (FORNÓS et al., 1983; RODRÍGUEZ-PEREA et al., 1990; GRIMALT et al., 1991; SERVERA, 1997, 1998), la caracterización de los sedimentos de playa (JAUME & FORNÓS, 1992), y el conocimiento de las líneas de costa correspondientes a paleoniveles cuaternarios del Mediterráneo (BUTZER & CUERDA, 1962; CUERDA, 1975; POMAR & CUERDA, 1979; CUERDA & SACARÈS, 1992; GRÀCIA & VICENS, 1998).

Para finalizar esta enumeración, hay que aludir al estudio del karst, que ha experimentado un gran desarrollo en los últimos veinticinco años. Dicho avance ha ido estrechamente ligado al auge de las actividades espeleológicas locales, habiendo afectado no sólo a la investigación de las numerosas cavidades subterráneas de la isla, sino que también lo ha hecho de modo muy positivo al conocimiento de las ricas formas exokársticas de Mallorca. No es el objeto de estas líneas introductorias ofrecer un panorama de los progresos en este campo en su conjunto, puesto que visiones actualizadas sobre algunos aspectos de nuestro karst pueden consultarse en GINÉS & GINÉS (1987a; 1987b; 1989b; 1995a), FORNÓS & GINÉS (1996), GINÉS (1998a; 1998b; 1999) y GINÉS et al. (1999). Asimismo se han efectuado prometedoras incursiones en orden a dilucidar el papel de la intervención de micro-organismos en la erosión de las rocas calcáreas (POMAR & CALVET, 1974; FIOL et al., 1992, 1996). Por otra parte, los trabajos específicos que versan sobre el karst litoral balear, serán tratados con detalle más adelante en un capítulo al efecto.

Dando por concluido este sucinto estado de la cuestión en lo que atañe a la geomorfología de Mallorca, es el momento adecuado para describir con brevedad las insuficiencias que evidencia este bagaje de conocimientos sobre la materia en cuestión.

Ya se ha apuntado más arriba el hecho de que la valoración global de la situación de los estudios geomorfológicos en nuestro ámbito espacial es poco más que elemental. Faltan, pues, estudios tendentes a ahondar en muchas líneas de investigación que hasta ahora tan sólo han sido insinuadas. Por otro lado, y como complemento de lo anterior, es necesaria la realización de trabajos que intenten ir más allá de la descripción morfológica, que de modo del todo lógico ha presidido buena parte de la literatura básica producida hasta la fecha. En este sentido, es deseable que se emprendan aproximaciones a problemas concretos desde ópticas diversas como podrían ser el estudio cuantitativo de las formas, la dilucidación en detalle de los procesos morfogénicos que las han generado, y la situación precisa de dichos procesos en sus coordenadas temporales.

En el contexto de las consideraciones precedentes es donde hay que situar esta tesis. Los fines perseguidos en ella son en líneas generales modestos: profundizar en el conocimiento de una parcela concreta de nuestra geomorfología —el karst litoral— procurando, siempre que sea posible, aportar evidencias e interpretaciones que vayan más allá de la simple descripción de los fenómenos objeto de atención. El contenido de la presente memoria se centrará básicamente en el estudio del endokarst costero, intentando conseguir de rebote una finalidad bien clara: contribuir a la dignificación de la Espeleología, considerada ésta como una actividad que lleva a su cargo el estudio científico de las cavernas en el marco de unas Ciencias Naturales presididas por la pluridisciplinariedad.

Objeto y ámbito del estudio

La presente investigación queda inserta en un entorno amplio pero bien delimitado: el estudio del karst, entendido dicho término como el sistema morfodinámico propio de las extensiones integradas por rocas solubles y, en particular, por litologías carbonatadas. Dentro de este encuadre general, el objeto de interés será lo que en adelante se denominará karst litoral. Este concepto será manejado en un sentido acorde al recogido en algunos recientes trabajos (JENNINGS, 1985; GINÉS & GINÉS, 1986; FORD & WILLIAMS, 1989), considerándolo como el sector de un macizo o extensión calcárea el cual se ve influenciado de manera directa o indirecta por el medio marino.

No se procederá ahora a exponer una discusión terminológica detallada de cómo aparece interpretada la cuestión del karst litoral en la bibliografía, ya que este aspecto será abordado con detenimiento en un próximo apartado. Ahora tan sólo se considera de interés dejar constancia de que nuestro objeto de análisis será una franja litoral de ancho variable. En el caso de las morfologías de superficie, su amplitud raramente superará el orden decamétrico al hacer referencia, por ejemplo, a las formas de bioerosión y/o disolución inorgánica del litoral que se hallan siempre condicionadas por la proximidad relativa de la zona intermareal. Por contra, la franja costera del karst adquiere unas dimensiones mucho mayores —de orden kilométrico— al tratar de su comportamiento hidrológico y del modelado subterráneo que le va asociado; hay que tener en cuenta que se han reportado ejemplos de acuíferos de islas del Pacífico (JACOBSON & HILL, 1980) en los que incluso seis kilómetros tierra adentro son perceptibles las oscilaciones mareales, con las implicaciones hidrogeológicas y geoquímicas que este hecho conlleva.

Toda vez que ha sido delimitado el ámbito conceptual en el que nos desenvolveremos, es el momento de circunscribir el área de estudio elegida para trabajar en profundidad el karst litoral de la isla. Se ha pensado en la costa del Levante de Mallorca, desde el Cap des Freu en Capdepera hasta el Cap de ses Salines en el municipio de Santanyí (Figura 1), como el sector más adecuado para el desarrollo de las investigaciones, puesto que se dan

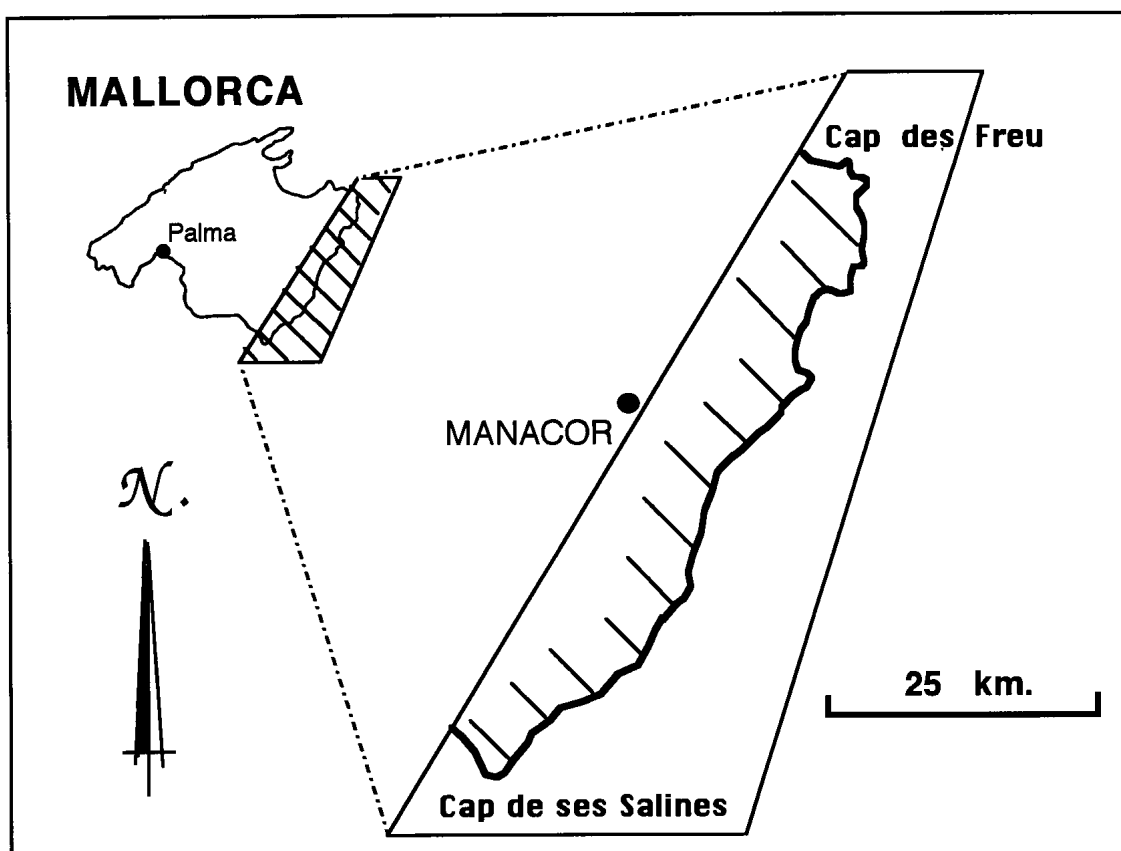


Figura 1: Situación del área objeto de estudio.

en él una serie de circunstancias que lo hacen particularmente idóneo para los fines perseguidos. Estos rasgos destacables que justifican la elección de la mencionada zona geográfica son:

- Presencia de litologías carbonatadas con texturas y composiciones variadas, que van desde calizas y dolomías de edad mesozoica fuertemente estructuradas, hasta niveles tabulares de calcarenitas y

otras facies asociadas a ambientes arrecifales postorogénicos; también están presentes en el área abundantes depósitos constituidos por eolianitas pleistocenas. Esta circunstancia resulta de especial interés para observar cómo incide el factor litológico en las formas resultantes de la actuación de los procesos estudiados.

- *Debido a lo articulado de la línea de costa y a la acusada variabilidad morfológica que ésta presenta, se dan en este sector muy diferentes grados de exposición a los agentes responsables del modelado litoral, con la consiguiente riqueza en condiciones morfodinámicas y ambientales que de esto se deriva. Por ejemplo, el estudio de las micro y mesomorfologías propias de la erosión de las costas calcáreas es susceptible de verse positivamente afectado por la complejidad geométrica del litoral y la consecuente diversidad en sus condiciones ecológicas.*

- *La gran riqueza en formas endokársticas que alberga el Levante mallorquín, hace de él una zona privilegiada para abordar el estudio de los tópicos relacionados con el modelado subterráneo de la regiones calcáreas. Concretamente, los mecanismos espeleogenéticos, las morfologías a ellos asociadas, los rellenos de cavidades, y la sucesión cronológica de los fenómenos ligados a la karstificación litoral, encuentran en esta porción de nuestra isla el escenario ideal para su interpretación.*

El objeto de este estudio, el cual se desenvolverá dentro de los ámbitos conceptual y espacial que acabamos de repasar, no es más que efectuar una puesta al día sobre la temática ligada al karst litoral en nuestro entorno geográfico. De este modo se procurará dar cuerpo a los resultados de casi cinco lustros de labores de campo, con las consiguientes actividades de gabinete que les van parejas, al tiempo que se intentará ahondar en el conocimiento de esta vertiente específica del karst de Mallorca.

El tema principal de la investigación lo constituirá el análisis de las interferencias entre los modelados kárstico y litoral, las cuales tienen una de sus más llamativas expresiones en las cavidades subterráneas costeras y en algunos de sus rellenos característicos, como es el caso de los espeleotemas freáticos controlados por el nivel marino. Las vicisitudes experimentadas por el nivel del Mediterráneo durante el Pleistoceno vienen, además, a aportar evidencias cronológicas que contribuyen al más amplio conocimiento de las citadas interferencias. Aparte de esta temática tan vinculada a la evolución del endokarst, están previstas aproximaciones mucho más someras a algunos campos relacionados con la morfogénesis epigea de lo que hemos convenido en entender como karst litoral; los principales campos objeto de algún tipo de atención serán tanto el micromodelado de las rocas calcáreas en las zonas intermareal y supramareal, así como la presencia de calas y su posible relación con los procesos kársticos.

1. EL KARST LITORAL

1.1. Definiciones y conceptos

La lectura detallada de la bibliografía disponible sobre lo que va a ser nuestro objeto de estudio, pone de manifiesto la existencia de un cierto grado de confusión y bastante poca minuciosidad en el manejo de determinados conceptos básicos que nos interesan. Palabras tales como el término general *karst*, y en particular el más específico *karst litoral* o *karst costero* que será el tema central de esta memoria, son usadas demasiado a menudo con poco rigor; de este modo se ha contribuido a la imprecisión del contenido de un vocablo el cual en si mismo debiera presentar poca ambigüedad en cuanto a su significado pero que, a gusto del usuario, invoca matices terminológicos donde coexisten de forma variada aspectos morfológicos y genéticos.

Se hace necesario antes de nada clarificar estas cuestiones, dejando ya establecido el sentido en el que se manejarán en lo sucesivo las nociones clave de esta investigación. Con esta finalidad se dedicará este apartado a pasar revista a la correcta definición de los términos implicados en la fenomenología ligada al karst litoral, entendiéndolo en la acepción esbozada en el capítulo anterior, y que en éste desarrollaremos en profundidad. Se pretende, al mismo tiempo, evidenciar los vicios en los que determinados autores incurren al usar algunos de estos conceptos, pretendiendo modestamente contribuir con ello a una mayor precisión terminológica de la geomorfología kárstica en lengua castellana.

1.1.1. La definición de karst

Tal vez sea preciso recordar que el vocablo *karst* proviene de la germanización —ocurrida durante el imperio Austro—Húngaro— de la palabra *kras*, nombre geográfico que designa la región de la actual Eslovenia fronteriza con Italia, y cuyo significado hace alusión a lo rocoso y estéril de estos parajes. Este topónimo ha sido adoptado por la literatura

geomorfológica internacional, como término que identifica aquellas regiones naturales con un modelado y una hidrología afines a las del mencionado sector de la antigua Yugoslavia.

Es poco adecuado describir aquí los rasgos morfológicos, tanto de superficie como subterráneos, que caracterizan a los paisajes kársticos. Tan sólo es necesario, para justificar las consideraciones que seguirán, dejar constancia de lo que podría ser una definición internacionalmente admitida del significado del término karst: *territorio dotado de peculiares características morfológicas e hidrológicas, relacionadas con una combinación de alta solubilidad de la roca y una bien desarrollada porosidad secundaria de la misma* (JENNINGS, 1985; FORD & WILLIAMS, 1989).

Algunas definiciones de uso frecuente, sin variar de forma sustancial el contenido recién enunciado, ponen el acento en su relación con las litologías carbonatadas y en la presencia de formas superficiales —*exokarst*— y subterráneas —*endokarst*— características (GÈZE, 1973). Otros autores enfatizan el aspecto hidrodinámico de la karstificación (MANGIN, 1974; 1977), afirmando que la originalidad del karst tiene como manifestación fundamental la organización de las corrientes hídricas subterráneas, las cuales se constituyen en unidades de drenaje abordables con métodos fundamentados en el análisis de sistemas. Dependiendo de la formación académica de sus autores, otras tendencias interpretativas ponen más énfasis en las características diagenéticas y en los sedimentos (espeleotemas, brechas...) que van asociados a los procesos de disolución de las rocas carbonatadas (JAMES & CHOQUETTE, 1988).

Especial referencia merece la discusión que efectúa RENAULT (1977) sobre las nociones de karst y de karstificación. Este autor, aparte de contemplar la presencia en las regiones kársticas de formas superficiales peculiares con drenaje endorréico, sostiene que este tipo de modelado se caracteriza esencialmente por un sistema de drenaje subterráneo anisótropo, con concentración de circulaciones a lo largo de ejes privilegiados que se desarrollan en tres dimensiones incluso a grandes profundidades.

Después de todo lo expuesto, se considera imprescindible resaltar una cuestión que muchas veces es soslayada en determinados ambientes geográficos y/o geológicos, no demasiado familiarizados con estos problemas. Hoy en día está bien admitido que no se puede hablar de karst, ni abordar su estudio, sin tener en consideración dos aspectos claves:

- La existencia de un comportamiento hidrológico particular caracterizado por la existencia de un drenaje subterráneo de las precipitaciones meteóricas, organizado y estructurado en función del factor tiempo, el cual tiende a desarticular y reemplazar en su totalidad la red hidrográfica superficial.
- Consecuencia del punto anterior, nos encontramos ante la presencia de cavidades subterráneas (penetrables o no por parte del hombre) que son el resultado de la susceptibilidad de la roca a los procesos de disolución que actúan sobre una más o menos importante porosidad, principalmente de tipo secundario en el caso de las calizas compactas.

Así pues, es inadecuada por sesgada o parcial toda interpretación o aplicación del término en cuestión que aluda a aspectos sectoriales de los procesos geodinámicos externos que afectan a las rocas solubles. Por ejemplo, es impropio hablar de karst como sinónimo exclusivamente de modelado superficial de disolución, ya que este concepto hace referencia a un tipo concreto de paisaje, acogiendo por tanto todo el conjunto de las manifestaciones kársticas: formas superficiales, hidrología particular, cavidades subterráneas, rellenos de cuevas, etc. De esta problemática da cumplida cuenta RENAULT (1977), que incide de forma expresa en un punto sobre el que se insistirá más adelante. Según este autor, es incorrecta del todo la extensión del término karst para referirse a formas aisladas (por ejemplo los lapiaces litorales) aunque su génesis participe de similares o incluso idénticos mecanismos que los implicados en la karstificación.

1.1.2. La definición de litoral

Para los fines que se persiguen resultaría poco adecuado realizar una discusión detallada del término *litoral*, puesto que será mucho más procedente detenerse en el análisis en profundidad del karst litoral como concepto sobre el cual se articulará el conjunto de la investigación. Por esta razón, nos limitaremos a exponer unas pocas nociones acerca de lo que normalmente implica el empleo de las palabras litoral o costero usadas como adjetivos.

Las definiciones más habituales hablan de la costa como una línea a lo largo de la cual se hallan en contacto tierras emergidas, atmósfera, y una masa importante de agua, en especial el mar; por extensión, al hacer referencia a la *zona costera* se alude al espacio en el que el medio terrestre influencia al marino y viceversa (CARTER, 1988). Esta definición, que tiene fuertes connotaciones ecológicas, contempla la existencia de un sector del litoral situado permanentemente por debajo del límite inferior de las oscilaciones mareales: es la zona infralitoral (PÉRÈS & PICARD, 1964), también conocida como sublitoral.

En estas páginas se optará por una acepción algo restrictiva y mucho más antropocéntrica, en la cual no se tendrá en consideración la parte de la costa que se extiende por debajo del nivel mínimo de las aguas marinas. Entenderemos, pues, que *litoral es aquella franja del continente que se ve influenciada por la presencia o la acción del mar*. Dicha definición dará cabida no sólo a las zonas mesolitoral y supralitoral de PÉRÈS y PICARD (denominadas asimismo por otras escuelas intermareal y supramareal respectivamente), sino también a los acantilados y plataformas costeras, terrazas de erosión marina elevadas, desembocaduras de sistemas fluvio-torrenciales, llanuras aluviales y costas bajas con sistemas dunares y, en general, cualquier área en la cual el calificativo de litoral sea aplicable como descriptor intuitivo a nivel de tipo de paisaje.

La utilización del término que ha sido adoptada hace abstracción de la franja sublitoral —sumergida de modo permanente— ya que reúne unas características morfodinámicas y ecológicas radicalmente diferentes de las del resto del litoral. Esta circunstancia no implica que la banda costera del karst quede limitada en vertical por la cota mínima actual de las aguas marinas (Figura 2); bien al contrario, en la zona freática de las extensiones kársticas litorales —cuya posición altimétrica viene controlada por el nivel marino— tienen lugar importantes procesos geoquímicos y espeleogénicos (BACK *et al.*, 1984; PALMER, 1986; MYLROIE & CAREW, 1990) que están ocurriendo en el seno del macizo calcáreo, pero a cotas negativas

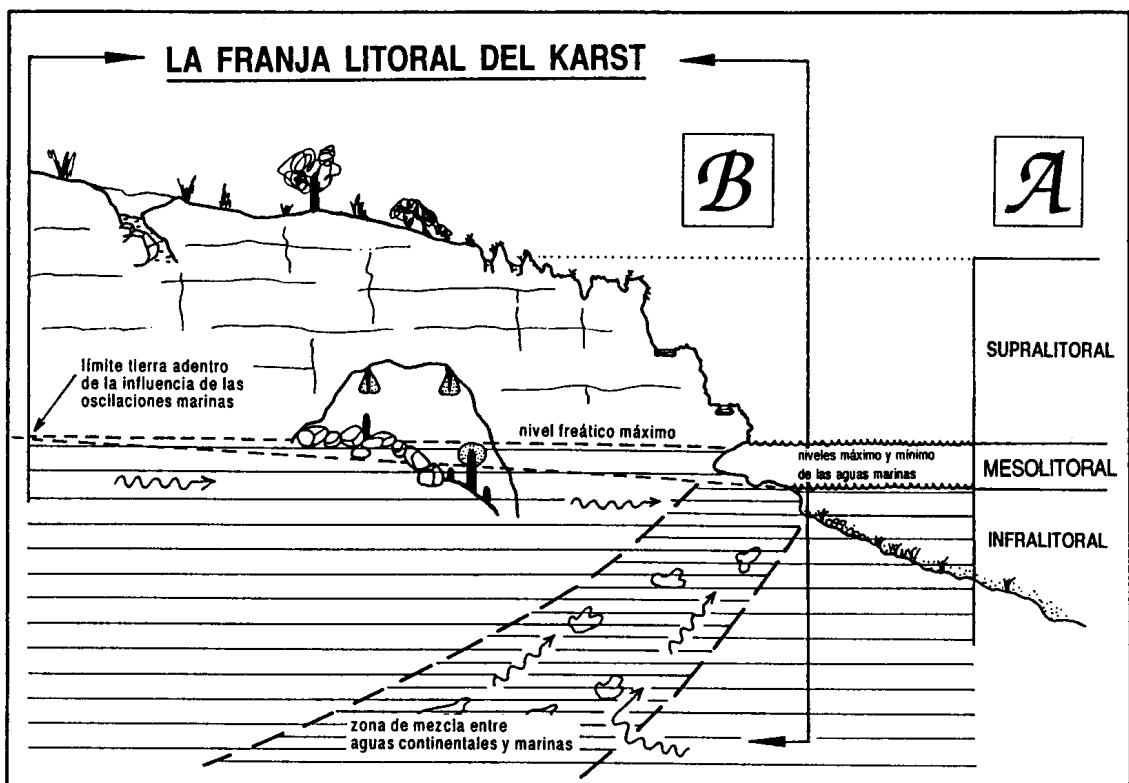


Figura 2: Sección esquemática de una costa calcárea.
A: La zonación litoral desde la perspectiva de la ecología marina. **B:** La franja litoral de un macizo calcáreo vista desde una óptica karstológica.

respecto a la presente cota de estabilización de las aguas marinas. Si a esto venimos a añadir las oscilaciones que han afectado al nivel del mar durante los tiempos pleistocénicos y holocénicos (FAIRBRIDGE, 1961; GUILCHER, 1969; TOOLEY & SHENNAN, 1987; SCOTT *et al.*, 1989), el litoral adquiere

una nueva dimensión, así como una mayor complejidad espacial, que hacen difícil y prolijo circunscribirlo en una acepción que intente aglutinar la variada casuística objeto de nuestra atención.

1.1.3. El concepto de karst litoral

No existen de hecho en la literatura definiciones que concreten el significado de lo que en estas páginas denominamos *karst litoral*. Las únicas aproximaciones a esta cuestión vienen implícitas en el contenido de algunos trabajos recientes, de los que se dará cumplida cuenta ahora, y en los cuales se trata con enfoques diversos la variopinta fenomenología ligada a la franja litoral del karst.

Un primer punto de referencia lo tenemos en la monografía publicada por la "Association Française de Karstologie", que reúne las comunicaciones presentadas en un Coloquio sobre karsts litorales, celebrado en Perpinyà el año 1982 (GUILCHER *et al.*, 1982). Los trabajos incluidos en esta publicación se centran básicamente en dos grupos temáticos: las microformas de erosión litoral de las costas calcáreas, y las relaciones entre variaciones del nivel marino y la evolución del karst litoral. Este segundo bloque deja ya constancia de lo variado de las interferencias entre karst y costa, poniendo de manifiesto las grandes posibilidades que ofrece su integración dentro del conocimiento general de los tiempos cuaternarios. Una sistematización de las aportaciones expuestas en este evento fue realizada con posterioridad por NICOD (1986).

Un acercamiento más global y estructurado viene de la mano de JENNINGS (1985), reconocido geomorfólogo británico ya desaparecido. Un capítulo de su manual póstumo es dedicado literalmente al tópico "*Coast and Karst*". En él se pasa revista entre otras cuestiones a: la morfología litoral de los terrenos calcáreos, la zonación de las microformas de destrucción biológica de la línea de costa, los mecanismos hidrogeológicos y

espeleogenéticos controlados por el nivel marino, la karstificación de las eolianitas y de los arrecifes emergidos, y los cambios del nivel del mar y sus implicaciones cronológicas y paleoclimáticas. No define expresamente el karst litoral, pero evidencia lo que puede ser una aproximación coherente a la temática que nos ocupa.

Dentro del contexto de un estudio referido al endokarst de Mallorca (GINÉS & GINÉS, 1986) son resaltadas las posibilidades cronológicas que se derivan del estudio de las islas karstificadas. En ese trabajo se hace alusión al karst costero como un activo medio morfogénico en el que la dinámica litoral afecta de diversos modos a la evolución del karst, dando origen a una gama de interesantes efectos tanto erosivos como sedimentarios integrados en el contexto de la historia pleistocénica del nivel marino en el Mediterráneo occidental.

Para concluir esta enumeración, y como exponente del creciente interés despertado por esta temática en la bibliografía internacional, FORD & WILLIAMS (1989) dedican un subcapítulo de su reciente manual sobre geomorfología e hidrología kárstica a los cambios del nivel marino y sus implicaciones en el desarrollo del karst costero. Estos autores tampoco definen el tópico en cuestión; no obstante, el uso en el título de dicho apartado del término *karst costero* permite adjudicarle el significado amplio que se desprende de su contenido, y que abarca un complejo entramado de aspectos morfológicos, hidrológicos, geoquímicos, espeleogenéticos, sedimentarios, etc., todos ellos condicionados por las vicisitudes del nivel marino a lo largo del Cuaternario. Un hecho del cual conviene dejar constancia es que las microformas de destrucción de los litorales calcáreos son tratadas juntamente con todo el modelado de disolución a pequeña escala característico de las rocas carbonatadas; es decir, dentro del capítulo dedicado al *lapiaz* o *karren* de la literatura en lenguas inglesa y germánica. Aunque los autores no justifican este tratamiento, al hacerlo así parecen reconocer en el lapiaz costero unas connotaciones morfogenéticas muy específicas desvinculadas en cierta medida de lo que representa el karst litoral entendido como concepto más globalizador.

Sobre la base del repaso que hemos efectuado, estamos ya en condiciones de enunciar aquéllo que en la presente investigación se entenderá como karst litoral: *franja de un terreno o macizo calcáreo en la que se constata la influencia geomorfológica del medio marino, materializada en un extenso abanico de interrelaciones entre el modelado kárstico y la dinámica marina que engloba aspectos tan diversos como hidrología, geoquímica, espeleogénesis, rellenos de cavidades, formas de erosión litoral ya sean biológicamente inducidas o no, así como morfología costera en general; todo lo expuesto inserto en el contexto del conocimiento de la historia del nivel marino durante el Cuaternario, con las implicaciones cronológicas y paleoclimáticas que de ello se desprende.*

La extensión de la franja litoral del karst es variable en función de la morfología y la dinámica de la costa, así como de la temática concreta analizada. En el caso de las microformas de erosión de las zonas intermareal y supralitoral esta banda rara vez superará el centenar de metros. En cambio las influencias del medio marino alcanzarán una dimensión mayor al ocuparnos tanto de la hidrogeología de las regiones carbonatadas costeras y su comportamiento geoquímico, caracterizado por los procesos de mezcla entre las aguas continentales dulces y las aguas marinas (HANSHAW & BACK, 1979), como de su principal manifestación morfológica constituida por las cavidades subterráneas. En este sentido, y de acuerdo con GUILCHER (1988), se sugiere que la extensión de la zona costera del karst queda definida por el límite tierra adentro donde el nivel freático deja de acusar la influencia de las mareas (Figura 2), límite que en ocasiones se sitúa a varios kilómetros de la línea de costa.

Habiendo situado las coordenadas conceptuales en las cuales nos desenvolveremos será pertinente revisar, aunque sea de forma abreviada, las utilizaciones a nuestro entender anómalas en las que se ha incurrido con frecuencia al hablar del karst litoral. En la bibliografía geomorfológica en lengua española, muy a menudo se emplea el concepto de *karst marino* (e incluso el de karst litoral o costero) para describir exclusivamente el

micromodelado, de disolución en apariencia, que se da en los litorales carbonatados (SANJAUME-SAUMELL *et al.*, 1982). Esta acepción debe considerarse inadecuada del todo ya que, por un lado, alude a un aspecto muy sectorial de los procesos que afectan a la morfogénesis de las litologías calcáreas; por otra parte, hoy en día está admitido que los mecanismos genéticos de estas microformas tienen mucha más relación con condicionantes biológicos que con los mecanismos de karstificación en el sentido estricto (SCHNEIDER, 1976; TRUDGILL, 1985).

La aplicación inadecuada del término karst marino para referirse a las morfologías que caracterizan la erosión de las costas calizas, también acontece en determinada bibliografía en lengua francesa (DEBRAT, 1974). No obstante, autores prestigiosos como GUILCHER (1953; 1958) el cual no puede ser sospechoso de un exceso de purismo en la utilización de las terminología karstológica, sostiene muy adecuadamente que las formas de disolución litoral no deben ser consideradas como kársticas, al no participar en su formación la circulación subterránea propia de los terrenos calcáreos karstificados.

Es de nuestro parecer que, al tratar de las morfologías de destrucción —principalmente biológica— de los litorales calcáreos, está del todo fuera de lugar designarlas bajo el término de karst marino. Es mucho más pertinente, para no incurrir en un uso inadecuado de la palabra karst, hablar de *microformas de destrucción de las costas calcáreas* o, en todo caso, de *lapiaz costero* en razón de la analogía de algunas de sus formas con el modelado superficial de disolución de los macizos kársticos.

Con la intención de clarificar la problemática inherente a los conceptos manejados en estas páginas, se incluye en la Tabla 1 la correspondencia existente entre los términos adoptados y otros que son también de uso habitual.

1.1.4. Otros conceptos de interés

Existe una serie de conceptos o términos los cuales no han sido todavía enunciados, pero que será de utilidad para el desarrollo ulterior de la exposición discutir ahora, en orden a dejar constancia del sentido con el que se utilizarán en este trabajo. Son términos no relacionados directamente entre si pero unidos por un nexo común: designan manifestaciones diversas de la fenomenología propia del karst litoral. Algunas de las cuestiones a exponer en este apartado ya han sido tratadas de pasada, páginas atrás, al proceder al enunciado de los conceptos que son básicos para la presente investigación; no obstante, con vistas a una mayor precisión terminológica, se ha considerado pertinente incidir de nuevo sobre ellas con brevedad.

Lapiaz costero. Se designará mediante este término el micromodelado de magnitud centimétrica o métrica que tiene lugar en los litorales calcáreos, y que se caracteriza por la abundancia de concavidades y cubetas cuya apariencia apunta hacia una génesis en la que han intervenido procesos de disolución. Aparte de la incidencia de mecanismos más generales como la haloclastia, la hidroclastia, o la abrasión marina, estas morfologías están modeladas por procesos tanto de disolución físico-química como, sobre todo, de destrucción biológica de la costa.

La expresión *lapiaz costero* que ha sido adoptada aquí representa una traducción del "*littoral karren*" usado por FORD & WILLIAMS (1989), cuyas principales ventajas serían lo gráfico y lo breve del término. Aunque ya se ha reconocido más arriba que las palabras litoral y costero son consideradas como sinónimos, se ha optado por el adjetivo costero para hacer referencia al lapiaz, ya que este vocablo parece sugerir una distribución espacial estrechamente circunscrita a las inmediaciones de la línea de costa; mientras, se ha preferido emplear con asiduidad el adjetivo litoral como calificativo del sustantivo karst, al estar dotado de ciertas

connotaciones que denotan la alusión a un dominio morfogenético específico.

términos propuestos	escala de aplicación	sinónimos aceptados	términos usuales pero poco adecuados	términos incorrectos
<u>karst</u>	macro- y mesoescala	carst	carso (en latinoamérica)	
<u>karst litoral</u>	mesoescala	karst costero		
<u>lapiaz costero</u>	microescala	lapiaz litoral karren litoral microformas de bioerosión costera	biokarst costero fitokarst costero	<u>karst marino</u> <u>karst litoral</u> <u>karst costero</u>

Tabla 1: Terminología básica propuesta. Se incluye su correspondencia con sinónimos, así como con términos que se consideran poco adecuados o incorrectos.

Debe hacerse constar también que otros autores se inclinan por la utilización de conceptos más elaborados y acordes con los mecanismos que participan en la génesis de las morfologías de lapiaz costero, pero de uso mucho más farragoso, entre los que citaremos los siguientes: formas de corrosión o disolución costera (GUILCHER, 1953; DALONGEVILLE, 1977); procesos de destrucción o erosión biológica de las costas calcáreas (SCHNEIDER, 1976; TORUNSKI, 1979); o formas de erosión marina de los terrenos calcáreos (TRUDGILL, 1976). Finalmente, conviene recordar que, tal como ya ha sido discutido con anterioridad, se considera del todo inadecuado el uso de expresiones tales como karst marino o karst litoral para describir estas micromorfologías presentes en las costas carbonatadas (ver Tabla 1).

Bioerosión, biokarst y fitokarst. El creciente interés por dilucidar el papel de los seres vivos en los fenómenos geomorfológicos, ha propiciado la

acuñación reciente de algunos términos como por ejemplo *bioerosión*. Esta palabra aglutina entre otros un conjunto de procesos geomorfológicos costeros, inducidos y/o controlados por la actividad biológica, dentro de los cuales se cuentan los procesos de disolución ocasionados por microorganismos, la actividad perforante desarrollada por las comunidades criptofaunal y bentónica (formada principalmente por moluscos), así como la actividad abrasiva generada por los organismos que se alimentan de algas epi- y endolíticas (SPENCER, 1988).

Dentro de esta línea, se ha popularizado en la bibliografía internacional la noción de *biokarst* para definir las morfologías producidas por la acción de flora y fauna sobre las rocas carbonatadas (VILES, 1988). De un modo similar, el término *fitokarst* acuñado por FOLK *et al.* (1973) ha tenido éxito a la hora de designar las formas resultantes de la erosión biológica llevada a cabo por cubiertas algales, que modelan las superficies calizas originando micromorfologías carentes de cualquier control gravitacional.

Con mucha frecuencia se habla de *biokarst* o *fitokarst costero*, aludiendo a uno de los medios en los que se hace más patente la relación entre organismos y modelado superficial (Tabla 1). Por los motivos que han sido expuestos al concretar el significado del vocablo karst, en esta memoria no se hará uso de los términos fito- y biokarst ya que se consideran poco correctos al no concurrir en ellos las circunstancias que singularizan al modelado kárstico propio de las extensiones calcáreas; pensamos que la utilización de los referidos conceptos supondría incurrir en la simplificación de extender la noción de karst a cualquier manifestación geomorfológica en rocas carbonatadas. En consecuencia preferiremos hablar de *bioerosión* o *biodestrucción costera* para referirnos a los procesos, así como de *lapiaz costero* para designar las formas generadas por dichos mecanismos en combinación con otros de disolución inorgánica.

El concepto de cueva marina. Una cueva marina sería en una primera acepción toda aquella cavidad subterránea natural cuyo acceso se localiza

al nivel del mar, o incluso por debajo de él. Esta primera definición es muy pobre ya que no tiene en cuenta factores decisivos para una correcta utilización del término, como podrían ser los mecanismos genéticos implicados en su formación.

En el presente trabajo se considerará más adecuado usar el término *cueva marina* (o *cueva de génesis marina*, expresión alternativa más compleja) para designar aquellas cavidades, por lo general de dimensiones modestas, formadas por la acción mayoritariamente mecánica —actual o pretérita— ligada a la dinámica litoral de las aguas marinas. Este concepto viene a ser sinónimo de las “*sea caves*” o “*marine caves*” de la bibliografía anglosajona.

Dentro de esta línea de razonamiento, la presencia de grutas kársticas desmanteladas por la erosión litoral no daría pie a hablar de cuevas marinas en el sentido estricto, sino de fenómenos de génesis mixta o sea de *capturas kárstico-marinas*. Este concepto ha sido empleado por MONTORIOL-POUS (1971a) para describir cavidades cuya génesis se debe a la acción combinada —aunque no siempre sincrónica— de la erosión kárstica y de la abrasión marina.

Una utilización muy particular del término en lengua italiana “*grotta marina*” es efectuada por FORTI (1993). Este autor sostiene que las cuevas de génesis marina son aquéllas originadas en calizas a causa de los mecanismos de disolución freática ligados a la mezcla de aguas marinas y meteóricas (PLUMMER, 1975). Esta interpretación tan *sui generis* de la noción de gruta marina es francamente discutible, en la medida en que la participación del mar en la génesis de estas cavidades se limita a su actuación como nivel de base y al aporte salino a las aguas subterráneas litorales.

Los procesos de disolución por mezcla de aguas suponen variantes particulares de los procesos de karstificación, por lo cual consideramos que es una exageración desvincular la excavación de estas cuevas litorales del

karst como dominio morfogénico, para transferirlas a un término que les atribuye una formación estrictamente marina. A este respecto hay que añadir que el propio FORTI (1993) argumenta para justificar la génesis marina de estos vacíos, que el mecanismo de disolución por mezcla de aguas continentales y marinas da lugar a grandes cuevas, cuyo origen no es banalmente kárstico sino que se trata de un tipo de *“ipercarsismo”*, término italiano que podríamos traducir como hiperkarstificación. Con estas afirmaciones, el autor no hace otra cosa que remarcar el origen más kárstico que marino de estas cavernas a las que FORD & WILLIAMS (1989) denominan, sin entrar en mayores discusiones, como *cavidades de disolución en la zona de mezcla costera*. Este tipo de cuevas presentan algunos aspectos en común con las “randhöhlen” o “marginal caves” descritas por hidrobiólogos marinos de lengua alemana (RIEDL & OZRETIC, 1969).

Para concluir este capítulo dedicado a esclarecer conceptos y definiciones, diremos que en él sólo se han desarrollado las nociones generales y básicas para la investigación, así como aquéllas otras que precisaban una discusión detallada en razón de lo complejo de su contenido o de lo polivalente de su uso. Los términos específicos, que además tienen significados mucho más unívocos, será preferible irlos introduciendo a medida que lo requiera la exposición del tema. Con ello se pretende hacer menos farragosa la lectura de estos capítulos iniciales, al tiempo que se intentará dotar de mayor efectividad al texto procediendo a la definición de las nociones específicas en el mismo momento en que se lleva a cabo su análisis detallado.

1.2. Antecedentes bibliográficos sobre la cuestión del karst litoral

La literatura dedicada al karst litoral, tomado como concepto amplio cuyo alcance ha sido establecido en páginas anteriores, no es en modo alguno escasa aunque tampoco destaca por su abundancia. Los tratamientos globales sobre la cuestión son muy pocos, hecho que ya se ha adelantado al definir el término central de la presente investigación. En unos casos nos encontramos ante manuales sobre geomorfología kárstica, que dedican alguno de sus capítulos al karst litoral (FORD & WILLIAMS, 1989; JENNINGS, 1985); en otras ocasiones son estudios sobre áreas geográficas concretas —Baleares, Madagascar, Marruecos, Nueva Guinea— en los que se aborda el karst costero como un medio particular en el que inciden fenómenos de tan diversa naturaleza como el modelado kárstico, la dinámica litoral, las oscilaciones del nivel marino, o la neotectónica (GINÉS & GINÉS, 1991; MAIRE, 1982; SALOMON, 1982; WEISROCK, 1982).

Dentro de este contexto de aproximaciones globalizadoras al tema, hay que situar dos publicaciones de NICOD (1982, 1986) en las que, respectivamente, se esboza por un lado el papel de las variaciones eustáticas del nivel del mar en la evolución de los karsts litorales, y por otra parte se revisan las direcciones y métodos de estudio aplicados.

Las aportaciones sobre temáticas concretas que ponen en relación el karst con la dinámica costera son mucho más numerosas, habiéndose intentado su sistematización en la Tabla 2. De cada una de estas vertientes de estudio se glosarán a continuación las contribuciones que presentan una mayor relevancia.

Como complemento de la mencionada tabla, en la Figura 3 se recoge una gráfica que da cuenta de la importancia cuantitativa de las diferentes tendencias en las que se ha encaminado el estudio del karst litoral, aún

EL KARST LITORAL COMO OBJETO DE ESTUDIO	Karst litoral en sentido amplio (según acepción propuesta en este trabajo)	
	Lapiaz costero	<ul style="list-style-type: none"> - descripción morfológica - mecanismos genéticos diversos - papel de los organismos vivos - aproximaciones globales con acento en la bioerosión - estados de la cuestión
	Espeleogénesis	<ul style="list-style-type: none"> - geoquímica de la zona de mezcla litoral - espeleogénesis en la franja litoral - espeleogénesis e historia del nivel marino
	Interferencias morfo-sedimentarias entre endokarst y litoral	<ul style="list-style-type: none"> - captura marina de cavidades kársticas - cuevas costeras con sedimentos litorales - formas kársticas anegadas - cristalizaciones freáticas en cuevas litorales
	Espeleocronología y Cuaternario	<ul style="list-style-type: none"> - espeleocronología litoral pluridisciplinar - cristalizaciones freáticas y paleoniveles marinos - estudio isotópico de depósitos estalagmáticos - historia del nivel marino a escala mundial
	Calas	<ul style="list-style-type: none"> - descripción morfológica - clasificación tipológica - mecanismos genéticos
Paleokarst	<ul style="list-style-type: none"> - espeleogénesis en paleozonas de mezcla costera - colapsos paleokársticos en la línea de costa 	

Tabla 2: Intento de sistematización de las temáticas abordadas en el estudio del karst litoral.

teniendo presente la dificultad que supone encasillar algunos trabajos en compartimentos diferenciados de modo más o menos artificioso. Esta gráfica se ha elaborado a partir de la revisión de una relativamente amplia muestra de la literatura científica sobre el tema en cuestión; en total se han consultado y clasificado unas 200 citas bibliográficas, muy heterogéneas en cuanto a su procedencia geográfica y su enfoque disciplinar, publicadas en su inmensa mayoría en la segunda mitad del presente siglo.

1.2.1. Lapiaz costero

Uno de los aspectos históricamente más trabajados ha sido el estudio de las formas de erosión de las costas calcáreas. Abundan las publicaciones

centradas en su descripción morfológica, en especial por parte de investigadores franceses, los cuales a menudo introducen términos que intentan poner un poco de orden al tiempo que ser útiles a la hora de describir la gran variedad de microformas observadas (GUILCHER, 1953; DALONGEVILLE, 1977; BATTISTINI, 1982).

También son numerosos los trabajos que estudian el lapiaz costero desde el punto de vista de los diferentes mecanismos genéticos implicados; estos trabajos suelen estar muy condicionados por la orientación de las investigaciones del autor respectivo. Así, unas veces se enfatiza el papel de la disolución inorgánica biológicamente inducida (EMERY, 1946; GUILCHER & PONT, 1957), mientras en otras ocasiones se incide en la influencia de la litología (LEY, 1977) o de la dinámica del flujo de las aguas marinas —turbulencias, etc.— en la génesis de estas morfologías (MIOTKE, 1972). Dentro de esta línea de aportaciones dirigidas a los mecanismos concretos que participan en la destrucción de las costas calizas, hay que dar cuenta de una gran cantidad de bibliografía que se centra exclusivamente en el papel desempeñado por diferentes organismos en lo que se ha convenido en denominar bioerosión costera; citaremos, a modo de ejemplos, las publicaciones de: JONES (1989), LE CAMPION-ALSUMARD (1979), NUNN (1993), RASMUSSEN & FRANKENBERG (1990), y WALTER-LEVY *et al.* (1958).

Los trabajos más elaborados suponen aproximaciones a la problemática de la erosión de los litorales carbonatados efectuadas desde una óptica globalizadora, en la cual se intenta establecer la contribución de los distintos procesos (disolución inorgánica, abrasión marina, bioerosión, etc.) a la génesis de estas microformas. Esta tendencia cuenta con un buen número de artículos, entre los que se cuentan algunos ciertamente destacables (DEBRAT, 1974; LUNDBERG, 1977; SCHNEIDER, 1976; TRUDGILL, 1976, 1985; TORUNSKI, 1979).

Hay que aludir, aunque sea con brevedad, a las aportaciones de la bibliografía en lengua hispana a estas cuestiones. Las investigaciones

desarrolladas en nuestro país sobre el karst litoral se han limitado —salvo en el caso de Baleares, del que más adelante nos ocuparemos— a abordar básicamente el análisis de las morfologías de lapiaz costero. La mayoría consisten en trabajos descriptivos de áreas geográficas determinadas: País Valenciano (SANJAUME-SAUMELL, 1985), Murcia (LILLO, 1980), o Asturias (ROMERO, 1984), aunque también existe algún *estado de la cuestión* (SANJAUME-SAUMELL *et al.*, 1982) en el que se procura establecer una terminología básica en lengua castellana para hacer referencia a estas morfologías.

1.2.2. Espeleogénesis

El endokarst de los macizos calcáreos costeros también ha suscitado el interés de muchos estudiosos. Concretamente, la formación de cavidades kársticas en las zonas litorales ha contado con una abundante bibliografía, en la que se pueden constatar dos direcciones principales de trabajo.

Por una parte, a la geoquímica de las aguas freáticas de los karsts costeros ha sido dedicada bastante literatura, que se ocupa ya sea de los aspectos teóricos relacionados con la mezcla de aguas dulces y aguas marinas (HANSHAW & BACK, 1979; PLUMMER, 1975; SANFORD & KONIKOW, 1989; SMART & WHITAKER, 1991), como de observaciones al respecto efectuadas en zonas de mezcla costera de diferentes puntos del globo (BACK *et al.*, 1984; HERMAN *et al.*, 1985; PALMER *et al.*, 1977; SMART *et al.*, 1988).

Por otro lado, un gran cuerpo de trabajos publicados se dedican a analizar la espeleogénesis que tiene lugar en la zona freática de mezcla entre aguas continentales y marinas, haciéndolo desde una perspectiva geomorfológica que incide en el papel del control marino en la formación de vacíos endokársticos costeros (JAMES *et al.*, 1989; MYLROIE & CAREW, 1990, 2000; MYLROIE *et al.*, 1991; PALMER, 1984; PALMER, 1986). En algunos estudios de esta índole ya se deja patente la significación que tienen

estos procesos espeleogénéticos de cara a la interpretación de la historia del nivel marino en los tiempos cuaternarios (GINÉS & GINÉS, 1992; MYLROIE & CAREW, 1988).

1.2.3. Interferencias morfo-sedimentarias entre endokarst y dinámica litoral

También se puede comprobar la existencia de cierto número de investigaciones sobre el endokarst litoral, que dan cuenta de diversas modalidades de interferencias entre la karstificación y los procesos morfodinámicos controlados por el nivel marino. Hay que reconocer que esta tendencia en el estudio de la franja costera del karst, ha tenido en las islas Baleares una de las áreas geográficas donde más se ha profundizado, tal como podremos ir comprobando en lo sucesivo.

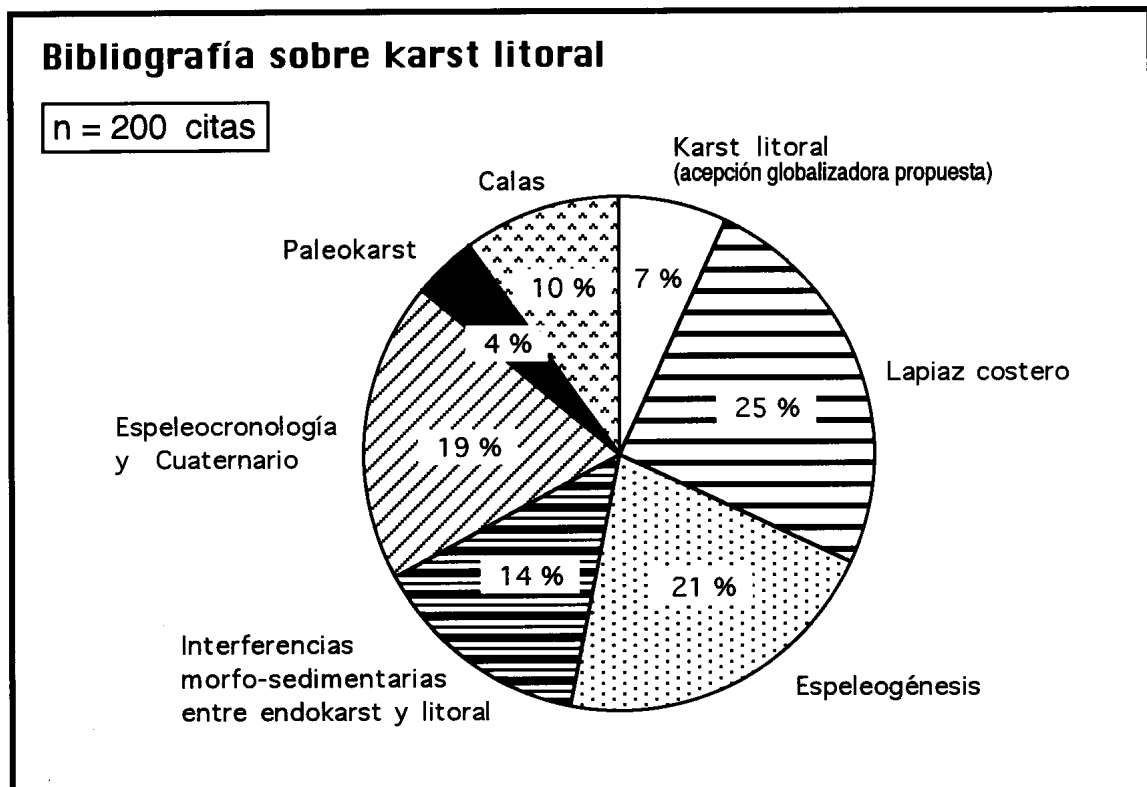


Figura 3: Distribución de la bibliografía consultada (período 1945-1998), entre las diversas tendencias de estudio constatadas.

Dentro de este grupo temático la atención se ha centrado en dos tópicos básicos, que ya apuntan hacia la trascendencia de estas cuestiones para el conocimiento del Cuaternario en general, y de la historia del nivel marino en particular. De una parte, la acción directa de la dinámica marina da lugar a una extensa gama de efectos erosivos y sedimentarios, bien conocidos en el área mediterránea (GRÀCIA & VICENS, 1998; GUILCHER & PASKOFF, 1975; MONTORIOL-POUS, 1961; MONTORIOL-POUS & TERMES, 1963). Citaremos, por ejemplo, la captura de cavidades kársticas por parte de cuevas marinas, la presencia en las cavernas costeras de sedimentos arenosos (marinos y/o eólicos), o la existencia de formas exo- y endokársticas invadidas por el mar.

Abundantes investigaciones se han dirigido, por otra parte, hacia los depósitos freáticos de carbonatos generados en los lagos hipogeos de cuevas litorales, cuya existencia y posición viene condicionada por la cota de estabilización actual del nivel marino. Este tipo de procesos de formación de cristalizaciones freáticas, aunque había sido reportado en áreas geográficas tan dispares como Cerdeña (FURREDDU & MAXIA, 1964), o Bermudas (HARMON *et al.*, 1978a), es en Mallorca donde hasta el momento ha sido estudiado más en profundidad (GINÉS *et al.*, 1981b). Se han descrito morfológica, textural, y mineralógicamente tanto cristalizaciones freáticas subactuales correspondientes al nivel actual del mar (POMAR *et al.*, 1979), como fenómenos similares en relación con estabilizaciones del Mediterráneo ocurridas a lo largo del Pleistoceno (POMAR *et al.*, 1976), poniendo siempre de manifiesto en mayor o menor medida las posibilidades espeleo-cronológicas de esta línea de investigación (HADES, 1985; POMAR, 1989).

1.2.4. Espeleocronología, oscilaciones del nivel marino y conocimiento del Cuaternario en general

Muy relacionadas temáticamente con el grupo antes referido están un conjunto de investigaciones, que poseen en común el interés por la situación

de estos procesos, y sus formas resultantes, en el contexto de la interpretación de los tiempos cuaternarios y de las vicisitudes climáticas que los caracterizan. De nuevo tendremos ocasión de constatar en este apartado cómo las contribuciones realizadas sobre la cuestión, que tienen por escenario el karst de Mallorca, han ido conformando un bagaje de conocimientos bastante destacable a escala internacional.

Algunas referencias, como la de KRANJC (1987), dejan constancia del valor de las costas kársticas para el estudio del nivel marino y su evolución reciente. Otros trabajos ponen el acento, de modo mucho más específico, en las grandes posibilidades que se derivan del estudio espeleocronológico de las islas karstificadas (GINÉS & GINÉS, 1986; 1995b).

En islas como Mallorca la interpretación geomorfológica de las manifestaciones kársticas costeras, complementada con las informaciones que suministran los restos paleontológicos de vertebrados endémicos y apoyada por las técnicas de datación isotópica de depósitos estalagmíticos, configuran un escenario idóneo para trabajos pluridisciplinarios sobre karst litoral (GINÉS & GINÉS, 1987b). Ejemplos significativos de acercamientos con enfoques diversos a la espeleocronología de las cuevas costeras de nuestra isla, pueden consultarse en ANDREWS *et al.* (1989), GINÉS *et al.* (1975) y GINÉS & GINÉS (1993a).

En ocasiones los trabajos se han centrado en un aspecto concreto de las posibilidades cronológicas de las cuevas litorales, como es el caso de las cristalizaciones freáticas que representan un registro preciso de las oscilaciones pleistocénicas del nivel marino (GINÉS *et al.*, 1981a; NÚÑEZ-JIMÉNEZ, 1973; POMAR *et al.*, 1987). La realización de dataciones isotópicas de cristalizaciones freáticas procedentes de cuevas de Mallorca (HENNIG *et al.*, 1981; GRÜN, 1986; GINÉS & GINÉS, 1989a; TUCCIMEI *et al.*, 1997, 1998; GINÉS *et al.*, 1999; VESICA *et al.*, 2000) ha venido a corroborar y complementar el esquema cronológico propuesto en su día, el cual relacionaba determinados episodios de deposición freática de

carbonatos con oscilaciones positivas del Mediterráneo ligadas a eventos interglaciales (GINÉS & GINÉS, 1974).

En una línea similar a la recién mencionada son abundantes, a nivel internacional, las informaciones aportadas por el estudio isotópico de estalagmitas sumergidas en las aguas de cuevas kársticas costeras, cuya contribución al conocimiento de la historia del nivel marino a escala mundial es remarcable. Hay que reseñar, en este sentido, las investigaciones llevadas a cabo principalmente a partir de muestras recolectadas en cavidades de las Bahamas y de las Bermudas (GASCOYNE & BENJAMIN, 1977; HARMON, 1980, 1985; HARMON *et al.*, 1983; LUNDBERG, 1997; SPALDING & MATHEWS, 1972).

1.2.5. La cuestión de las calas

La desembocadura de sistemas fluvio-torrenciales en las áreas kársticas litorales da origen a menudo a morfologías costeras peculiares —las calas— a las que se ha dirigido una no escasa bibliografía, las más de las veces básicamente descriptiva. Aún así son frecuentes las contribuciones dirigidas a establecer clasificaciones tipológicas diversas de las calas (PASKOFF & SANLAVILLE, 1978; ROSSELLÓ-VERGER, 1964, 1995) o que intentan, de forma más o menos afortunada, esclarecer los mecanismos genéticos implicados así como dilucidar el grado de participación de los procesos kársticos en su configuración (BUTZER, 1962; CORBEL, 1956; CHARDONNET, 1948; NICOD, 1951; ROSSELLÓ-VERGER, 1998; ROSSELLÓ-VERGER *et al.*, 1997).

1.2.6. Las manifestaciones paleokársticas

Son poco numerosas las referencias que aludan a morfologías paleokársticas en zonas litorales. Conviene consignar no obstante que algunos autores han reconocido vestigios de procesos espeleogenéticos

ocurridos en tiempos paleozoicos, atribuibles a paleozonas de mezcla costeras, los cuales suponen buena parte de la porosidad que hace posible la existencia de algunos campos petrolíferos de Texas (CRAIG, 1988).

En un contexto radicalmente diferente, la costa oriental de Mallorca permite observar frecuentes colapsos kársticos no funcionales que llevan asociada la formación de diversos tipos de brechas (FORNÓS & POMAR, 1983; FORNÓS, 1991). Estas manifestaciones paleokársticas quedan expuestas en los acantilados costeros, condicionando en ocasiones de manera decisiva la morfología de la línea de costa. El desarrollo de estas paleoformas parece estar relacionado con la disolución preferencial de las masas de corales, incluidas en el complejo arrecifal del Tortoniense post-orogénico de Mallorca (FORNÓS *et al.*, 1989a, 1995; FORNÓS, 1999); su eventual relación genética con la endokarstificación actualmente observable en la zona está todavía por establecer.

1.3. Los estudios sobre el karst litoral en las Baleares

Parece oportuno completar la revisión bibliográfica recién efectuada, con otro apartado que se ocupe de manera más específica de la literatura publicada sobre el tema en el entorno geográfico escogido para llevar a cabo esta investigación. Con esta finalidad, se procederá ahora a pasar revista a la bibliografía sobre karst litoral que hace referencia a las Baleares, considerando mucho más pertinente extender el alcance geográfico de esta revisión al conjunto de nuestro archipiélago que no limitarlo de forma exclusiva a la isla de Mallorca, o concretamente a su sector oriental. La confección de una bibliografía balear sobre la cuestión queda justificada en la medida en que la fenomenología analizada en las distintas islas es bastante afín, al corresponder a una unidad geográfica bien diferenciada dentro del Mediterráneo occidental; además parece lógico pensar en la mayor utilidad —como herramienta de trabajo— de una recopilación bibliográfica que abarque de forma extensiva el conjunto de nuestro territorio insular.

A pesar del alcance balear que se ha dado a este apartado, hay que dejar constancia de la amplia preponderancia de los estudios dedicados a la mayor de las islas Baleares. En este sentido, la Figura 4 deja bien patente que casi el 70 % de los trabajos disponibles sobre nuestro karst costero se circunscriben al ámbito espacial de Mallorca, repartiéndose el 30 % restante de modo bastante equilibrado entre las otras islas del archipiélago.

1.3.1. Evolución histórica del conocimiento sobre el karst litoral balear

Se ha optado por desarrollar esta revisión de la bibliografía sobre el karst litoral balear, en primer lugar, desde una perspectiva histórica, la cual

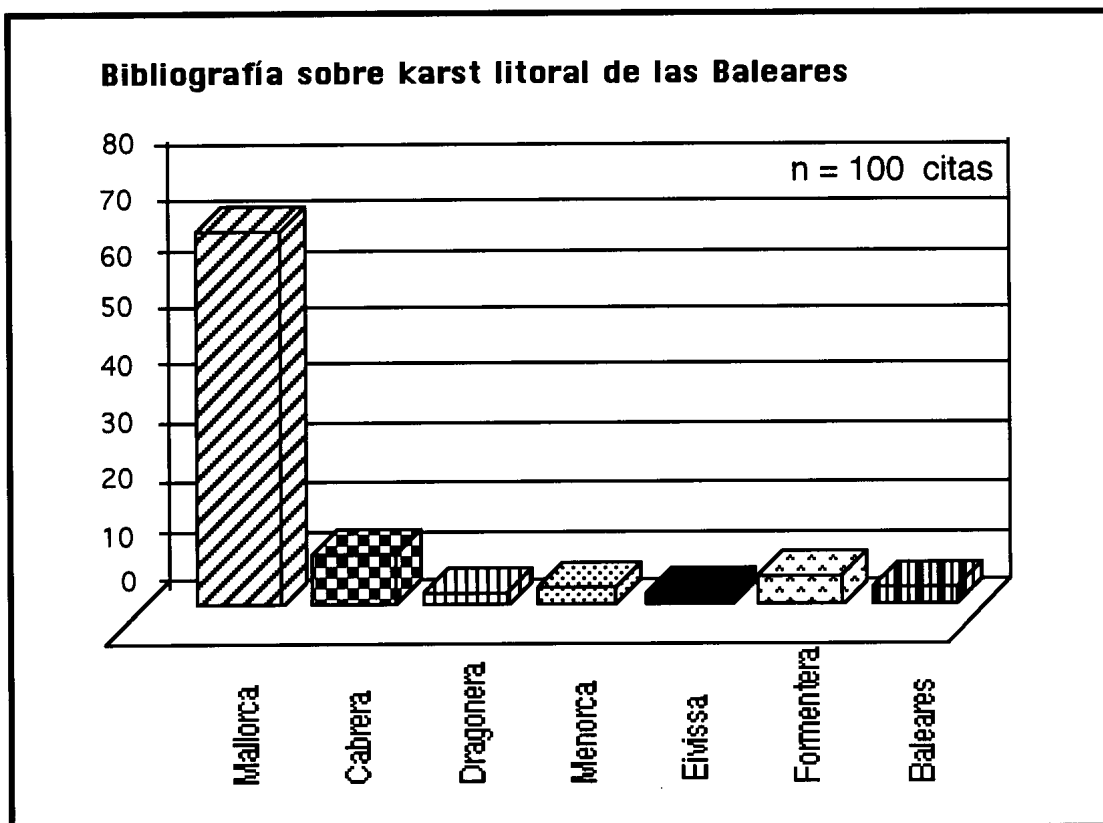


Figura 4: Distribución por islas de la bibliografía disponible sobre el karst litoral balear (período 1894-1998).

facilitará la comprensión de cómo han ido evolucionando los conocimientos sobre la materia; para ello hemos distinguido cuatro períodos que servirán para articular coherentemente este apartado (ver Figura 5).

Se incluye al final de esta memoria, en forma de anexo, un listado exhaustivo por orden alfabético de las citas existentes sobre el karst litoral de las Baleares, independientemente de que bastantes de ellas aparezcan ya relacionadas en la bibliografía general de este trabajo.

I - Los trabajos antiguos (1894 - 1940). Las primeras referencias que se preocupan por algún aspecto ligado al karst costero de nuestras islas vienen de la mano del explorador francés E.A. MARTEL, teniendo por escenario la conocida localidad de las Coves del Drac (Manacor, Mallorca). Este autor se

interesa por los problemas que planteaban, tanto la formación de este espectacular fenómeno endokárstico, como la presencia de sus lagos salobres. Con muy poca fortuna, MARTEL (1896) atribuye la génesis de la caverna estrictamente a la acción erosiva de las aguas marinas; este hecho propiciará que casi toda la producción científica de los años posteriores, relacionada con estas materias, se dedique a sugerir diversas modalidades de excavación de estas cuevas por medio de la actuación de las aguas continentales (MAHEU, 1912; DARDER, 1925; FAURA Y SANS, 1926; JOLY & DENIZOT, 1929; DARDER, 1930).

Dentro de la literatura dedicada a las cavidades de las cercanías de Portocristo, hay que mencionar los trabajos de RODÉS (1925) quien se ocupa de las oscilaciones de los lagos subterráneos de las Coves del Drac, aportando indicaciones interesantes acerca de la génesis de la caverna, así como sobre la presencia de estalagmitas sumergidas y de cristalizaciones freáticas en sus lagos hipogeos.

Completan el panorama de esta primera etapa que hemos distinguido, unas pocas citas que se plantean el problema de las calas, por lo general con referencia a la ensenada de Portocristo. Unas veces estas calas son interpretadas como cauces que experimentaron un proceso de inmersión, el cual al mismo tiempo ocasionó la invasión de las cuevas cercanas por parte de las aguas marinas (CARANDELL, 1927; LENCEWICZ; 1927); en otras ocasiones, se invocan hundimientos de antiguas grutas (MARTEL, 1903; JOLY, 1929) para explicar este tipo de costa, que fue descrito por PENCK (1894) a partir del litoral del levante de Mallorca.

II - Las primeras investigaciones geomorfológicas relevantes, y las campañas espeleológicas catalanas (1941 - 1970). Este segundo período viene marcado por dos aspectos bien diferenciados. Por un lado la expansión experimentada por la espeleología catalana de la postguerra, propicia la realización de diversas campañas en nuestras islas que fructifican en interesantes trabajos pioneros, en los que se analizan ya algunas

interferencias entre modelado kárstico y dinámica litoral. Citaremos a modo de ejemplo las publicaciones de: THOMAS-CASAJUANA & MONTORIOL-POUS, 1951 (Menorca), MONTORIOL-POUS, 1961 (Cabrera), y MONTORIOL-POUS & TERMES, 1963 (Formentera); las cuales se prodigan hasta comienzos de los años setenta con sendas notas adicionales sobre el archipiélago de Cabrera (MONTORIOL-POUS, 1971a; 1971b).

El segundo aspecto que caracteriza esta etapa, está representado por la publicación de investigaciones geomorfológicas de cierta trascendencia, que tratan tangencialmente de cuestiones ligadas al karst costero; dentro de este grupo estarían las aportaciones sobre morfología litoral de Mallorca realizadas por BUTZER (1962), y por ROSSELLÓ-VERGER (1964).

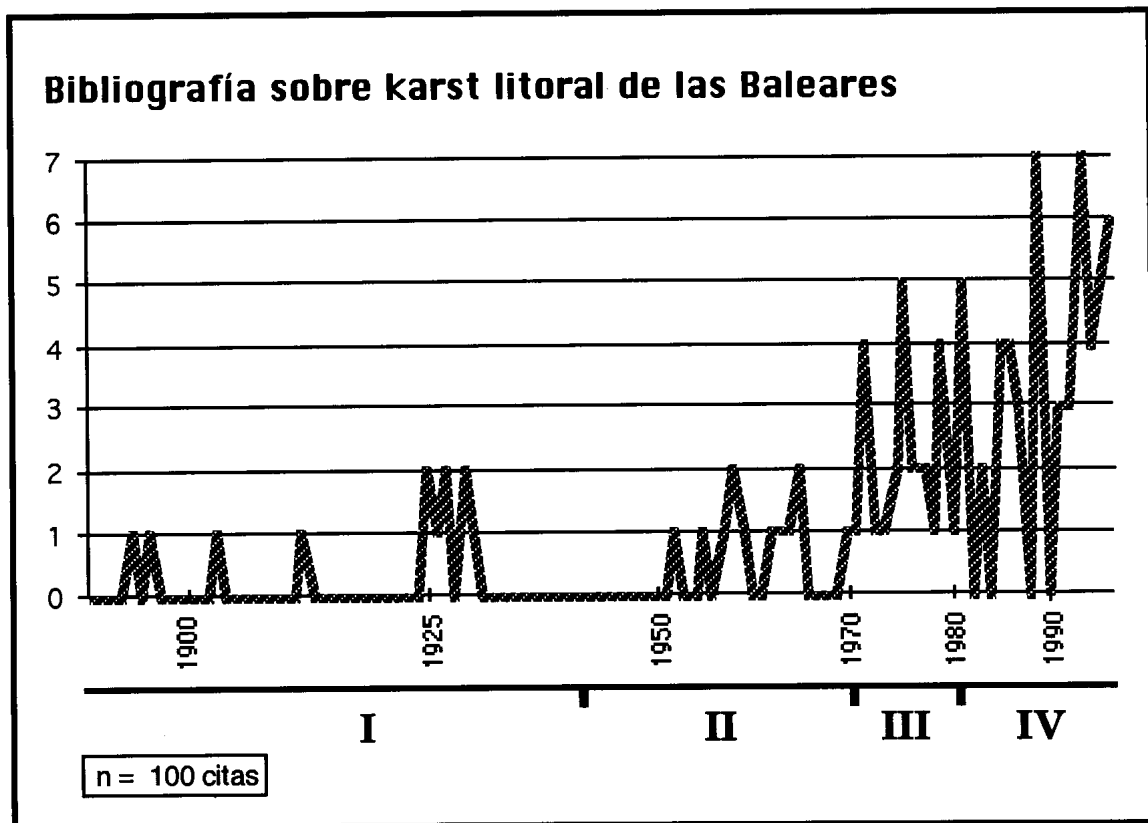


Figura 5: Evolución histórica de la producción bibliográfica sobre el karst litoral balear, con expresión de las cuatro etapas que han sido distinguidas.

Mencionaremos también unas pocas contribuciones de autores extranjeros, los cuales dejan constancia de las observaciones realizadas en visitas a nuestro archipiélago: OEDL (1954) describe cavidades kársticas de Formentera; MENSCHING (1956) expone sus impresiones sobre el karst de Mallorca; finalmente, WALTER-LEVY *et al.* (1958) se ocupan ya de aspectos relacionados con la bioerosión de las costas calcáreas de Mallorca y Eivissa.

III - El nacimiento y consolidación de la espeleología mallorquina (1971 - 1980). La década de los setenta supone la consolidación de la actividad espeleológica en la isla de Mallorca. Esta circunstancia da lugar a una gran producción de bibliografía, en la que se procede a la inventariación, descripción e interpretación morfológica de abundantes cavidades cercanas a la línea de costa (GINÉS & GINÉS, 1976; TRIAS & MIR, 1977; TRIAS *et al.*, 1979).

La importante actividad espeleológica desarrollada en las Baleares en general, y en Mallorca en particular, hace posible la aparición de algunos trabajos en los que se comienza la sistematización de determinadas cuestiones vinculadas con el karst litoral. Tal es el caso de la presencia de lagos hipogeos de aguas salobres controlados por el nivel marino (GINÉS & GINÉS, 1975; 1977), así como sus peculiares procesos de precipitación química de carbonatos (GINÉS & GINÉS, 1972). Esta tendencia en el estudio del endokarst de Mallorca se verá positivamente afectada por la incorporación de investigadores relacionados con el *Departamento de Geología* de la —en aquel entonces todavía inexistente— *Universitat de les Illes Balears*; como consecuencia de ello, verán la luz interesantes aportaciones al conocimiento morfológico, mineralógico y textural de las cristalizaciones freáticas de las cuevas costeras de nuestra isla (POMAR *et al.*, 1976; 1979).

En esos momentos se emprenden ya algunas líneas de trabajo que aportarán resultados destacables, los cuales de hecho constituyen en buena medida el germen de esta investigación. Se profundiza en el conocimiento

de las interacciones entre karst y costa (GINÉS *et al.*, 1975), emprendiéndose el estudio cronológico de las cristalizaciones freáticas de cuevas costeras mallorquinas en base a su relación con paleoniveles del Mediterráneo (GINÉS, 1973; GINÉS & GINÉS, 1974). También son descritos e interpretados ejemplos de depósitos de sedimentos arenosos, localizados en el interior de cavernas litorales (EGOZCUE, 1971; MATEU *et al.*, 1979).

Finalmente se consignará la existencia de algunos trabajos que se dedican a la descripción de la micromorfología de las costas calcáreas de la isla de Mallorca (KELLETTAT, 1980; ROSSELLÓ-VERGER, 1983).

IV - Las investigaciones recientes sobre el karst balear (a partir de 1981). En la década de los ochenta aparecen diversos trabajos de síntesis sobre aspectos concretos de nuestro karst, en los cuales se aportan a menudo algunos datos relacionados con la temática que nos ocupa (TRIAS, 1983; GINÉS & GINÉS, 1987a; GINÉS & GINÉS, 1989b); esta tendencia tiene su culminación en la monografía sobre el karst y las cuevas de Mallorca publicada recientemente (GINÉS & GINÉS, 1995a). Son también abundantes en estas décadas las notas que se dedican a la descripción morfológica de la franja costera del endokarst balear (GRÀCIA *et al.*, 1997, 1998a, 2000).

Al mismo tiempo, en este último período que hemos diferenciado, se avanza de forma notable en las tendencias de estudio iniciadas en la etapa anterior. Así, se ahonda notablemente en la interpretación de las cristalizaciones freáticas de las cuevas costeras de Mallorca, tanto desde el punto de vista mineralógico y textural (GINÉS *et al.*, 1981b; HADES, 1985), como desde la perspectiva cronológica suministrada por el registro de la historia reciente del nivel marino que estos depósitos representan (GINÉS *et al.*, 1981a; POMAR *et al.*, 1987; POMAR, 1989). Estas líneas de trabajo se ven complementadas por la realización de programas de dataciones absolutas de estas cristalizaciones (HENNIG *et al.*, 1981; GRÜN, 1985, 1986; GINÉS & GINÉS, 1989a, 1993b; TUCCIMEI *et al.*, 1997, 1998, 2000; GINÉS *et al.*, 1999; VESICA *et al.*, 2000), que hacen posible situar con mayor precisión estos fenómenos en el contexto de la cronología del Cuaternario.

Dentro de unas coordenadas temáticas similares a las antes expuestas, determinadas publicaciones ponen énfasis en las grandes posibilidades que se derivan de una aproximación pluridisciplinar a la interpretación cronológica de la evolución de las cuevas costeras. Exponentes significativos de estas contribuciones en el campo de la espeleocronología los tenemos en: GINÉS & GINÉS (1986, 1987b), ANDREWS *et al.* (1989) y GINÉS & GINÉS (1993a; 1995b).

Existen otros temas que han sido abordados de forma mucho más esporádica. Entre ellos enumeraremos: la geoquímica de la zona freática de mezcla entre aguas continentales y marinas (HERMAN *et al.*, 1985; GASCOINE, 1992; JIMÉNEZ DE CISNEROS & CABALLERO, 1999); las manifestaciones paleokársticas del litoral del Levante de Mallorca (FORNÓS & POMAR, 1983; FORNÓS *et al.*, 1989a, 1995; FORNÓS, 1999); la morfología de las costas calcáreas de Cabrera (RODRÍGUEZ-PÉREA & SERVERA, 1993); los procesos de meteorización en la zona supramareal del mediodía mallorquín (MOSES & SMITH, 1994); o la morfología y génesis de nuestras calas (ROSSELLÓ-VERGER, 1995, 1998; ROSSELLÓ-VERGER *et al.*, 1997).

1.3.2. Tendencias de investigación observables en la bibliografía sobre karst litoral de Baleares

Las líneas en las que se ha trabajado en lo concerniente al karst litoral de nuestro archipiélago son bastante similares —incluso en su distribución cuantitativa entre las distintas tendencias de estudio observadas— a las ya analizadas al ocuparnos de la bibliografía general del tema; por este motivo, no nos extenderemos en exceso sobre estas cuestiones para evitar reiteraciones innecesarias.

De todos estos aspectos da cumplida cuenta la Figura 6, en la que se recoge la distribución de los trabajos publicados sobre el karst costero balear, clasificándolos en grandes grupos temáticos análogos a los utilizados antes al tratar de los antecedentes bibliográficos sobre este particular. Dicho

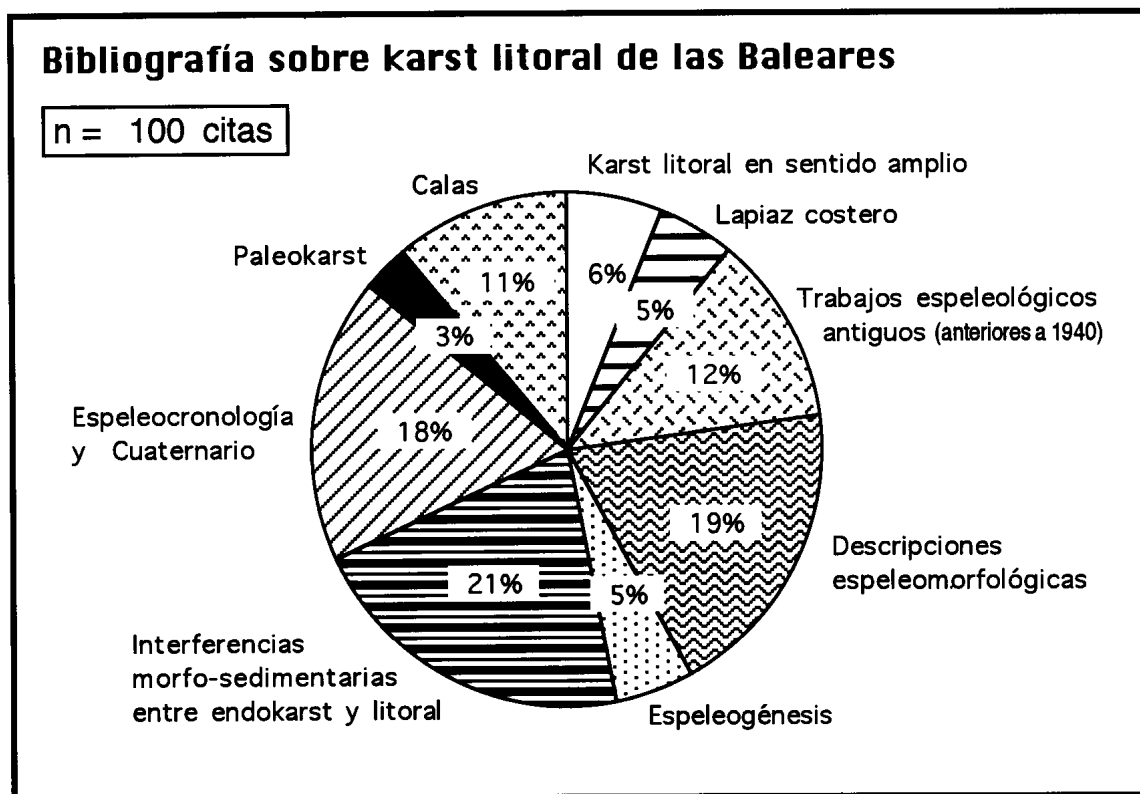


Figura 6: Distribución de la bibliografía sobre el karst litoral balear (período 1894-1998), entre las diversas tendencias de estudio constatadas.

gráfico pone de relieve, por un lado un manifiesto paralelismo cuantitativo con las tendencias recogidas en la Figura 3 al efectuar la mencionada revisión bibliográfica general, pero por otra parte se evidencian una serie de peculiaridades en las que nos centraremos a continuación.

Los rasgos más característicos de la literatura que tiene por escenario nuestro karst costero, son básicamente de dos tipos. Es notoria la abundancia de publicaciones que se ocupan de la descripción morfológica de cavernas costeras, aportando datos de interés diverso para el conocimiento de la zona litoral del karst balear. Estos trabajos representan el 31 % de la bibliografía disponible, agrupando las citas que hemos incluido, en la Figura 6, en dos grupos diferentes: *trabajos espeleológicos antiguos* y *descripciones espeleomorfológicas*. En este sentido, el conjunto de publicaciones dedicadas de una u otra forma al endokarst litoral balear totalizan una abrumadora mayoría de cerca del 75 % de las citas

consultadas, frente al escaso porcentaje que trata del resto de modos de aproximarse a la cuestión.

El segundo rasgo distintivo de la literatura balear sobre este respecto, viene representado por la escasez de esfuerzos dirigidos hacia el estudio de las microformas de lapiaz costero en nuestro ámbito geográfico; de hecho sólo un 5 % de las publicaciones analizadas abordan esta vertiente, frente al porcentaje muy superior (25 %) constatado al efectuar la revisión bibliográfica general. Por contra, tal como ya hemos adelantado, la abundancia relativa de referencias dedicadas a aspectos tales como espeleocronología, interferencias entre endokarst y dinámica litoral, paleokarst, o calas, es notablemente similar a la observada a nivel general.

En suma, las investigaciones realizadas acerca del karst litoral de las islas Baleares no desmerecen, e incluso destacan en aspectos concretos, en comparación con lo que es habitual en otras áreas geográficas. No obstante algunas parcelas específicas, como pueden ser los procesos de bioerosión costera, presentan un grado de conocimiento en exceso elemental.

2. EL ÁREA GEOGRÁFICA ESTUDIADA: EL LEVANTE DE MALLORCA

2.1. Características fisiográficas y geomorfológicas generales

Mallorca es la mayor de las islas del archipiélago balear, con una extensión de 3.667 km² incluyendo los islotes adyacentes a ella. Se localiza en el seno de la cuenca del Mediterráneo Occidental, estando ubicada entre los 2° y los 4° de longitud Este y los 39° y 40° de latitud Norte.

La isla presenta una forma cercana a un rombo, dispuesto con sus vértices dirigidos de manera aproximada hacia los cuatro puntos cardinales. Los lados nordoccidental y sudoriental de esta figura cuadrangular vienen delimitados por la existencia de dos alineaciones montañosas —la Serra de Tramuntana y las Serres de Llevant—, que discurren paralelas en dirección SW-NE; en los costados nordoriental y sudoccidental se disponen cuencas subsidentes, las cuales originan las grandes bahías de Alcúdia y de Palma.

Desde el punto de vista exclusivamente topográfico se individualizan en la isla tres unidades mayores (Figura 7) que se describen a continuación:

- La Serra de Tramuntana delimita la costa NW de Mallorca, y alcanza una longitud cercana a los 90 km. Posee un relieve muy enérgico, situándose en ella las mayores alturas de nuestra geografía (Puig Major de Son Torrella, 1.447 m; Puig de Massanella, 1.364 m) totalizando más de una docena de picos superiores a los 1.000 metros de altitud.
- Las Serres de Llevant, que corren más o menos paralelas a la costa SE de la isla, presentan por su parte una topografía poco vigorosa en comparación con la unidad precedente. Sus máximas altitudes superan en contadas ocasiones los 500 metros.
- Entre las dos sierras se extiende una zona central relativamente llana —el Pla—, en la cual sobresalen diversas elevaciones montañosas

como el Massís de Randa o el Puig de Bonany. Esta unidad del relieve se prolonga asimismo a lo largo de la costa SE de Mallorca, formando una orla tabular que contornea buena parte de las Serres de Llevant.

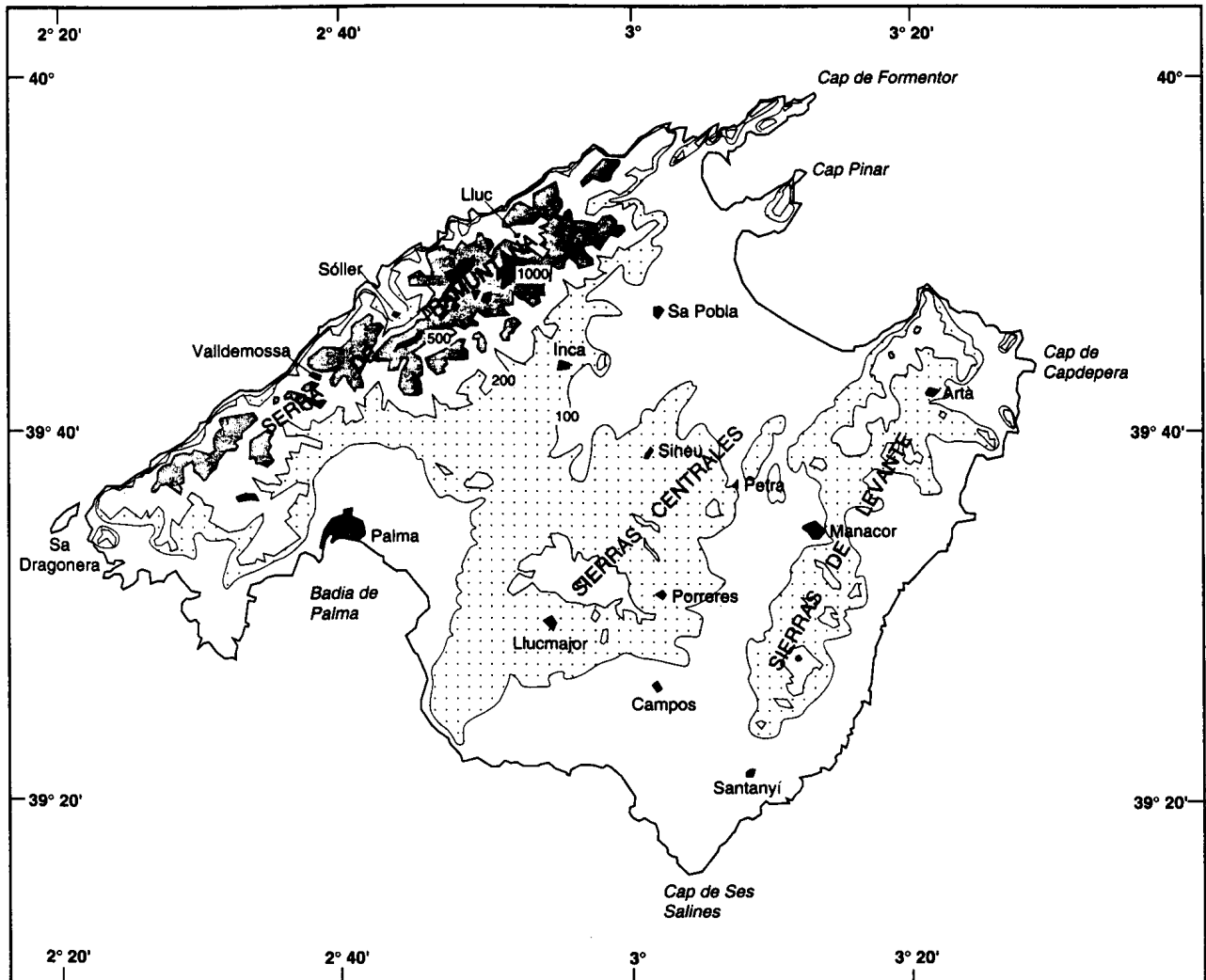


Figura 7: Mapa topográfico de la isla de Mallorca, según GELABERT (1998). Están representadas solamente las isohipsas de 100, 200, 500 y 1000 metros. Se distinguen con claridad las tres unidades mayores del relieve individualizadas en el texto: la Serra de Tramuntana, las Serres de Llevant, así como el Pla con las sierras centrales y la plataforma costera sudoriental.

Esta simplicidad en cuanto a sus grandes rasgos fisiográficos ha sido matizada por numerosos autores, quienes han elaborado diferentes propuestas de zonificación o comarcalización de Mallorca basadas en criterios diversos. Así, ROSSELLÓ-VERGER (1974), por ejemplo, utiliza una división territorial en cinco unidades —Muntanya, Raiguer, Pla, Llevant y

Migjorn— en la cual toman ya carta de naturaleza las dos regiones naturales en las que se encuadra la costa oriental de la isla: el Llevant constituido por materiales carbonatados mesozoicos estructurados por la orogenia alpina, y el Migjorn integrado por depósitos calcareníticos postorogénicos del Mioceno Superior. Más adaptada todavía a la orientación geomorfológica de las presentes investigaciones está la zonificación empleada por RODRÍGUEZ-PEREA (1992) y por SERVERA (1995), autor este último que distingue hasta ocho unidades morfoestructurales distintas que aparecen reflejadas en la Figura 8; la zona objeto de estudio queda enmarcada —como ya sucedía antes— en las unidades morfoestructurales de las Serres de Llevant y del Migjorn.

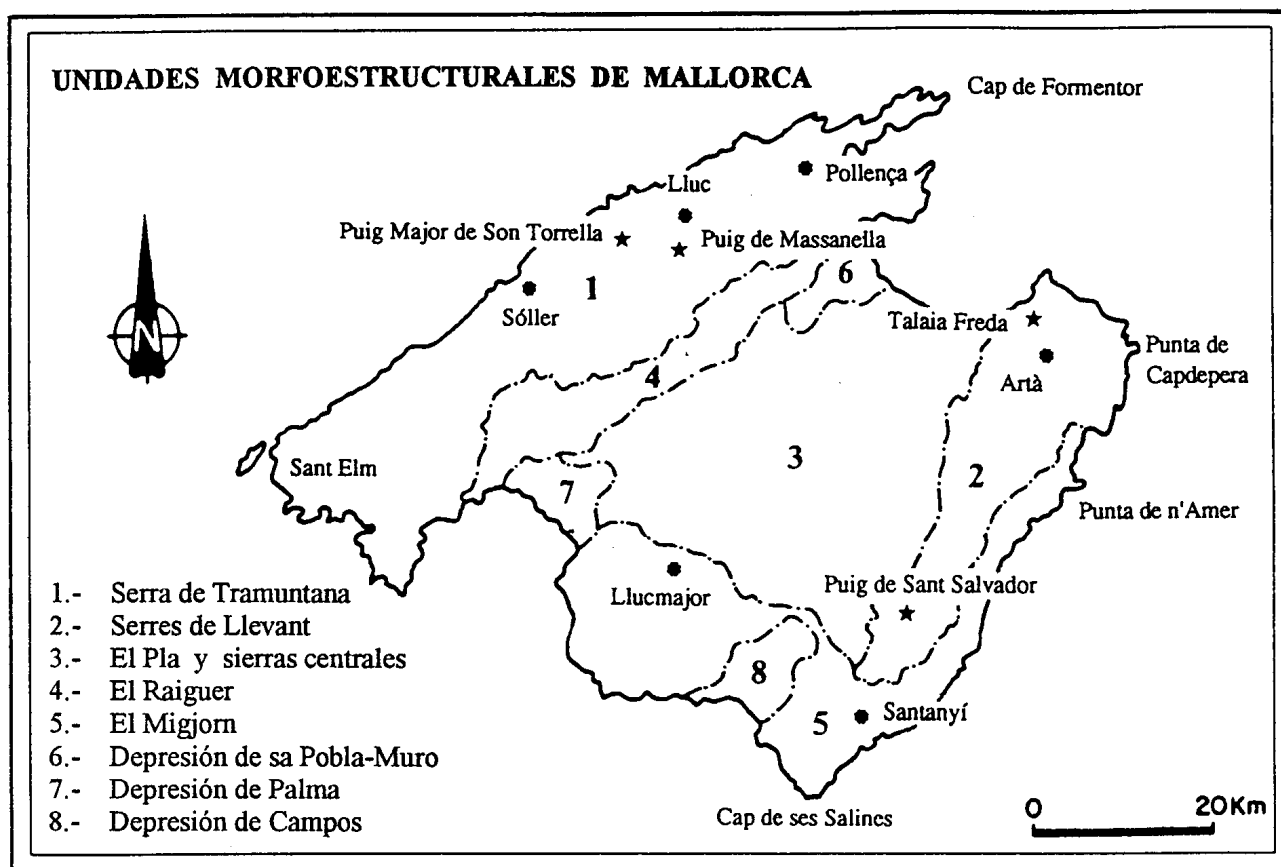


Figura 8: Unidades morfoestructurales de la isla de Mallorca, según SERVERA (1995).

Nótese cómo el área objeto de nuestra atención —comprendida entre la Punta de Capdepera y el Cap de ses Salines— forma parte de dos unidades morfoestructurales distintas: las Serres de Llevant y el Migjorn.

El relieve. Centrándonos ya en la parte más oriental de Mallorca, diremos que se halla conformada por una alineación de colinas y montañas de apariencia redondeada, con escasas zonas de acantilados concentradas sobre todo en la vertiente nordoccidental de las montañas de Artà, aparte claro está de los cantiles existentes a lo largo de la línea de costa. Las alturas máximas superan por muy poco los 500 metros en las siguientes tres elevaciones: sa Talaia Freda (563 m) y Puig de Ferrutx (520 m) en el municipio de Artà, y el Puig de Sant Salvador (510 m) en el término de Felanitx. En su conjunto, las Serres de Llevant configuran unos relieves discontinuos, que son más vigorosos hacia el NE y se van suavizando hacia el SW; se pueden diferenciar, dentro de esta primera unidad morfoestructural, tres agrupaciones montañosas principales de norte a sur: las montañas de Artà, la sierra de Calicant, y el sector del Puig de Sant Salvador - Santueri.

Las montañas de Artà se disponen al norte de esta población, formando una compleja barrera orográfica de 563 metros de altitud máxima (sa Talaia Freda, o Puig de Son Morell), que cierra la bahía de Alcúdia por el sureste. El relieve de estas elevaciones calcáreas es marcadamente asimétrico: sectores acantilados se disponen siguiendo su vertiente nordoccidental, mientras que en dirección sureste las montañas y colinas van perdiendo altura hasta alcanzar diversas llanuras aluviales del municipio de Capdepera. Por su parte, la sierra de Calicant representa de hecho la prolongación hacia el suroeste de las montañas de Artà, culminando en el Puig d'Alpare (488 m) y la Muntanya de Calicant (473 m); los dos conjuntos montañosos citados suponen una importante divisoria hidrográfica, que separa la cuenca de Alcúdia de aquellas otras que drenan hacia la costa oriental de Mallorca. Finalmente, al sur de la población de Manacor se extiende una larga y dispersa serie de elevaciones (Puig de So na Moixa, 334 m; Mola des Fangar, 319 m; Puig de sa Comuna Grossa, 433 m; Santueri, 423 m; Puig de s'Envestida, 419 m) cuyo punto culminante es el Puig de Sant Salvador, con sus 510 metros. Buena parte de estas montañas y colinas se orientan de NW a SE —o sea, transversales a la dirección

general de las Serres de Llevant— favoreciendo la presencia de torrentes de fuerte pendiente, que en momentos de precipitaciones intensas pueden ocasionar importantes avenidas.

Los relieves descritos se encuentran rodeados hacia el sureste por una superficie tabular de unos 40 metros de altitud media, la cual contornea a modo de orla las Serres de Llevant constituyendo la segunda unidad morfoestructural de nuestro interés, es decir el Migjorn (ver Figura 8). Esta franja costera se extiende desde aproximadamente la Punta de n'Amer hasta bastante más allá del Cap de ses Salines, presentando una anchura de unos 5 kilómetros por término medio; da lugar a un tipo de paisaje muy característico, que permite hablar de las “*marines*” de Santanyí y de Llevant por analogía con los rasgos definitorios de la Marina en sentido estricto, es decir la de Llucmajor (ROSSELLÓ-VERGER, 1964). Este paisaje típico del sur y sureste de Mallorca, queda definido por la existencia de una plataforma calcárea subhorizontal, en la que se encajan barrancos —a veces de dimensiones considerables— los cuales dan origen a espectaculares calas al alcanzar la línea de costa. Ésta suele presentarse en forma de acantilados litorales de hasta 30 metros de altura, pudiendo llegar a ser muy articulada (índice de articulación $>2,5$) allí donde abundan las penetraciones marinas ligadas a la desembocadura de sistemas torrenciales.

La fisiografía de la zona oriental de Mallorca, es el resultado de la actuación de procesos morfogenéticos pertenecientes a tres dominios geomorfológicos principales: el sistema de erosión fluvio-torrenciales —con la correspondiente evolución de los interfluvios que integran la red hidrográfica—, el dominio litoral, y el modelado kárstico ligado a la naturaleza calcárea de los materiales aflorantes. Sin ánimo de profundizar en ninguna de estas materias, se dedican a continuación algunas consideraciones a la descripción de cada uno de dichos dominios.

La red hidrográfica. La alineación montañosa de las Serres de Llevant (alargada de SW a NE) representa una divisoria hidrográfica relevante, que

origina la yuxtaposición —a lo largo de la costa oriental de Mallorca— de numerosas cuencas hidrográficas, las cuales drenan en dirección aproximada SE. La magnitud de estas cuencas es muy variable siendo en términos generales modestas, ya que en contadas ocasiones superan los 50 km² de superficie. JANSÀ (1951) agrupa este rosario de pequeñas unidades hidrográficas en dos macro-cuencas, que denomina como Cuenca Litoral de Levante y Cuenca de Artà, diferenciación algo artificiosa basada en criterios de tipo orográfico y paisajístico.

La hidrografía superficial de la vertiente sudoriental de la isla, en el tramo comprendido entre el Cap de ses Salines y la Punta de n'Amer (Figura 9), ha sido estudiada por GRIMALT *et al.* (1990) empleando técnicas de análisis multivariante aplicadas a la morfometría de las cuencas. Estos autores distinguen 36 unidades hidrográficas diferentes cuyo tamaño se incrementa hacia el norte, donde están localizadas las dos cuencas mayores: la de ses Talaioles (57 km²) y la de Ca n'Amer (76 km²), que desembocan respectivamente en Portocristo y en s'Illot. El análisis morfométrico realizado les permite diferenciar hasta seis tipologías de cuencas, cuyas superficies superan por norma los 10 km² cuando sus cabeceras alcanzan de lleno las zonas montañosas de las Serres de Llevant. En estas circunstancias las cabeceras de las cuencas presentan densidades de drenaje relativamente altas, asociadas a una gran abundancia de cursos cortos correspondientes a los órdenes inferiores. Por el contrario, las unidades hidrográficas de dimensiones menores a 10 km² no suelen llegar a las elevaciones montañosas interiores, sino que se excavan en su totalidad en la plataforma del Mioceno Superior; los cursos que las drenan presentan densidades de drenaje inferiores, así como pendientes moderadas (<20 ‰) si las comparamos con los valores más elevados de las cuencas de mayor entidad superficial.

La hidrografía de las montañas de Artà se caracteriza por la presencia de cuencas excavadas del todo en los materiales plegados de las Serres de Llevant, cuyos cursos desaguan asimismo en dirección SE. Las

**HIDROGRAFIA SUPERFICIAL
DE LA VERTIENTE SE DE MALLORCA**

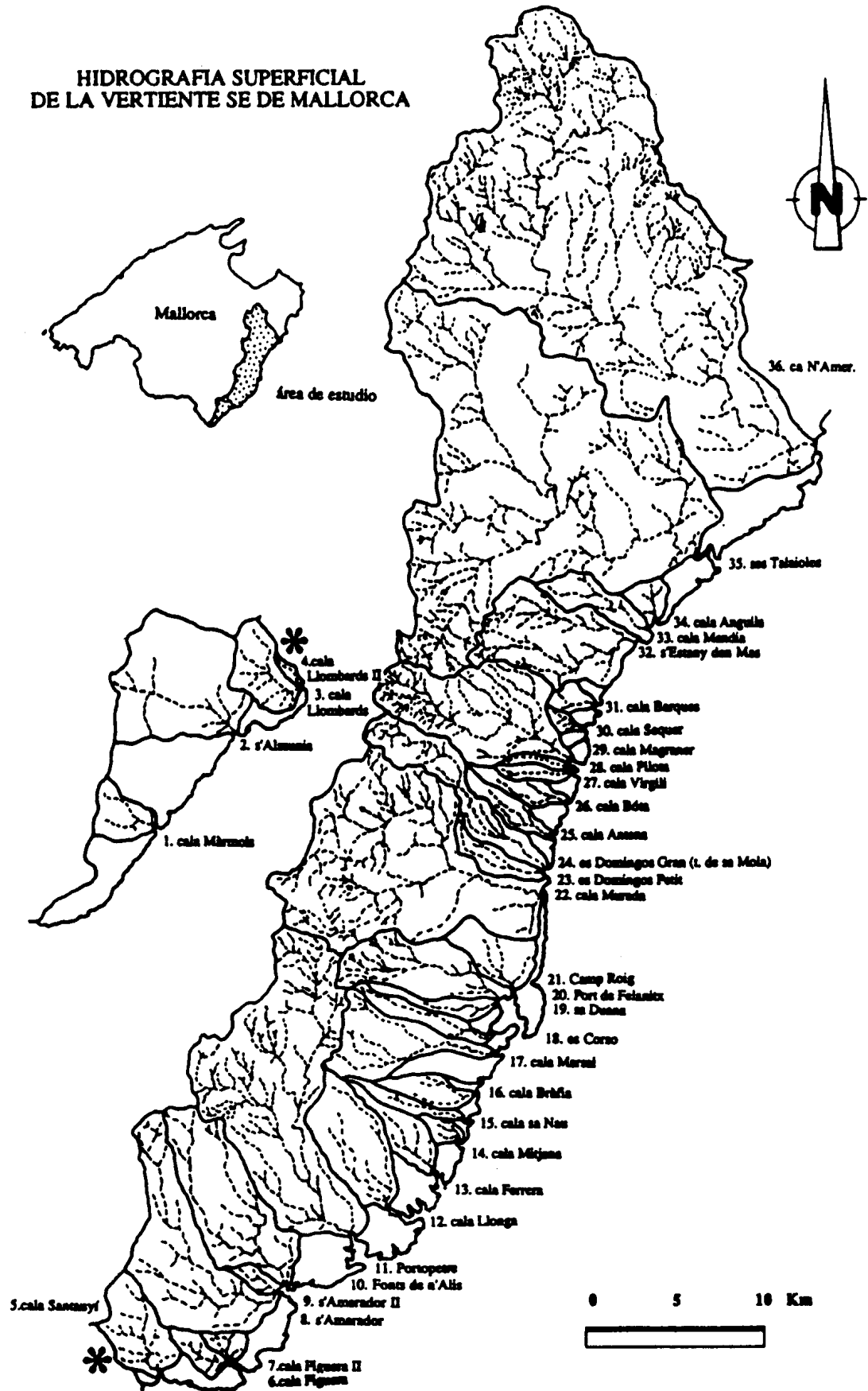


Figura 9: Red hidrográfica de la vertiente sudoriental de Mallorca, según GRIMALT *et al.* (1990).

dimensiones de estas unidades superficiales suelen oscilar en torno a los 10-20 km², salvo en el caso del Torrent de Canyamel cuya extensión se eleva hasta 80 km².

Es conveniente dejar constancia de que en los relieves tabulares de las “*marines*” de Santanyí y de Llevant (unidad morfoestructural del Migjorn) es posible individualizar áreas dotadas de drenaje endorreico, como sucede en la zona deprimida del Camp den Torrella (Santanyí). Otros sectores de esta plataforma carbonatada poseen un comportamiento arreico, relacionado con la escasez de precipitaciones y el carácter karstificable del sustrato rocoso; su ubicación, en los límites imprecisos que separan cuencas de dimensiones reducidas, favorece esta situación de nula actividad hidrológica superficial.

Los sedimentos asociados al dominio fluvio-torrencial no han sido objeto todavía de investigaciones detalladas, en la mitad oriental de Mallorca. No obstante, en las Serres de Llevant se han estudiado interesantes abanicos aluviales —interrelacionados con sedimentos eólicos y/o marinos del Pleistoceno Superior (RODRÍGUEZ-PEREA, 1998; GÓMEZ-PUJOL, 1999; ROSE & MENG, 1999)— pero las localidades descritas se encuentran fuera del área de nuestro interés, ya que se sitúan en la vertiente nordoccidental de las montañas de Artà, la cual contribuye a delimitar la bahía de Alcúdia.

La costa. La morfología de la línea de costa muestra unos rasgos más bien simples, que se encuadran a la perfección dentro de la clasificación del litoral mallorquín propuesta en su día por ROSSELLÓ-VERGER (1975). En su gran mayoría se trata de costas acantiladas típicas de las “*marines*”, con alturas que oscilan entre los 10 y los 30 metros, las cuales evidencian la clara estratificación subhorizontal de los materiales calcáreos miocénicos. La relativa monotonía de este tipo de litoral se ve sólo rota por abundantes penetraciones marinas —las calas—, sitas en la desembocadura de los sistemas torrenciales encajados en la plataforma del Migjorn (ROSSELLÓ-

VERGER, 1995). En dichas calas se generan con frecuencia pequeñas zonas húmedas, como las existentes en s'Amarador (Santanyí) o en Cala Magraner (Manacor), formadas a causa de la presencia de cordones litorales de arenas o de cantos. No faltan pequeños tramos de costa en escalón —costa de *nip*— localizados sobre todo en los extremos sur y norte de esta franja costera tabular, concretamente en las proximidades del Cap de ses Salines (Santanyí) y de la Punta de n'Amer (Sant Llorenç des Cardassar); en esas áreas los materiales calcareníticos tortonienses-messinienses pierden altura al verse afectados por tendencias subsidentes, que dan lugar a la existencia de extensas playas de arena como las de Sa Coma y Cala Millor (Sant Llorenç des Cardassar) y las de Cala Bona (Son Servera).

A lo largo de la franja litoral de las montañas de Artà, alternan numerosos fragmentos donde las calizas mesozoicas forman acantilados importantes, junto a otros sectores de costas bajas relacionadas con la desembocadura de cursos torrenciales. La disposición de estos cursos —y sus calas asociadas— con frecuencia viene condicionada por las directrices estructurales de las Serres de Llevant, tal como se observa en el conjunto de calas situado más al norte del Cap des Freu (Capdepera), entre las que se cuentan la Platja de sa Mesquida, Cala Torta, Cala Mitjana, Cala Estreta, y es Matzoc.

En puntos concretos es posible observar entalladuras litorales —*marine notches*— ligeramente elevadas, excavadas por paleoniveles marinos holocénicos y/o del Pleistoceno Superior; algunas veces estas morfologías se hallan asociadas a depósitos groseros de playa consolidados, como sucede por ejemplo en Cala Magraner (Manacor). Por otra parte, en toda la costa de las “*marines*” de Santanyí y de Llevant son frecuentes las plataformas de abrasión marina, dispuestas a diferentes elevaciones y correspondientes a antiguos niveles marinos pleistocénicos interglaciales (CUERDA, 1975). En muchas ocasiones este tipo de formas puede resultar de interpretación dudosa, al coincidir estas rasas con las discontinuidades deposicionales (planos de estratificación) de los depósitos carbonatados del Mioceno Superior del Migjorn mallorquín.

Por lo que respecta a los ambientes sedimentarios propios del dominio litoral, destacaremos la existencia de algunos sistemas playa-duna actuales bien desarrollados, entre los que destaca el de la Platja de sa Mesquida, en Capdepera (SERVERA, 1997). Asimismo, a lo largo de todo el Levante de Mallorca son abundantes los depósitos eólicos pleistocénicos, que se presentan en forma de dunas ascendentes adosadas a los acantilados costeros (FORNÓS *et al.*, 1983; CLEMMENSEN *et al.*, 1997).

El modelado kárstico. La naturaleza calcárea de nuestro territorio insular hace que este modelado se erija en una de las piezas clave, de cara a la caracterización geomorfológica del área en la que se centran las presentes investigaciones. Como sea que el endokarst es objeto más adelante de un tratamiento pormenorizado, efectuado atendiendo a aproximaciones diversas, nos ocuparemos ahora tan sólo de apuntar los rasgos generales que muestra el modelado exokárstico en la porción oriental de la isla.

Para centrar este tema nos referiremos a la zonificación que es factible establecer en Mallorca, en base a los caracteres diferenciales del karst en sus distintas regiones naturales (GINÉS & GINÉS, 1989b). La Figura 10 recoge las grandes unidades kársticas que se pueden distinguir en nuestro ámbito geográfico, expresando asimismo las peculiaridades tanto de la endo- como de la exokarstificación en cada una de ellas. En concreto la zona en estudio incluye, como ya es sabido, las Serres de Llevant y el Migjorn, regiones kársticas bien diferenciadas con respecto a la Serra de Tramuntana; unidad esta última que destacaría por representar el máximo exponente cualitativo y cuantitativo de la isla, en lo que atañe al desarrollo de las formas de superficie propias de los relieves calcáreos.

Ocupándonos en primer lugar de las depresiones kársticas, se constata que las dolinas de disolución son muy poco abundantes, observándose a lo sumo algunas de pequeña magnitud en las elevaciones de las montañas de Artà, así como algún ejemplar aislado en la plataforma

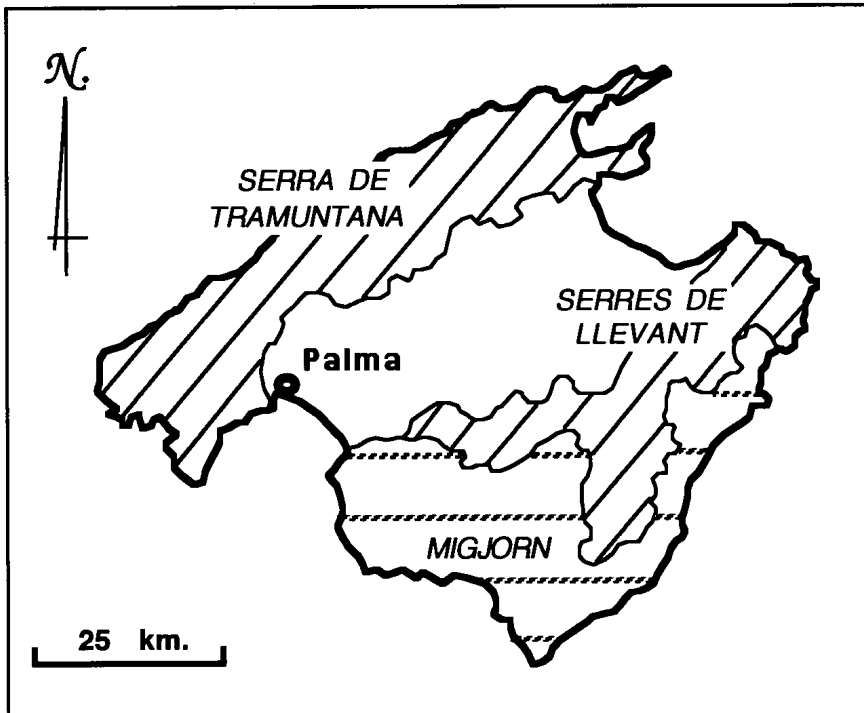


Figura 10:
Regiones kársticas principales de la isla de Mallorca.
Para cada una de ellas se ha indicado su caracterización geomorfológica, en base a los condicionantes geológicos y a las peculiaridades cualitativo-cuantitativas de sus morfologías exo- y endokársticas.

regiones kársticas	marco geológico		formas exokársticas			formas endokársticas		
	materiales plegados	tabular post-orogénico	grandes depresiones	dolinas	lapiaz	cavidades verticales	formas de drenaje horizontal	cuevas de desarrollo clástico
SERRA DE TRAMUNTANA	●		◆	◆	◆	◆	◆	◆
SERRES DE LLEVANT	●			◇	◇	◇	◇	◇
MIGJORN		●	◇	◇			◇	◆

◆ abundancia ◇ presencia

del Migjorn. La depresión decamétrica donde se abre la Cova des Xots (Manacor), es un bonito espécimen de dolina de disolución con su fondo plano, que además drena subterráneamente a través de una cueva penetrable. Existen también —en los materiales calcáreos postorogénicos del Mioceno Superior— algunas dolinas de hundimiento resultantes del colapso de vacíos subyacentes, como por ejemplo los Clots des Cendrar, en Son Josep Nou, o el Clot de sa Clova Rodona, en Can Frasquet (todos ellos en el municipio de Manacor); aunque no puedan ser consideradas como depresiones exokársticas, las entradas de numerosas cuevas del Migjorn (Cova des Serral, Cova de sa Gleda, Cova des Pont...) constituyen a su vez

espectaculares morfologías de hundimiento, las cuales marcan el paisaje de esta monótona plataforma costera. En cuanto a depresiones de mayor entidad superficial, es posible reseñar tan sólo las Comes de Son Granada (ROSSELLÓ-VERGER, 1964) situadas en la Marina de Lluçmajor y, por tanto, fuera de la zona en estudio. Dentro de este epígrafe hay que recordar la existencia —en la región kárstica del Migjorn— de abundantes áreas deprimidas endorreicas o arreicas que, sin llegar a constituir morfologías exokársticas remarcables, son resultado y exponente del carácter calcáreo del sustrato.

El lapiaz está presente en las elevaciones de las Serres de Llevant con tipologías en las que interviene la escorrentía superficial (*rillenkarren*, *rinnenkarren*...), así como otras variedades de lapiaz ya sea estructural (*kluftkarren*) o generado bajo cobertura edáfica (*subsoil lapiaz*). Aún así, el meso- y micromodelado de las superficies calcáreas no alcanza unas características comparables a las que ofrece en la Serra de Tramuntana (GINÉS, 1999). Debe tenerse en cuenta que los afloramientos calcáreos son aquí mucho más limitados, y el contexto bioclimático y geomorfológico es menos favorable a la generación de campos de lapiaz espectaculares. Por otra parte, el micromodelado exokárstico en la plataforma del Migjorn es muy pobre; solamente vale la pena mencionar formas diversas de lapiaz cavernoso (*kavernosen karren*), generadas bajo una poco potente formación edáfica. La apariencia esponjosa de las morfologías observables está fuertemente condicionada por la litología de los depósitos calcareníticos del Mioceno Superior, los cuales se encuentran con frecuencia muy bioturbados y son en extremo heterogéneos desde el punto de vista textural.

Para terminar conviene referirse a las abundantes y variadas morfologías de disolución del roquedo calcáreo que se dan en las inmediaciones de la costa. Los ambientes mesolitoral y supralitoral albergan toda suerte de microformas de lapiaz costero (cubetas de diferentes tipos, pequeños pináculos, superficies fuertemente corroidas de apariencia alveolar...) originadas por procesos bioerosivos así como de disolución inorgánica. En la más o menos estrecha franja supralitoral es muy importante

el papel del spray salino, que contribuye al modelado de las extensiones de lapiaz más conspicuas y destacables de la región kárstica del Migjorn; estos lapiazes circalitorales alcanzan un desarrollo notable, dentro de un contexto caracterizado por la pobreza de las formaciones edáficas y vegetales existentes, la cual es consecuencia lógica de las duras condiciones ambientales impuestas por la proximidad a la línea de costa.

En un terreno calcáreo como Mallorca, el karst es sin duda uno de los principales factores definitorios del paisaje. Esta afirmación es innegable, por ejemplo, en la Serra de Tramuntana, donde la espectacularidad de su exokarst determina la fisiografía de esa unidad geográfica. En el caso del Levante de la isla, la trascendencia del karst como determinante paisajístico no es tan evidente, ya que la gran relevancia de los procesos ligados a la disolución de la roca calcárea se traduce en un importantísimo modelado endokárstico; su conocimiento y evaluación requieren echar mano no ya de la asequible visita y estudio a nivel de superficie, sino de la incursión espeleológica revestida de mayor o menor dificultad técnica. Aún a pesar de este carácter oculto de algunas de las peculiaridades geográficas del Migjorn de Mallorca —al tratarse de fenómenos hipogeos—, la clarividencia de investigadores como DARDER (1930) ya se refería a esta región natural afirmando que es una de las áreas kársticas por excelencia de nuestra isla, aunque la relevancia de sus formas de superficie sea de hecho mínima.

2.2. Los condicionantes geológicos

Cualquier investigación de índole geomorfológica ha de tener en consideración los factores condicionantes que el contexto geológico —litoestratigrafía y estructura— impone a la génesis y evolución del relieve. Esta referencia es de suma importancia al tratar de los fenómenos asociados a la karstificación, puesto que los factores geológicos son determinantes no tan sólo en el modelado externo de estos territorios, sino que además rigen su particular hidrología subterránea participando, al mismo tiempo, en el control de los procesos que intervienen en la formación de cavidades endokársticas. En esta línea, el presente capítulo se propone aportar algunos datos concisos pero suficientes, que permitan valorar cómo la geología es el principal factor explicativo a la hora de abordar la endokarstificación de la zona en estudio. Para ello se efectúa acto seguido una exposición breve de las características geológicas del Levante de Mallorca.

Son bastante abundantes las obras generales sobre geología de Mallorca, efectuadas unas veces con finalidades divulgativas y en otras ocasiones destinadas a presentar visiones resumidas de la materia. La consulta, entre otras, de las obras de COLOM (1975), FORNÓS & GELABERT (1995), RODRÍGUEZ-PEREA (1992), RODRÍGUEZ-PEREA & GELABERT (1998) y POMAR (1979), es obligada para acceder a perspectivas diversas sobre los rasgos básicos de la geología de la mayor de las islas Baleares. También abundan los estudios de detalle, que se han centrado en unidades geográficas o estratigráficas concretas; sin ánimo de exhaustividad, mencionaremos en este sentido los trabajos de FALLOT (1922), GELABERT *et al.* (1992) y GELABERT (1998) sobre la Serra de Tramuntana, las publicaciones de DARDER (1925), BOURROUILH (1983) y SÀBAT (1986) acerca de las Serres de Llevant y, finalmente, la monografía de POMAR *et al.*

(1983c) sobre el Terciario de las Baleares, donde se da cumplida cuenta de la litoestratigrafía del Mioceno Superior en el sur y levante de Mallorca. Las informaciones contenidas en las publicaciones citadas suponen los puntos de referencia necesarios para complementar el esbozo geológico que se desarrolla en las páginas siguientes, representando de hecho el grueso de los conocimientos que han servido de base para su elaboración.

2.2.1. Aspectos litoestratigráficos

Como ya ha sido expuesto al tratar de las unidades fisiográficas que configuran nuestra isla, cabe distinguir en ella dos alineaciones montañosas principales formadas sobre todo por depósitos mesozoicos fuertemente estructurados, así como una amplia zona llana central —que se extiende a su vez hacia el sur y sureste— integrada por materiales discordantes postorogénicos, los cuales comprenden desde el Mioceno Superior hasta el Cuaternario (Figura 11).

En términos generales, la estratigrafía de Mallorca abarca desde el Carbonífero hasta el Holoceno, mostrando un importante hiato en la base del Terciario. La Figura 12 nos enseña una columna estratigráfica sintética, aportada por GELABERT *et al.* (1992), válida con ligeras matizaciones para el conjunto de la isla. Desde el punto de vista de la litología, el rasgo común más destacable es la predominancia de materiales carbonatados —calizas, dolomías, conglomerados calcáreos, calcarenitas...— frente a una pobre representación de rocas siliciclásticas. Las características sedimentológicas de los materiales presentes son bastante variadas, incluyendo ambientes sedimentarios muy diversos que van desde facies de tipo lacustre hasta otras de carácter marino pelágico, pasando por facies litorales, de plataforma y de talud; esta acusada variabilidad se relaciona con las diversas etapas en la estructuración tectónica del área, las cuales fueron ocasionando cambios notables en los ambientes deposicionales documentados en la dilatada historia geológica de nuestra isla. Se pasará revista a continuación a la litoestratigrafía de las rocas aflorantes en la mitad oriental de Mallorca.

El Mesozoico. Los materiales más antiguos presentes en las Serres de Llevant corresponden al Keuper, estando formados por sedimentos pelíticos, con intercalaciones de evaporitas y de rocas vulcanoclásticas. La sedimentación durante el Triásico Superior refleja un acontecimiento regresivo notable, que conlleva la acumulación de sedimentos de carácter

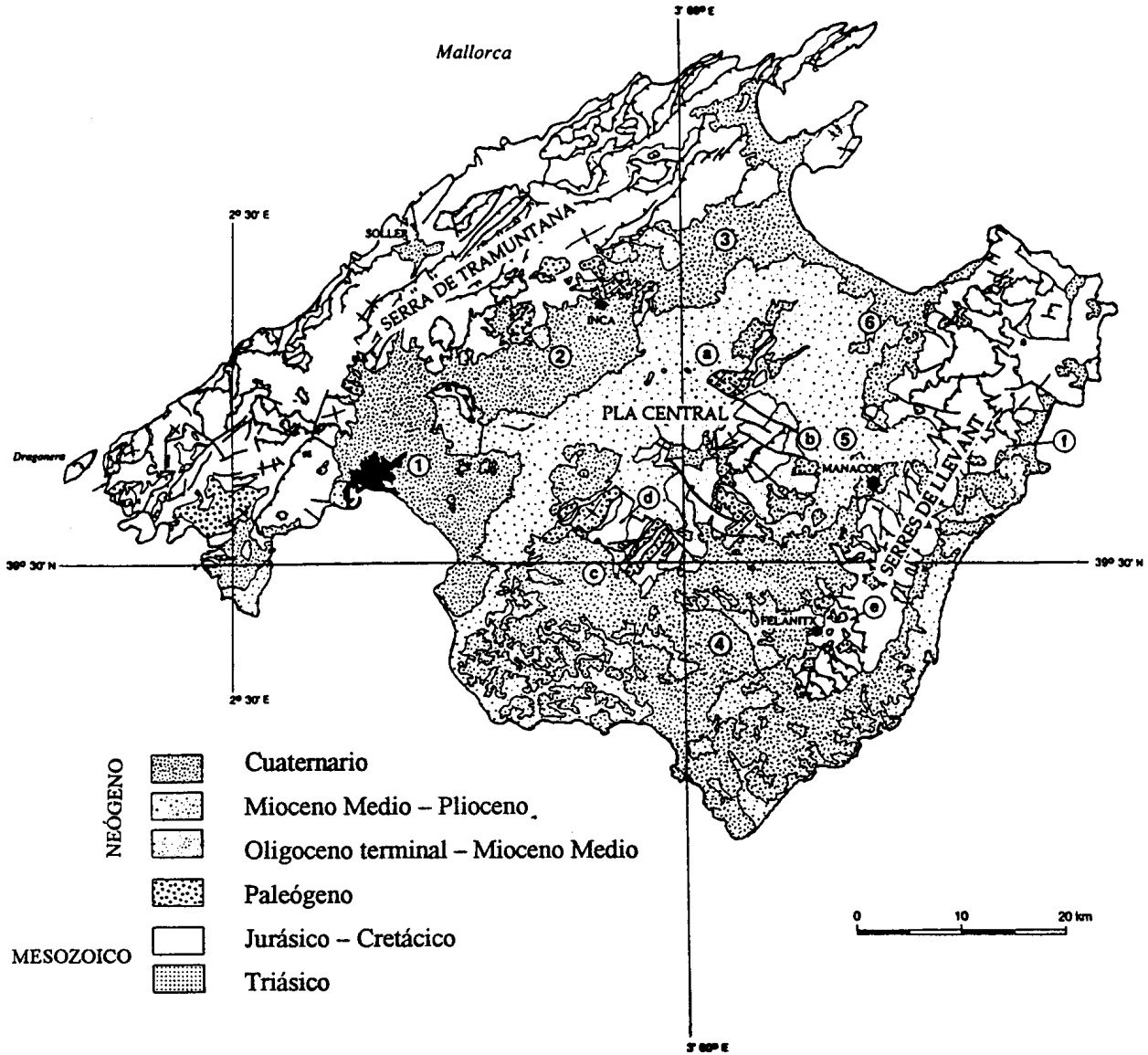


Figura 11: Mapa geológico simplificado de Mallorca, según ROCA (1992). A destacar la predominancia de materiales mesozoicos plegados en las diferentes zonas montañosas, así como los depósitos postorogénicos discordantes que conforman el llano central —el Pla— y el sur y sureste de la isla.

1: cubeta de Palma; 2: cubeta de Inca; 3: cubeta de Sa Pobla; 4: cubeta de Campos; 5: cubeta de Manacor; 6: cubeta de Santa Margalida; a: Sineu; b: Puig de Bonany; c: macizo de Randa; d: Puig de Randa; e: sinclinal de Son Macià - Sant Salvador; f: Son Servera.

continental; hacia el techo de la serie —ya en el tránsito Triásico-Jurásico (Retiense)— se instaure de nuevo la sedimentación marina originándose depósitos dolomíticos, que marcan el paso hacia ambientes deposicionales cada vez más profundos, tendencia que se prolongará durante todo el Mesozoico. El Keuper es el nivel impermeable por excelencia dentro de la serie mesozoica de las Serres de Llevant, jugando por tanto un papel destacado en el comportamiento hidrogeológico muy compartimentado de estos relieves montañosos.

El Jurásico incluye básicamente materiales carbonatados, con unas potencias cercanas a los 500 metros. Estos depósitos evidencian una gran fase transgresiva puesta de manifiesto en la evolución, desde un ambiente de plataforma somera en el Lías, hacia sedimentos de margen continental y facies pelágicas en el Jurásico Medio y Superior. El Lías es una unidad de aspecto masivo que presenta dolomías en su base, las cuales pasan a brechas calcáreas y calizas micríticas hacia el techo. La secuencia liásica termina con niveles de areniscas silíceas y microconglomerados (Toarciense) de distribución muy irregular, pero que constituyen un buen nivel guía a escala regional. Aunque el Lías de las Serres de Llevant presenta un carácter más dolomítico que en la Serra de Tramuntana, la práctica totalidad de manifestaciones kársticas existentes en las elevaciones montañosas de la Mallorca oriental se localizan en la serie carbonatada del Jurásico Inferior; las importantes cavidades subterráneas del Cap Vermell (Capdepera), y aledaños, serían un buen exponente del modelado kárstico que se da en estos materiales calcáreos mesozoicos.

Durante el Jurásico Medio (Dogger) y Superior (Malm) continúa la sedimentación de tipo pelágico y hemipelágico, iniciada al final del Lías. En su conjunto se trata de margocalizas y calizas nodulosas, dispuestas en bancos de orden decimétrico, con abundantes intercalaciones y nódulos de sílex; esta unidad es muy rica en fauna de ammonites, incluyendo niveles considerados como facies de condensación. La potencia del Jurásico Medio y Superior raramente supera los 200 metros, correspondiendo con claridad a una sedimentación de margen continental. La alternancia de depósitos poco

potentes margosos y margocalcáreos hace que estas unidades sean poco relevantes desde el punto de vista de sus morfologías kársticas, al igual que sucede con las rocas cretácicas.

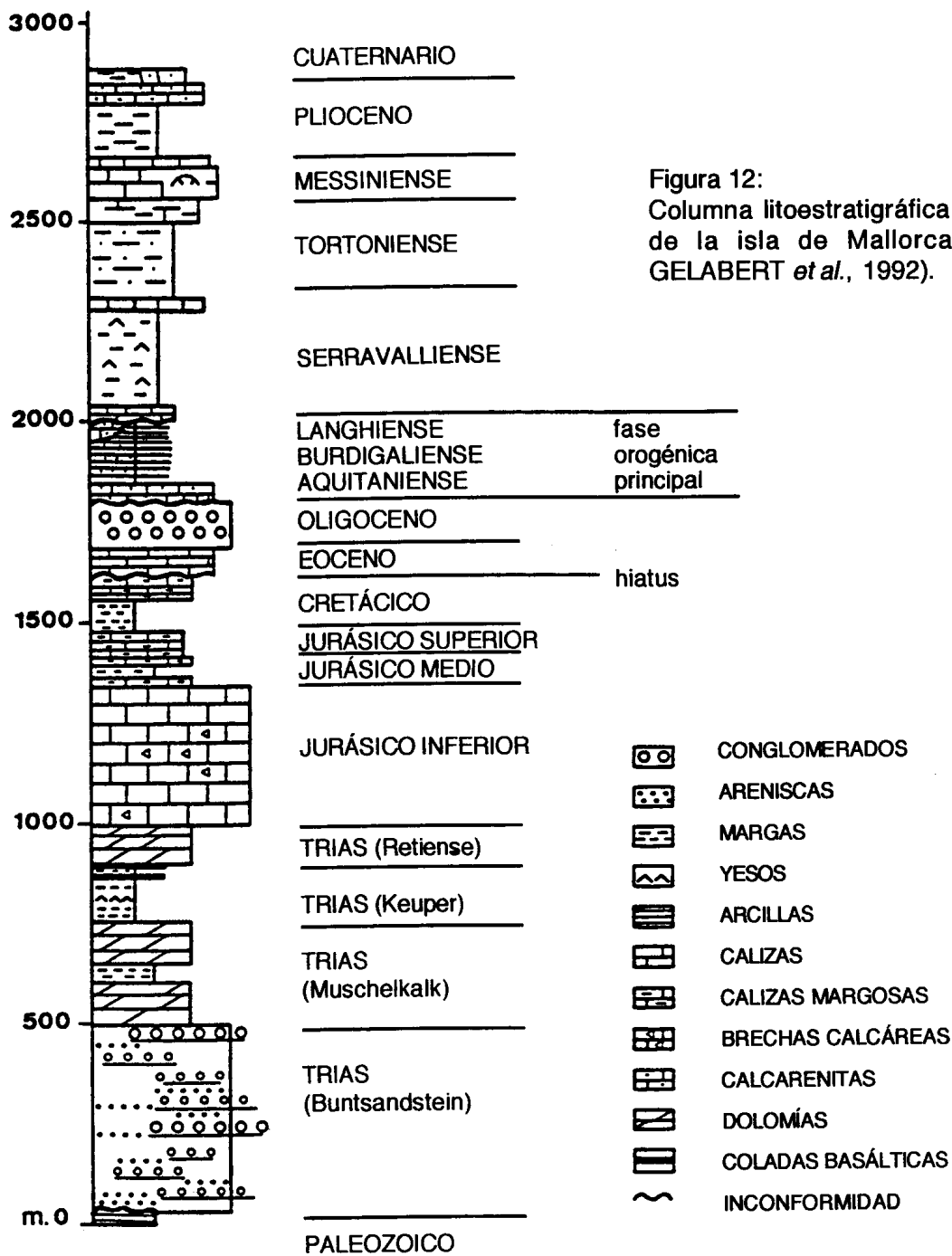


Figura 12:
Columna litoestratigráfica sintética de la isla de Mallorca (según GELABERT *et al.*, 1992).

El Cretácico está pobremente representado en Mallorca, aunque de manera local puede poseer potencias superiores al centenar de metros.

Aparecen en las Serres de Llevant sus niveles inferiores, constituyendo la continuación de unos ambientes sedimentarios pelágicos que implican la deposición —en un mar profundo— de margas y margocalizas blanquecinas con fauna de radiolarios y tintínidos. Este tipo de sedimentación profunda va evolucionando, no obstante, hacia condiciones cada vez más someras, al tiempo que va resultando influenciada por aportes terrígenos.

El Paleógeno. En el área balear no están presentes ni el Paleoceno ni el Eoceno Inferior, a causa de la emersión de la zona ocupada en la actualidad por el golfo de Valencia y las islas Baleares. La actuación de procesos erosivos —durante el comienzo del Cenozoico— que afectaron a estas tierras emergidas podría ser responsable, por otra parte, de la escasa presencia en Mallorca de los depósitos pertenecientes al Cretácico Superior.

En las Serres de Llevant, los primeros materiales de edad paleógena que afloran son depósitos litorales del Eoceno Medio y Superior. Consisten en margas y calcarenitas ricas en nummulites, entre las que se intercalan conglomerados poligénicos procedentes de la erosión de rocas jurásicas y cretácicas; sus potencias a duras penas superan el orden decamétrico. El Oligoceno se encuentra mejor representado que el Eoceno, alcanzando una potencia que puede superar el centenar de metros en algunos puntos. Es ésta una unidad claramente detrítica de carácter continental, que se halla constituida por areniscas masivas con intercalaciones de limos y arcillas. En su conjunto, los depósitos del Paleógeno no son proclives a los fenómenos de karstificación, no conociéndose cavidades subterráneas en ellos.

El Neógeno. Para mayor claridad expositiva, puede ser dividido en dos unidades: un Neógeno pre- y sin-tectónico que abarca hasta el Mioceno Medio (Langhiense), y otro post-tectónico representado por los materiales del Mioceno Superior y Plioceno. El primero de ellos aflora en las Serres de Llevant, y el segundo ocupa la mayor parte de la zona central así como el sur

y sureste de Mallorca (ver Figura 11), estando recubierto de manera discontinua por depósitos cuaternarios.

La secuencia basal del Mioceno está integrada por calcarenitas y conglomerados, los cuales resultan de una sedimentación litoral que tiene lugar sobre un sustrato muy irregular. En el tránsito hacia el Mioceno Medio aparecen depósitos turbidíticos, relacionados con una profundización de las cuencas y sincrónicos con el emplazamiento de las principales láminas cabalgantes. El Mioceno Medio registra las últimas etapas de la estructuración alpina de Mallorca, con la deposición de secuencias regresivas de tipo lacustre y palustre que afloran de modo disperso en el Pla de la isla.

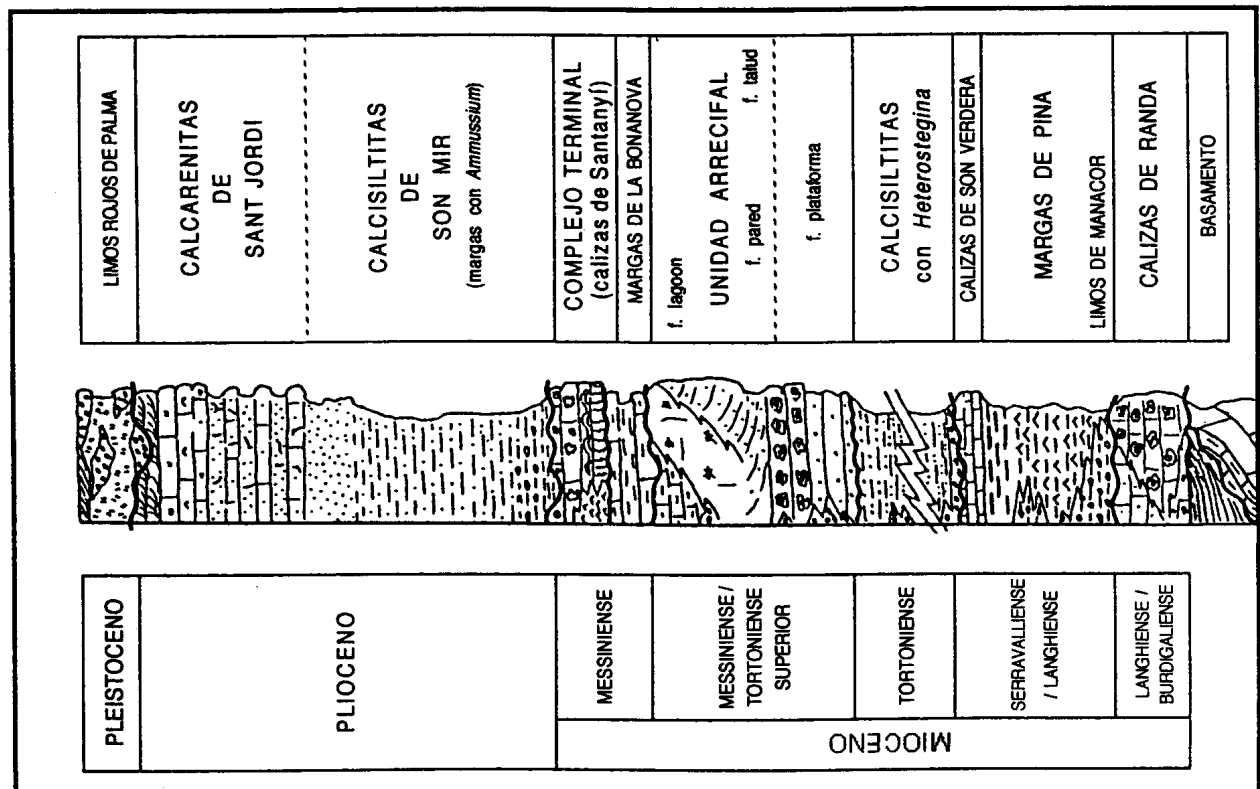
El Mioceno Superior postorogénico está formado por sedimentos carbonatados, cuyas potencias globales pueden superar los 300 metros, los cuales rellenan las zonas que rodean las áreas recién estructuradas. A causa de la elevada potencia de estos depósitos, junto con la extensión de sus afloramientos y las características litológicas de estas rocas calcáreas, se ha configurado en los materiales que nos ocupan ahora una de las más importantes zonas kársticas de Mallorca —el Migjorn—, destacable sobre todo en lo que respecta a la magnitud y peculiaridades de su modelado endokárstico. Para facilitar la descripción pertinente de esta compleja e interesante unidad, en la Figura 13a se muestra una columna sintética del Mioceno Medio y Superior y del Plioceno de Mallorca, tal como la interpretan POMAR *et al.* (1983b).

Tras los últimos depósitos neógenos sin-tectónicos —de edad Langhiense/Serravalliense— el Tortoniense se inicia con una alternancia de calcarenitas y calcisiltitas, sobre las que se dispone discordante un importante paquete de calizas arrecifales masivas. Esta *Unidad Arrecifal* (POMAR, 1991; POMAR *et al.*, 1983a, 1996) alcanza una potencia máxima de 180 metros, presentando asociaciones diversas de facies (de talud, de frente arrecifal, de lagoon) según su posición espacial dentro de este particular ambiente sedimentario. Abundan los edificios coralinos tanto en las facies

de frente como de lagoon, siendo en esta Unidad Arrecifal donde han tenido lugar los procesos iniciales de espeleogénesis, que han dado origen al importante endokarst del Migjorn; la disolución preferencial de las masas de corales es evidente en las paredes de muchas de las cavernas de la zona en estudio. En el plano hidrogeológico, las rocas carbonatadas que componen esta unidad (y por extensión el conjunto de materiales del Mioceno Superior) se caracterizan por tener una porosidad primaria y una permeabilidad muy altas, presentando un comportamiento cercano al de los acuíferos isotrópicos.

Sobre la Unidad Arrecifal —la cual exhibe evidencias claras de paleokarstificación, a las que se aludirá más adelante— se dispone disconforme el *Complejo Terminal*, o formación *Calizas de Santanyí*, de edad Messiniense (FORNÓS & POMAR, 1983, 1984). Éste consiste a grandes rasgos en una secuencia de fangos carbonatados muy bioturbados, alternando con capas de arcillas, los cuales van evolucionando hacia niveles con laminaciones criptalgales sobre los que descansan calcarenitas oolíticas y bioclásticas. En esta unidad del Mioceno terminal, se distinguen habitualmente tres subunidades deposicionales que de base a techo están constituidas por facies de manglares, facies estromatolíticas y, para terminar, los niveles oolíticos que dan nombre a la formación ("Pedra de Santanyí").

La evolución tridimensional de las cuevas inicialmente excavadas en la Unidad Arrecifal, puede alcanzar los niveles del Complejo Terminal —menos karstificables—, produciendo en ocasiones espectaculares hundimientos que permiten observar interesantes cortes naturales de la secuencia Messiniense; la Cova de sa Gleda (Manacor) sería un buen exponente de esta situación (FORNÓS *et al.*, 1989b). Por otra parte, los depósitos del Tortonense-Messiniense forman los acantilados costeros de la zona meridional y oriental de Mallorca, observándose en dichos cantiles localidades que ilustran a la perfección la secuencia sedimentaria fini-Miocena en nuestra isla (Figura 13b).



A

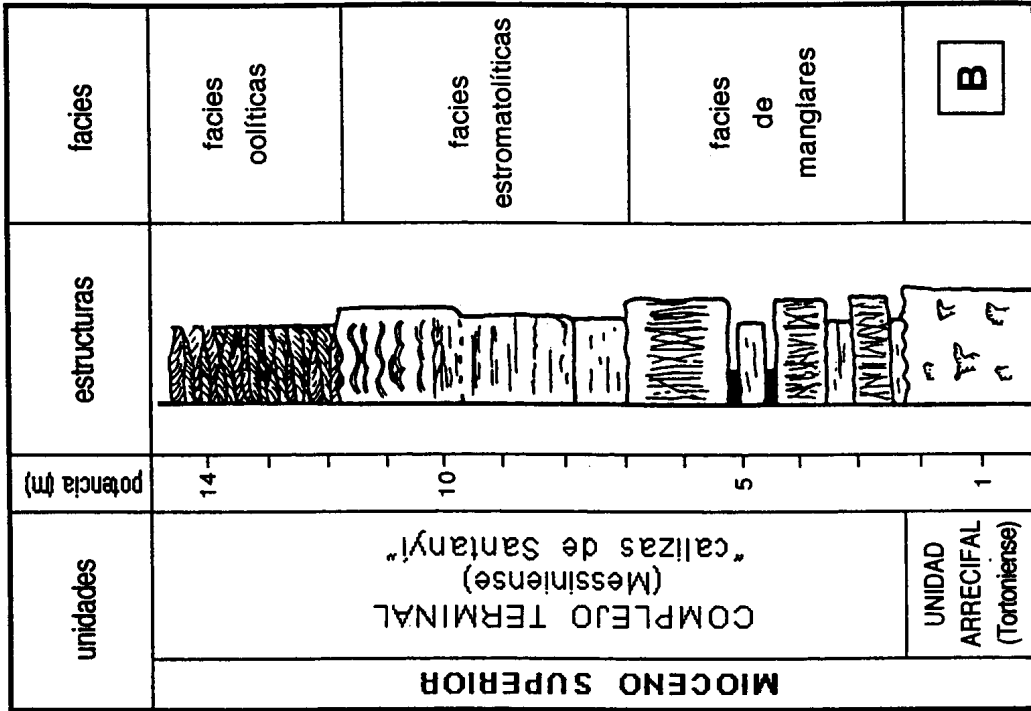


Figura 13: A: columna sintética y unidades del Mioceno Medio y Superior y del Plioceno de Mallorca, según POMAR *et al.* (1983b). B: serie sintética del Complejo Terminal (calizas de Santanyí), de edad Messiniense, en las inmediaciones de Cala Llobards. Según FORNÓS & POMAR (1983), simplificado.

El Plioceno puede alcanzar una potencia cercana a los 200 metros, aunque prácticamente no aflora siendo observable tan sólo en sondeos. Corresponde al relleno de las zonas más deprimidas al pie de las sierras, estando formado por calcisiltitas que van pasando hacia calcarenitas, interdigitándose con niveles de conglomerados.

El Cuaternario. Los materiales cuaternarios (BUTZER & CUERDA, 1962; CUERDA, 1975) se encuentran representados por depósitos litorales de playa, así como eolianitas relacionadas con los episodios glaciales pleistocénicos. También están presentes facies detríticas conglomeráticas de origen aluvial, procedentes del desmantelamiento de las sierras resultantes de la estructuración alpina.

2.2.2. Aspectos estructurales

Mallorca es el territorio emergido de mayor extensión superficial dentro del Promontorio Balear, el cual viene a ser de hecho la continuación hacia el nordeste de las Béticas externas o de las zonas más septentrionales de las internas (Figura 14a). Se trata de un relieve, orientado de SW a NE y submarino en su mayoría, que tiene una longitud de 440 km extendiéndose desde el Cap de la Nau (Alicante) hasta la isla de Menorca. El Promontorio Balear queda delimitado por grandes desniveles y acantilados sumergidos, que definen unos límites muy claros con respecto a los fondos submarinos inmediatos.

Los relieves de nuestra isla constituyen un sector del cinturón de accidentes estructurales producidos por la colisión continental entre las placas ibérica y africana, la cual fue debida a la rotación levógira de África y Arabia como respuesta a la apertura del Atlántico sur. Dicha colisión, que daría origen a las cadenas Béticas y las islas Baleares, comenzó en el Cretácico Superior (84 Ma, aproximadamente) prolongándose hasta el Mioceno Medio (15 Ma).

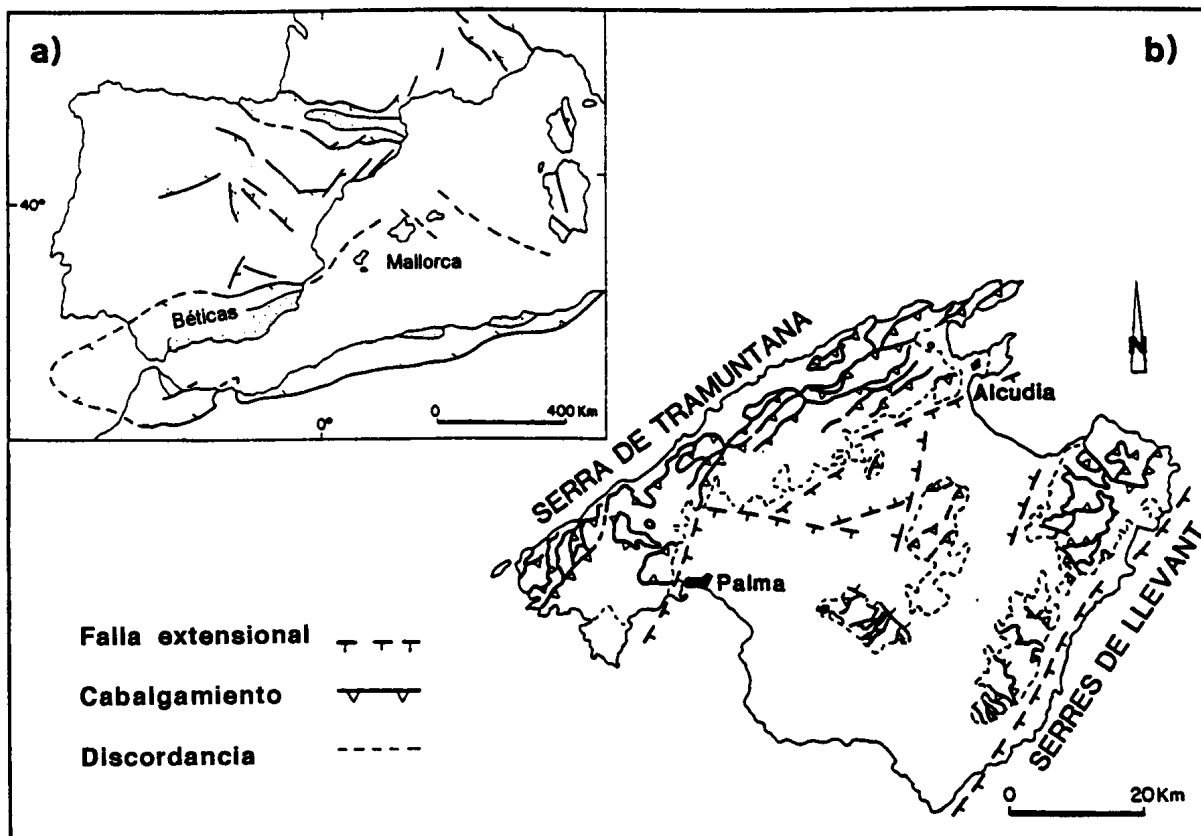


Figura 14: **A:** Localización de la isla de Mallorca en el Mediterráneo occidental, formando parte del Promontorio Balear que constituye de hecho una prolongación de las cadenas Béticas.
B: Principales características estructurales de Mallorca.
 Según GELABERT *et al.* (1992).

La arquitectura geológica de Mallorca —tal como se nos presenta ahora— es el resultado de una evolución compleja en la que, aparte de la estructuración producto de la colisión continental, se superponen procesos extensionales ocurridos durante el Neógeno y el Cuaternario (Figura 14b). Desde el punto de vista estructural se diferencian tres grandes unidades: las dos sierras principales (Serra de Tramuntana y Serres de Llevant) y la llanura central (el Pla) con su prolongación meridional representada por el Migjorn. La actual morfología de la isla responde a una compartimentación en *horsts* y *grabens*, correspondientes respectivamente a las sierras y a las zonas llanas; esta fragmentación se explica en base a la actuación de un conjunto de fallas de orientación principal NE-SW, que han sido activas desde el Mioceno Medio hasta el Cuaternario.

Centrándonos en las Serres de Llevant, destaca la presencia de cabalgamientos y pliegues que siguen dos direcciones ortogonales: NE-SW y NW-SE. Las relaciones geométricas y estratigráficas de estas estructuras, con respecto a los depósitos terciarios, sitúan cronológicamente su formación en un lapso de tiempo que se extiende desde el Oligoceno hasta el Mioceno Medio (SÀBAT, 1986). Este autor interpreta la estructura básica de estas montañas como un sistema de cabalgamientos, en el que distingue hasta siete unidades imbricadas (Figura 15); éstas se disponen de tal modo que las unidades superiores se localizan progresivamente hacia el sur de la alineación montañosa. El conjunto de cabalgamientos y estructuras asociadas pueden integrarse en un sistema único, cuya dirección de transporte se dirige hacia el NW. El acortamiento de las capas se ha estimado en 25 km a la altura de la población de Artà, habiendo sido evaluado en dirección paralela a la de transporte. Los relieves resultantes, convenientemente modelados por la erosión durante el Neógeno Superior y el Cuaternario, presentan sus mayores alturas constituidas por materiales calcáreo-dolomíticos del Lías, mientras que los valles explotan las arcillas del Keuper o los depósitos margocalcáreos jurásicos y cretácicos. Por otra parte conviene consignar que, por lo general, los sedimentos del Keuper se comportan como nivel de despegue dentro del sistema de cabalgamientos.

Los materiales del Mioceno Superior, dispuestos tabularmente, están integrados por sedimentos carbonatados de plataforma depositados con posterioridad a la estructuración alpina. Su límite actual tierra adentro se sitúa en los relieves de las Serres de Llevant —sobre los cuales se disponen de modo discordante— mientras que la morfología de la costa oriental responde a la actuación de fallas normales recientes.

El marco tectónico en el que se encuadra el área en estudio tiene su trascendencia en la organización de los distintos sistemas kársticos que albergan las litologías carbonatadas aflorantes. Así, las dolomías y calizas mesozoicas estructuradas durante la orogenia alpina contienen un mosaico de pequeñas subunidades hidrogeológicas, que han dado lugar a

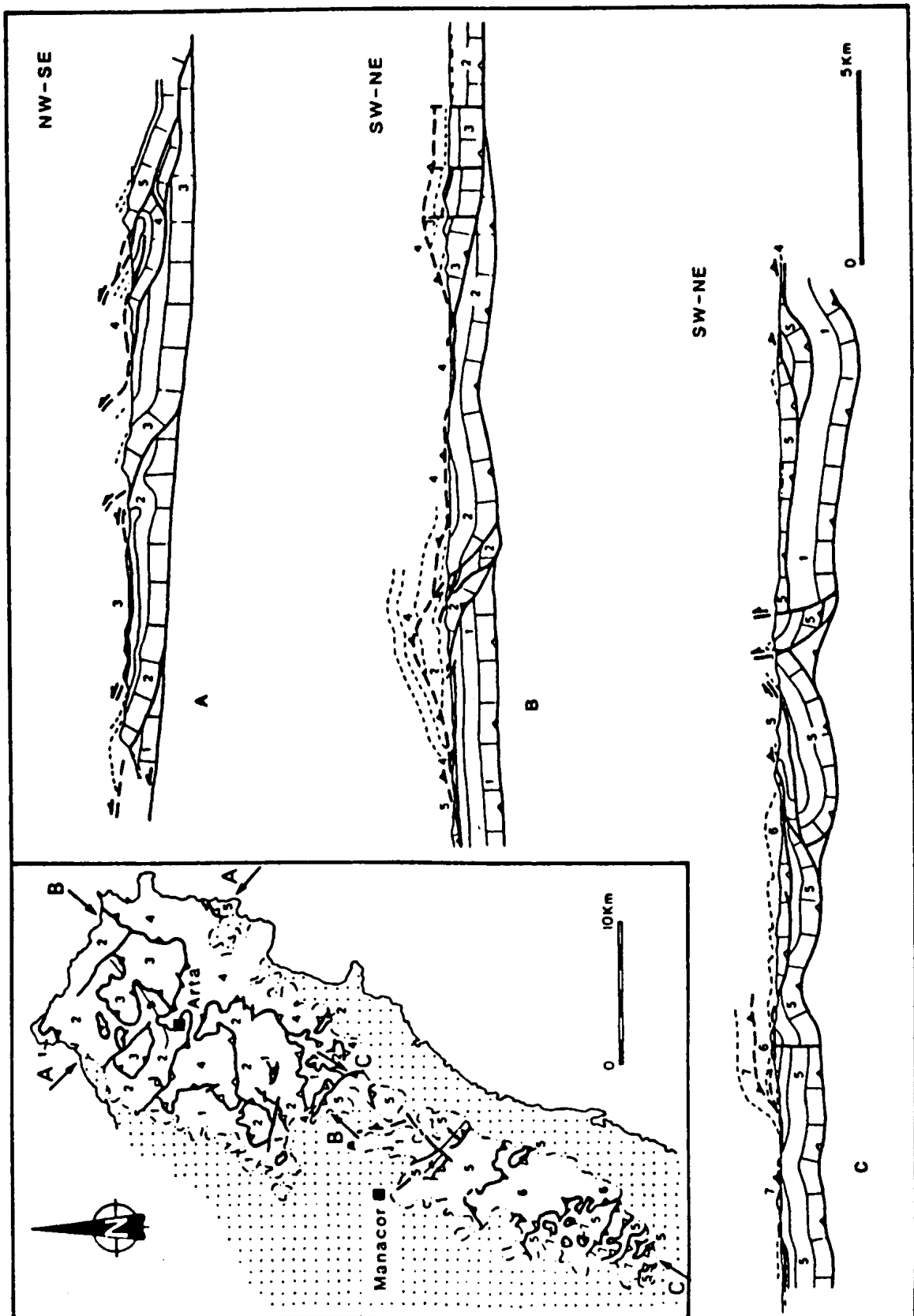


Figura 15: Esquema estructural y cortes geológicos de las Serres de Llevant (según SÀBAT, 1986).

Los números designan las láminas cabalgantes diferenciadas, desde la más inferior (1) a la superior (7). Con trama de puntos se recogen los materiales postorogénicos discordantes, que abarcan desde el Mioceno Medio hasta el Cuaternario.

manifestaciones endokársticas bastante modestas en cuanto a sus dimensiones. De manera contrapuesta, el Mioceno Superior postorogénico conforma una gran unidad relativamente continua a lo largo de la costa sudoriental de Mallorca, en la que se han podido originar sistemas espeleológicos cuyos desarrollos son incluso superiores a los cinco kilómetros de galerías y salas. Por otra parte ambos contextos tectono-sedimentarios han supuesto la existencia de muy numerosos afloramientos carbonatados dispuestos a todo lo largo de sus respectivas líneas de costa, los cuales posibilitan el estudio en profundidad de la variada casuística ligada a la karstificación litoral; la totalidad de la franja costera de la región natural del Migjorn está constituida, de hecho, por los materiales calcareníticos del Mioceno Superior, exhibiendo excelentes ejemplos de las interacciones posibles entre modelado kárstico y erosión litoral.

2.3. El marco bioclimático

Para terminar la exposición de los rasgos definitorios del medio físico, relativos a nuestra zona de trabajo, es necesario hacer referencia a los factores bioclimáticos, los cuales determinan en gran manera el paisaje natural de cualquier área geográfica. No debe olvidarse que el papel del clima es de suma importancia en cuanto actúa directamente como modulador de los procesos kársticos, habida cuenta del control que variables como la pluviosidad y la temperatura ejercen sobre los mecanismos de disolución de la roca calcárea. Además, la influencia indirecta de los factores climáticos no es nada desdeñable (JAKUCS, 1977) al permitir el desarrollo de comunidades vegetales determinadas, que participan intensamente en la karstificación a través de la actividad biológica que tiene lugar en el sustrato edáfico. De este modo la incidencia de unos condicionantes del todo ligados al clima (pluviometría, temperatura...), en conjunción con otros dependientes en mayor o menor medida de él —como son la cobertura vegetal y los procesos edafogénicos— dibujan un contexto bioclimático que se describe ahora, cuyas repercusiones en el modelado kárstico de la zona investigada no serán objeto de atención en esta memoria.

El clima del Levante de Mallorca. El clima de la mayor de las islas Baleares es bien conocido gracias a la existencia de una extensa bibliografía sobre la materia. Aún así, la elaboración del presente resumen sucinto se ha basado fundamentalmente en diversas obras generales sobre el clima de Mallorca (GAYÀ, 1976, 1984; GRIMALT, 1992; GUIJARRO, 1986, 1995; JANSÀ, 1976), algunas de ellas de marcado enfoque bioclimático y/o geográfico.

La situación geográfica de nuestra isla —localizada a latitudes medias (39° N) dentro del Mediterráneo occidental— hace que

estacionalmente esté afectada por la incidencia alterna de las siguientes particularidades de la circulación general atmosférica. Durante el invierno Mallorca queda situada en la franja meridional del cinturón de vientos de poniente, recibiendo con frecuencia el ataque de los sistemas frontales a él asociados; por contra, en la estación estival el cinturón de vientos del oeste sube en latitud, acusándose la influencia de las altas presiones subtropicales, con el predominio consiguiente del tiempo seco y soleado.

Junto a estos condicionantes generales, debe ser tenido en consideración que las cadenas montañosas existentes alrededor de la cuenca mediterránea constituyen importantes barreras, las cuales alteran de forma notoria la circulación general del aire que llega a nuestro entorno geográfico. Los contrastes que se generan entre diferentes masas de aire, favorecidos por la capacidad acumuladora de energía calorífica del agua marina, hacen del Mediterráneo occidental una de las localizaciones con mayor actividad ciclogénica del planeta.

El resultado de todo lo expuesto es un clima bastante irregular —en el que se dan variaciones espectaculares del régimen de precipitaciones de unos años a otros— presidido, no obstante, por una muy acusada aridez estival, típica del clima mediterráneo. Las temperaturas en Mallorca son entre suaves y cálidas durante todo el año, con valores medios anuales de 16,6 °C; la cuantía de las precipitaciones medias anuales se sitúa en torno a los 600 mm para el conjunto de la isla.

Centrándonos ahora en el régimen de precipitaciones, éstas se concentran en el otoño e invierno, prolongándose algo mitigadas a lo largo de la estación primaveral. El mes más lluvioso en la mayor parte de las localidades es Octubre, cuando el calentamiento del mar ocurrido durante el verano contribuye a inestabilizar la atmósfera y se producen —con ocasión de invasiones de aire frío en las capas medias y altas de la troposfera— las tormentas más importantes de todo el año, las cuales ocasionan a menudo inundaciones por desbordamiento de los sistemas torrenciales. La distribución espacial de las precipitaciones presenta en Mallorca una clara

pauta decreciente de norte a sur, pero fuertemente influenciada por la orografía del terreno; de hecho el mapa de precipitaciones anuales medias, que muestra la Figura 16, proporciona una imagen bastante próxima a la del relieve en nuestro ámbito insular (ver mapa topográfico en la Figura 7), ya que las isoyetas grafiadas imitan a grandes rasgos la trayectoria general de las curvas de nivel. Los valores pluviométricos máximos se

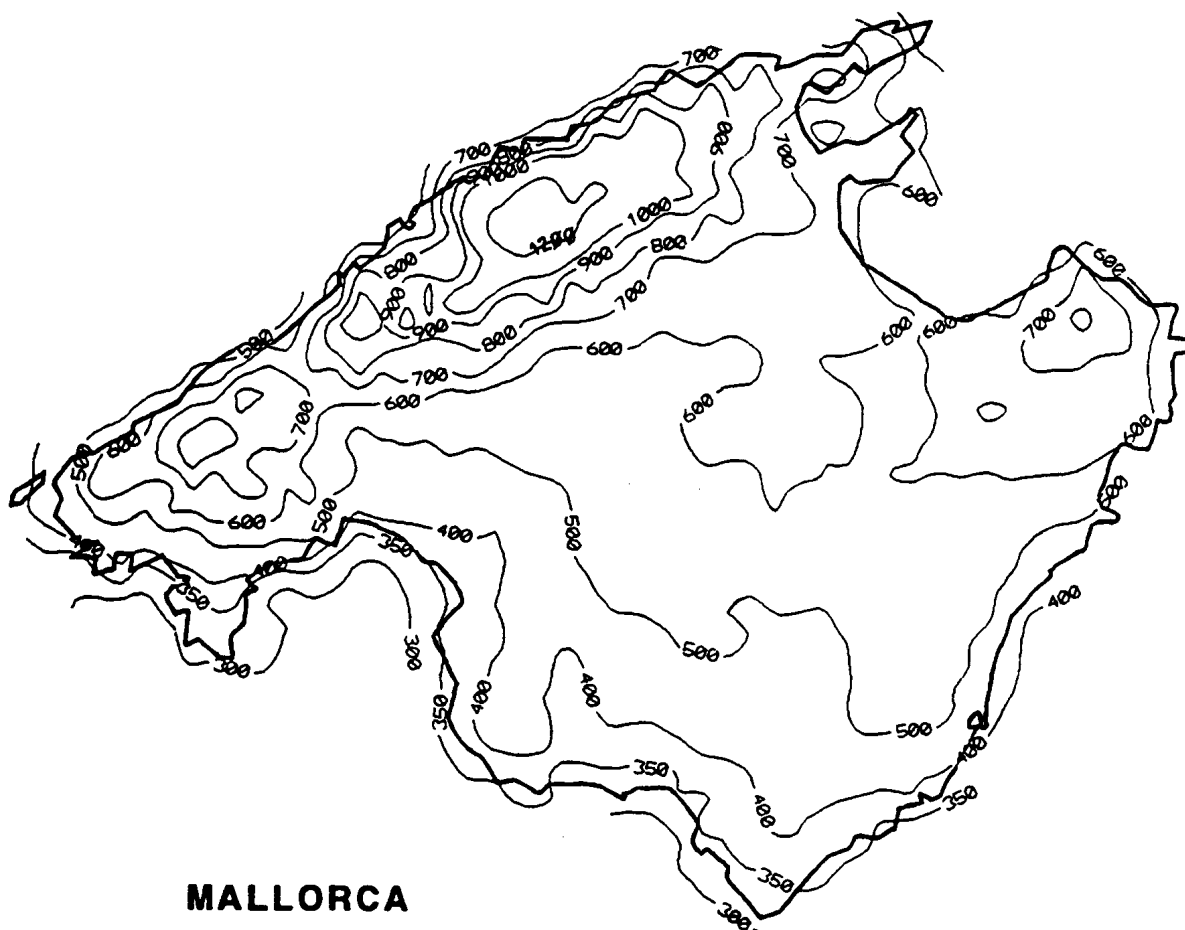


Figura 16: Precipitaciones anuales medias, expresadas en mm, correspondientes al período 1961-1980 (según GUIJARRO,1995).

A destacar los valores mínimos de precipitación (321 mm anuales) medidos en el Cap de ses Salines, situado en el extremo meridional de Mallorca.

dan en la Serra de Tramuntana, con precipitaciones de hasta 1.400 mm anuales, en tanto que las magnitudes menores corresponden a los extremos meridionales de la isla donde se miden tan sólo cifras algo superiores a los 300 mm. En el territorio de la zona en estudio, las elevaciones de las montañas de Artà reciben alrededor de unos 700 mm de precipitaciones

anuales, cifra que hacia el sur desciende por debajo de 500 mm en la mayoría del litoral oriental de Mallorca, alcanzando un mínimo de 321 mm correspondiente al Cap de ses Salines.

En cuanto a las temperaturas, se registran valores superiores a los 30 °C en lo que respecta a la media de las máximas del mes más cálido (Agosto), mientras que la media de las mínimas del mes más frío (Enero) es próxima a los 5 °C. Los relativamente bajos valores térmicos invernales pueden producir heladas ocasionales de Diciembre a Marzo, siendo por otra parte la caída de precipitaciones nivales un hecho anecdótico fuera del marco de la Serra de Tramuntana. La temperatura media anual está situada entre los 16 y los 17 °C en toda la mitad oriental de la isla, cifra que desciende hasta los 10 °C solamente en las altas cumbres de la Mallorca septentrional.

Para documentar de manera más precisa las características del clima en el ámbito territorial que nos atañe, se relacionan en la Tabla 3 las magnitudes de algunas variables climáticas (precipitación, temperatura, evaporación, balance hídrico), calculadas en forma de valores medios mensuales por GUIJARRO (1986) para dos localidades representativas: Sant Joan y el Cap de ses Salines. La primera de ellas —Sant Joan— es considerada ilustrativa del clima general de Mallorca, hallándose alejada de los extremos climáticos de las áreas montañosas o de las zonas semiáridas meridionales; la segunda —el Cap de ses Salines— viene a aportar datos precisamente sobre la situación de máxima aridez observable en la isla, la cual se da en las latitudes más bajas del área investigada.

Los valores de la Tabla 3 han servido para la elaboración de los diagramas pluviotérmicos de ambas localidades (GUIJARRO, 1995), que aparecen incluidos en la Figura 17. Por un lado, el diagrama correspondiente a Sant Joan refleja un máximo mensual de precipitación en Octubre (93,8 mm) y un mínimo en Julio (8,7 mm). El máximo termométrico tiene lugar en Agosto, con una temperatura media mensual de 25,4 °C. Entre los meses de Junio y Septiembre se constata déficit de agua en el suelo,

Valors mensuals de precipitació (mm), temperatures (°C) i evaporació (mm):													
	Gen	Feb	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Des	Anual
P	49.7	43.7	49.3	52.9	40.3	23.5	8.7	34.9	55.7	93.8	61.5	69.9	583.9
T	10.0	10.3	11.2	13.4	17.4	21.5	24.9	25.4	22.6	18.3	13.7	10.8	16.6
TM	14.3	14.7	16.0	18.4	22.8	27.3	30.9	31.1	27.8	22.9	18.3	14.9	31.1
Tm	5.6	5.8	6.5	8.5	11.9	15.7	18.9	19.7	17.4	13.7	9.1	6.7	5.6
Tma	0.8	0.8	1.3	3.4	7.2	11.3	15.0	15.8	12.7	8.2	3.3	1.4	0.8
E(L.)	76.8	70.8	84.5	100.5	146.8	196.6	260.1	260.0	202.8	151.1	103.1	84.2	1737.3
ETP(L.)	60.8	55.9	66.4	79.1	116.8	158.6	212.1	210.7	162.1	119.2	81.3	66.9	1389.9
Balanz hídric (mm, pel mètode de Thornthwaite)													
	Gen	Feb	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Des	Anual
P	49.7	43.7	49.3	52.9	40.3	23.5	8.7	34.9	55.7	93.8	61.5	69.9	583.9
ETP	20.8	22.6	31.3	45.9	80.8	117.3	153.4	148.1	106.3	68.1	35.7	23.0	853.3
R	100.0	100.0	100.0	100.0	59.5	0.0	0.0	0.0	0.0	25.7	51.4	98.3	52.9
ETR	20.8	22.6	31.3	45.9	80.8	83.0	8.7	34.9	55.7	68.1	35.7	23.0	510.5
DA	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	34.4	144.7	113.2	50.6	0.0	0.0	0.0	342.9
EA	27.2	21.1	18.0	7.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	73.3
SANT JOAN (X = 503 km; Y = 4383 km; Z = 153 m)													
Valors mensuals de precipitació (mm), temperatures (°C) i evaporació (mm):													
	Gen	Feb	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Des	Anual
P	30.4	18.5	20.9	21.1	15.4	9.7	2.1	10.7	39.7	63.5	43.0	46.3	321.3
T	11.6	12.0	12.9	14.8	18.3	21.7	24.9	25.4	23.2	19.4	15.2	12.4	17.6
TM	14.6	15.1	16.4	18.6	22.2	25.8	29.0	29.3	26.9	22.7	18.4	15.4	29.3
Tm	8.6	8.8	9.4	11.1	14.3	17.7	20.8	21.5	19.5	16.0	12.0	9.5	8.6
Tma	3.8	3.6	4.0	6.2	9.8	13.4	17.0	17.5	15.2	10.6	6.5	4.4	3.6
E(L.)	81.5	77.6	96.7	107.2	140.1	168.5	209.4	210.9	176.8	143.7	104.9	86.9	1604.2
ETP(L.)	64.0	61.2	76.9	84.6	109.8	131.4	163.1	163.2	136.2	110.9	81.6	68.0	1250.9
Balanz hídric (mm, pel mètode de Thornthwaite)													
	Gen	Feb	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Des	Anual
P	30.4	18.5	20.9	21.1	15.4	9.7	2.1	10.7	39.7	63.5	43.0	46.3	321.3
ETP	24.4	26.9	36.7	50.9	84.4	116.5	152.3	147.4	109.5	72.7	40.1	26.7	888.5
R	28.5	24.0	16.3	4.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.9	22.5	8.2
ETR	24.4	23.0	28.6	33.1	19.7	9.7	2.1	10.7	39.7	63.5	40.1	26.7	321.3
DA	0.0	3.9	8.1	17.8	64.8	106.8	150.2	136.7	69.8	9.2	0.0	0.0	567.3
EA	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CAP DE SES SALINES (X = 504 km; Y = 4346 km; Z = 8 m)													

Tabla 3: Valores mensuales medios de diversos parámetros climáticos, calculados por GUIJARRO (1986) para el período 1961-1980. Se aportan datos correspondientes a dos localidades consideradas bastante representativas del clima en la mitad oriental de Mallorca.

P: precipitación; T: temperatura; TM: temperatura máxima diaria; Tm: temperatura mínima diaria; Tma: temperatura mínima mensual; E(L.) y ETP(L.): evaporación y evapotranspiración potencial (método de Linacre); ETP: evapotranspiración potencial (método de Thornthwaite); R: reserva de humedad en el suelo; ETR: evapotranspiración real; DA: déficit de agua; EA: exceso de agua (escorrentía + infiltración).

existiendo exceso de agua únicamente en la estación invernal (de Enero a Abril). Por otra parte, el diagrama del Cap de ses Salines resulta muy

adecuado para dar cuenta del carácter semiárido del litoral del Migjorn mallorquín. Con unas precipitaciones de sólo 321 mm anuales, el período seco abarca cerca de ocho meses (de Febrero a Septiembre), con el consiguiente déficit de agua en el suelo durante dicho lapso de tiempo. El máximo mensual de precipitación en esta localidad corresponde también a Octubre (63,5 mm) y el mínimo asimismo a Julio (2,1 mm); no existe exceso de agua, disponible para la escorrentía o la infiltración profunda, a lo largo de todo el ciclo anual.

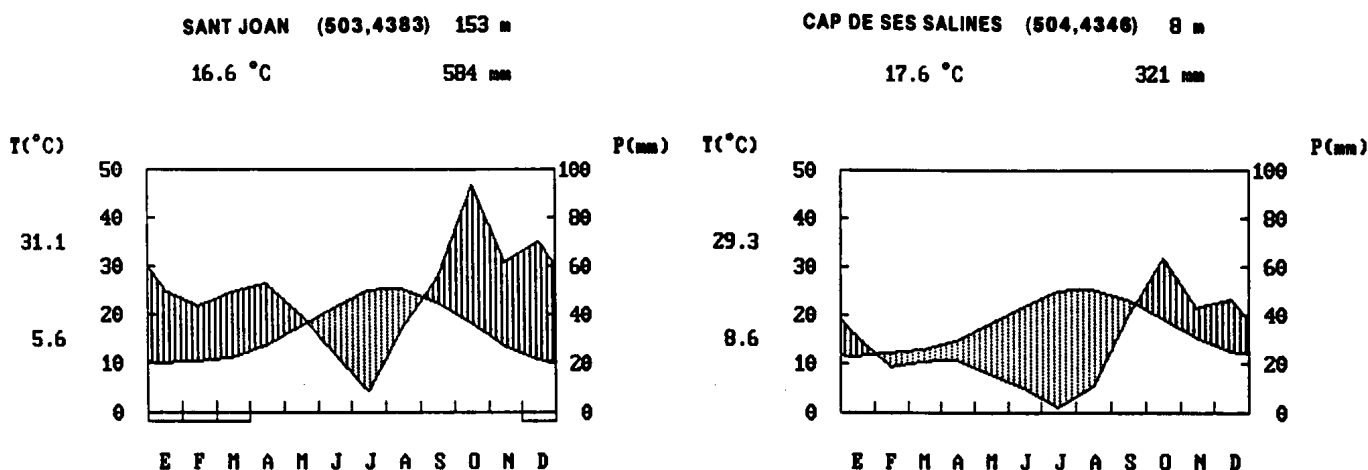


Figura 17: Diagramas pluviotérmicos de dos localidades de Mallorca, según GUIJARRO (1995). La población de Sant Joan sería representativa de los rasgos climáticos generales de la isla, mientras que el Cap de ses Salines ilustraría la situación de notable aridez que se da en el extremo sur de su costa oriental.

Los valores mensuales de algunos parámetros climáticos, correspondientes a estas mismas localidades, pueden consultarse en la Tabla 3.

Los rasgos climáticos actuales expuestos más arriba —ya de por sí muy variables en el tiempo dentro del área mediterránea— se han visto afectados por las variaciones cíclicas termométricas propias del Cuaternario, con su complicada alternancia de episodios glaciales y momentos de relativa bonanza térmica. En Mallorca, ROSE *et al.* (1999) evalúan en 4,9 °C la temperatura media anual durante la última glaciación, frente a los 17 °C de la actualidad; por otra parte, sugieren una temperatura media anual de 19,2 °C para el óptimo climático del último interglacial (subestadio isotópico 5e), la cual es algo más elevada que los valores actuales.

En cuanto al régimen de precipitaciones en el Pleistoceno Superior y Holoceno, no se dispone por el momento de datos concluyentes al respecto. Los autores citados (ROSE *et al.*, 1999) relacionan los picos interglaciales con unas condiciones climáticas húmedas, que permitirían el establecimiento de una cobertura vegetal bien desarrollada y la presencia de edafogénesis; contrariamente, atribuyen a los episodios de signo frío un carácter árido, aunque reconocen la existencia de actividad fluviotorrencial efectiva. Las investigaciones isotópicas que hemos llevado a cabo sobre los espeleotemas freáticos de cavidades mallorquinas —las cuales serán expuestas más adelante, en el capítulo pertinente— no apoyan de momento esta interpretación. En este sentido el análisis de los isótopos estables del carbono y del oxígeno, en las muestras estudiadas de espeleotemas freáticos, parece evidenciar condiciones de notable aridez asociadas a los máximos térmicos de los episodios interglaciales. Quedan abiertas estas cuestiones a investigaciones futuras, que puedan arrojar más luz sobre el paleoclima cuaternario de Mallorca.

Las comunidades vegetales. Esta breve aproximación a las comunidades vegetales de la zona en estudio se efectúa desde una perspectiva fitosociológica, en la cual debe resaltarse la notable influencia que la escuela catalana de esta disciplina (BOLÒS & MOLINIER, 1958; BOLÒS, 1996; FOLCH, 1986) ha supuesto en el conocimiento de la botánica de las Baleares; por estos motivos, la terminología fitosociológica empleada será la que nos resulta más usual, o sea la utilizada por los autores antes mencionados. Abundando sobre estas cuestiones, hay que tener presente también la no existencia de grandes controversias en cuanto a las comunidades y pisos de vegetación principales reconocidos en la isla ya desde el siglo pasado, con lo cual la visión aportada ahora puede considerarse de vigencia y validez contrastadas, aún a pesar de su dependencia de una escuela fitosociológica muy concreta.

La vegetación de Mallorca es la correspondiente a la región biogeográfica mediterránea, en concreto a la subregión *termomediterránea*

o *austromediterránea* caracterizada por la presencia de bosques perennes y maquias esclerófilas (FOLCH. 1986), bien adaptados a los bajos valores de precipitaciones que se registran y a una sequía estival intensa. Dentro de este marco general, los estudios geobotánicos emprendidos en la isla por KNOCHE (1921-23) distinguen tres grandes pisos de vegetación que, enumerados en orden de altitud decreciente, son: un piso culminal baleárico circunscrito a la Serra de Tramuntana, una zona ocupada por bosques de encinas, y una zona basal de garriga en la que se incluiría todo el litoral oriental de Mallorca. Las importantes investigaciones llevadas a cabo con posterioridad por BOLÒS & MOLINIER (1958) relacionan estos tres pisos, respectivamente, con los siguientes grandes conjuntos fitosociológicos: *Hypericion balearici*, *Quercion ilicis* y *Oleo-Ceratonion*.

Esta última alianza (*Oleo-Ceratonion*) ocupa las áreas que resultan demasiado secas para el desarrollo de los encinares, cuyas precipitaciones suelen ser inferiores a los 600 mm anuales. Las asociaciones vegetales del *Oleo-Ceratonion* forman extensas garrigas en las zonas semiáridas del sur y levante de Mallorca, aunque se encuentran bastante degradadas por la acción antrópica siendo difícil de imaginar su apariencia primigenia. Las especies originalmente más abundantes en estas formaciones vegetales son el acebuche (*Olea europaea* var. *sylvestris*), el algarrobo (*Ceratonia siliqua*),

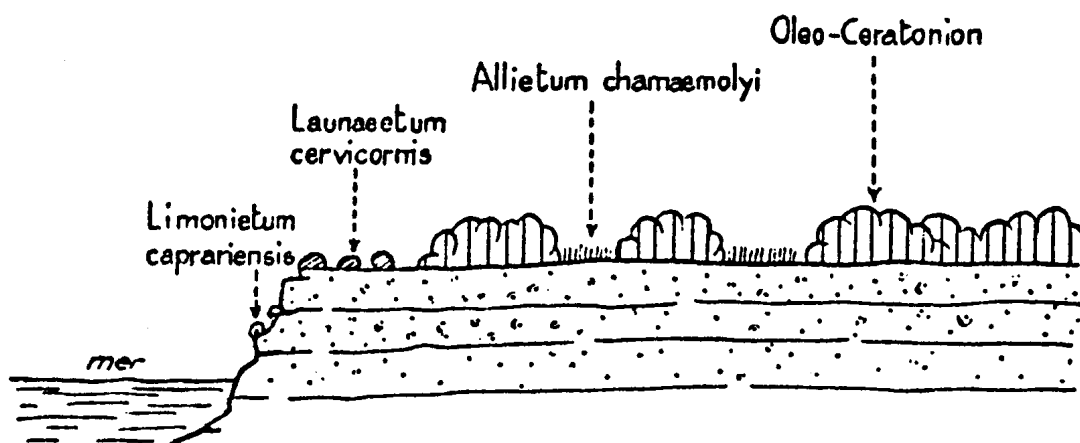


Figura 18: Las comunidades vegetales en el litoral oriental de Mallorca, ilustradas por un transecto correspondiente a la plataforma tabular del Mioceno Superior en los alrededores de Portocolom (Felanitx). Según BOLÒS & MOLINIER (1958).

la olivilla u “olivella” (*Cneorum tricoccon*), el lentisco o “mata” (*Pistacia lentiscus*), numerosas lianas (*Clematis cirrhosa* var. *balearica*, *Lonicera implexa*...), a más de otras especies como *Euphorbia dendroides*, *Asparagus albus*, *Asparagus stipularis*, etc. Estas garrigas esclerófilas costeras resultan invadidas con facilidad por el pino blanco (*Pinus halepensis*), que puede asociarse como especie oportunista a muy diversas comunidades florísticas.

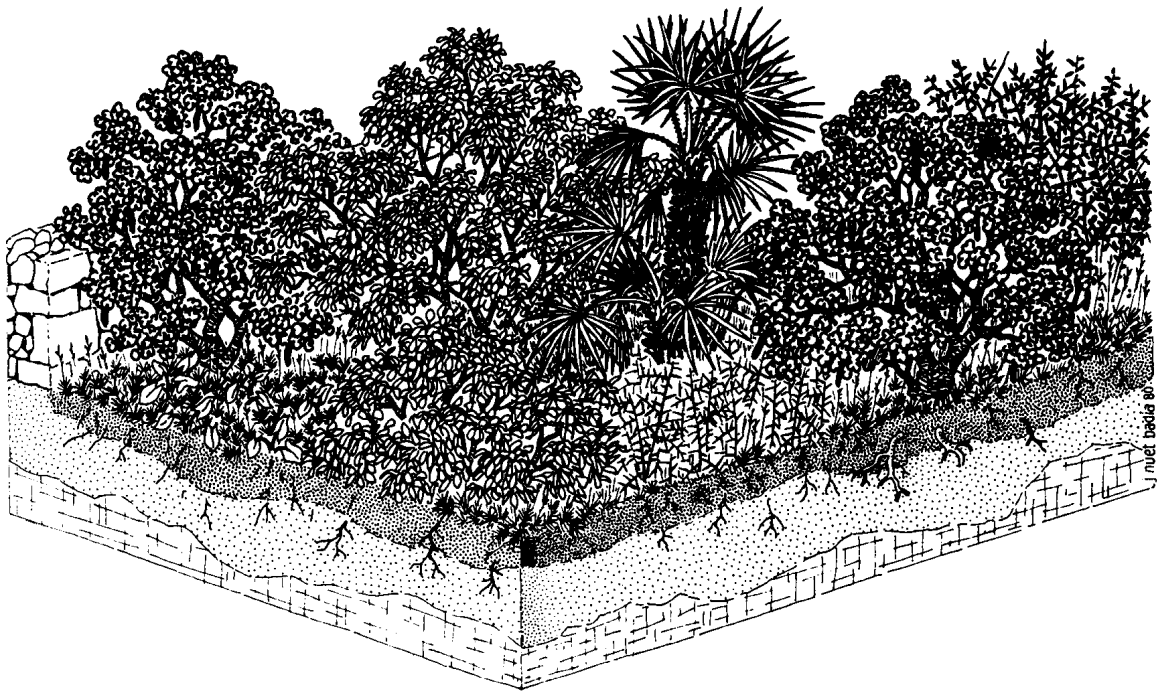


Figura 19: Bloque esquemático de la garriga balear de acebuche, algarrobo, lentisco y olivilla (*Oleo-Ceratonion*). Según FOLCH (1986).

En el área objeto de nuestra atención, la presencia de palmito (*Chamaerops humilis*) queda restringida a su extremo nordoriental, concretamente a las montañas de Artà.

Focalizando nuestra atención en el litoral oriental de Mallorca, la Figura 18 nos enseña las asociaciones vegetales características de la franja costera que limita la plataforma tabular del Mioceno Superior, donde concurren diversos factores naturales que limitan el asentamiento de auténticos sistemas forestales; entre esos factores se cuenta el implacable efecto del viento salino, así como la pobreza de las formaciones edáficas. En los acantilados que configuran la línea de costa se instaura la asociación del

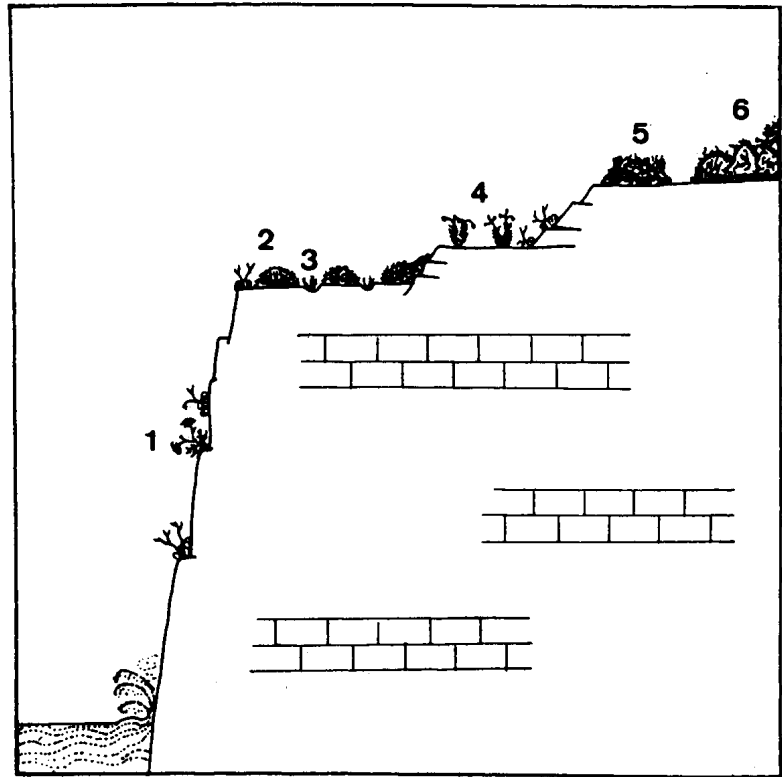
Limonietum caprariensis, en la que dominan las especies del género *Limonium* junto a *Crithmum maritimum* ("fonoll marí") y otras especies halófilas como *Senecio rodriguezii*. Todavía afectada por el viento salobre —pero fuera del alcance directo de las salpicaduras de agua marina— aparece la asociación del *Launaeetum cervicornis*, dominada por almohadillas espinosas (*Launaea cervicornis*, *Teucrium* sp., *Dorycnium* sp.) junto a especies de halofilia decreciente. Más hacia el interior nos encontramos ya con la garriga balear de acebuche y olivilla (*Oleo-Ceratonion*), entre la que se distribuyen de manera discontinua sectores de vegetación clareada en las que se da la asociación terófitica *Allietum chamaemolyi*.

El dominio total de la alianza del *Oleo-Ceratonion* se constata a cierta distancia de la línea de costa, allí donde los niveles de salinidad del aire alcanzan valores mínimos. Como ya ha sido adelantado antes, en la actualidad estas garrigas litorales están en extremo alteradas por la intervención humana, aunque la Figura 19 pretende ofrecer una visión idealizada de su aspecto original. La presencia de palmito o "garballó" (*Chamaerops humilis*) —que destaca en el centro del bloque-diagrama— no es extensiva a toda la costa oriental de Mallorca, sino que se limita a la zona montañosa del macizo de Artà.

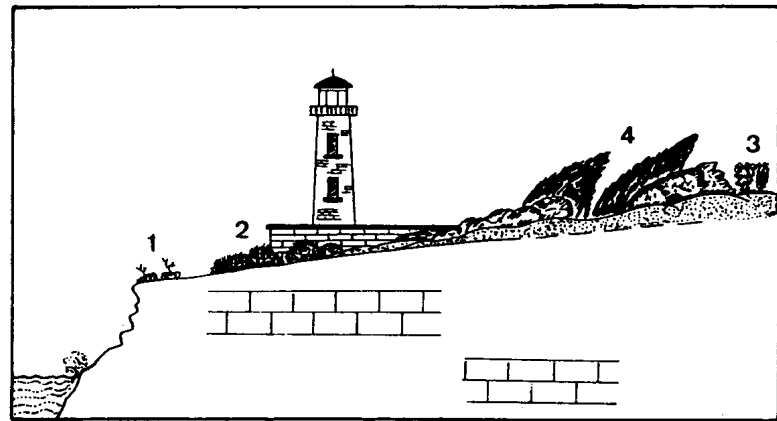
La Figura 20 incluye dos transectos representativos del paisaje tabular de la región natural del Migjorn (RIVAS-MARTÍNEZ *et al.*, 1992). La parte superior del gráfico recoge las comunidades vegetales de los acantilados costeros de Cala Pi - Vallgornera, en el término municipal de Llucmajor. Se puede observar la asociación del *Limonietum caprariensis* en las zonas subverticales inmediatas al litoral (1 y 2), así como la del *Launaeetum cervicornis* (5) en una posición algo alejada con respecto al borde del cantil; entre ambas asociaciones se sitúan dos interesantes comunidades (3 y 4) de *Parapholis incurva* y *Euphorbia pithyusa*, las cuales soportan condiciones de salinidad elevada. La garriga que se establece hacia el interior (6), es atribuida —dentro de la alianza *Oleo-Ceratonion*— a la asociación *Cneoro tricocci-Ceratonietum siliquae*, que es considerada

como la comunidad climática de los lugares rocosos, secos y sometidos a la influencia de la proximidad del mar.

Figura 20:
Transectos representativos de las comunidades vegetales en el litoral de la región natural del Migjorn mallorquín (según RIVAS-MARTÍNEZ *et al.*, 1992).
Arriba: la costa de Cala Pi - Vallgornera (Llucmajor).
1 y 2: *Limonietum caprariensis*;
3: comunidad de *Parapholis incurva*; 4: comunidad de *Euphorbia pithyusa*;
5: *Launaeetum cervicornis*;
6: *Cneoro tricocci-Ceratonietum siliquae*.



Abajo: El Cap de ses Salines (ses Salines). 1: *Limonietum caprariensis*; 2: *Launaeetum cervicornis*; 3: *Anthyllido cytisoidis-Teucrietum majorici*; 4: *Clematido balearicae-Juniperetum turbinatae*.
Más hacia el interior hay que reseñar de nuevo la dominancia de la garriga de algarrobo y olivilla (*Cneoro tricocci-Ceratonietum siliquae*).



La parte inferior de la Figura 20 muestra las asociaciones observables en el Cap de ses Salines, en el extremo meridional de Mallorca. Tras *Limonietum caprariensis* (1) y *Launaeetum cervicornis* (2), que aparecen muy próximas a la ribera marina, se dispone más hacia el interior (4) una franja discontinua de sabinar (*Clematido balearicae-Juniperetum turbinatae*), así como otra comunidad que incluye vegetación de porte

redondeado de los géneros *Teucrium* y *Anthyllis* (3). Aunque no están representados en el gráfico, tierra adentro los acebuchales del *Cneoro tricocci-Ceratonietum siliquae* vuelven a ser la asociación vegetal característica.

El papel decisivo de la influencia marina en las comunidades vegetales de la costa rocosa mallorquina, queda plasmado en la Figura 21. En ella es posible comprobar cómo las diferentes asociaciones representadas corresponden a niveles de halofilia decrecientes, hasta llegar a alcanzar unos valores mínimos que permiten la aparición de las garrigas pertenecientes a la asociación *Cneoro-Ceratonietum*, propias de parajes

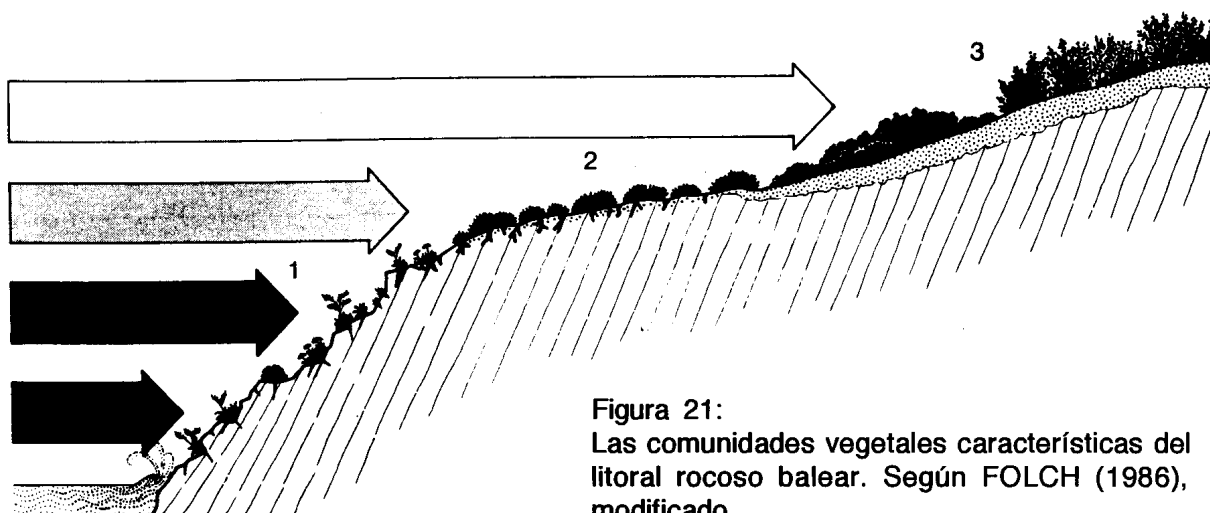


Figura 21:
Las comunidades vegetales características del litoral rocoso balear. Según FOLCH (1986), modificado.

La disposición relativa de las comunidades halófilas (1 y 2) y de las garrigas costeras (3) es función de los altos niveles de salinidad del viento (flechas oscuras), los cuales decrecen paulatinamente en relación inversa a la distancia con respecto a la línea de costa (flechas cada vez más claras).

1: *Limonietum caprariensis*; 2: *Launaeetum cervicornis*; 3: *Cneoro tricocci-Ceratonietum siliquae*.

rocosos y secos. La inmediatez en relación al borde del mar —con el factor limitante que ello supone de cara al establecimiento de sistemas forestales— y la presencia de acantilados costeros no favorecen el desarrollo de suelo en la más o menos estrecha franja supralitoral, determinando además las características de las distintas comunidades vegetales existentes. Por otra parte las garrigas interiores se asientan sobre un sustrato de suelos calcáreos poco potentes, participando en su poco activa dinámica

edafogenética. Todas estas circunstancias perfilan, junto con el carácter semiárido del clima en la zona estudiada, un contexto bioclimático que sin duda tiene su repercusión en la morfogénesis asociada a la karstificación litoral. Aunque la incidencia de los condicionantes bioclimáticos en el área de trabajo elegida está todavía por dilucidar —y no es objeto de estas investigaciones—, parece razonable pensar que por ejemplo la endokarstificación del levante de Mallorca viene controlada por variables sólo indirectamente afectadas por las características de la cubierta vegetal. Éste sería el caso de los condicionantes ligados en su totalidad al clima (cuantía y régimen de las precipitaciones...) o de la actuación de los procesos de mezcla de aguas subterráneas dulces y marinas, en los cuales la modulación bioclimática puede ser baja en comparación con el comportamiento debido a controles estrictamente geoquímicos.

2.4. La dinámica marina

Para terminar el esbozo de las generalidades relativas al área en estudio es oportuno referirse, aunque sólo sea muy brevemente, a la dinámica marina. Al abordar esta cuestión ha de ser tenida en cuenta, en términos generales, la participación de fuerzas pertenecientes a dos grandes categorías: unas fuerzas primarias que promueven el movimiento, y otras secundarias (por ejemplo, la de Coriolis) que aparecen como consecuencia de dicho movimiento. De las primeras son responsables diferentes causas —muchas de ellas exógenas en relación a la masa de aguas oceánicas—, entre las que cabe destacar el viento afectando a la superficie marina. Las mareas, aunque se perciben como cambios en la altura del mar, pertenecerían también a la primera categoría de fuerzas, ya que de hecho provocan gradientes de presión horizontales que se traducen a su vez en la movilización de masas de aguas.

Como consecuencia de lo expuesto, la circulación marina es el resultado, en cualquier lugar y momento, de la interacción entre esas causas primarias del movimiento —viento, diferencias de densidad de las aguas, gradientes de presión atmosférica, fenómenos de atracción gravitatoria...— las cuales pueden ser modificadas, total o parcialmente, por las fuerzas secundarias (fuerza de Coriolis, y fricción dentro del fluido). En la cuenca Mediterránea, sus limitadas dimensiones y la poca regularidad de la influencia atmosférica hacen que los regímenes de la circulación marina superficial no tengan pautas estacionales muy rígidas, estando controlados sobre todo por las condiciones locales de temperatura, presión atmosférica, salinidad y vientos dominantes en cada momento.

Se tratará ahora sólo de los movimientos ondulatorios de las aguas oceánicas (olas y mareas), claramente diferenciados de los movimientos de masas (corrientes) debidos a mecanismos diversos; las corrientes marinas

no serán objeto de atención, en razón de la limitada trascendencia morfogenética que poseen. Para nuestros fines, se ha considerado de escaso interés abordar estos temas desde la perspectiva de los fenómenos físicos y sus causas, pretendiendo tan sólo aportar datos descriptivos sobre estos fenómenos, los cuales puedan ser de utilidad para evaluar sus repercusiones geográficas y geomorfológicas.

Las olas son movimientos ondulatorios de la superficie marina, cuyo período suele estar comprendido entre 1 y 30 segundos en el caso del oleaje producido por el viento. Para la descripción de esta vertiente de la dinámica marina, en el área estudiada, se ha tenido acceso a abundantes datos sobre esta cuestión procedentes del *Departamento de Clima Marítimo*, del organismo *Puertos del Estado*. Aparte de estas interesantes y recientes informaciones, algunos trabajos dispersos (BUTZER, 1962; ROSSELLÓ-

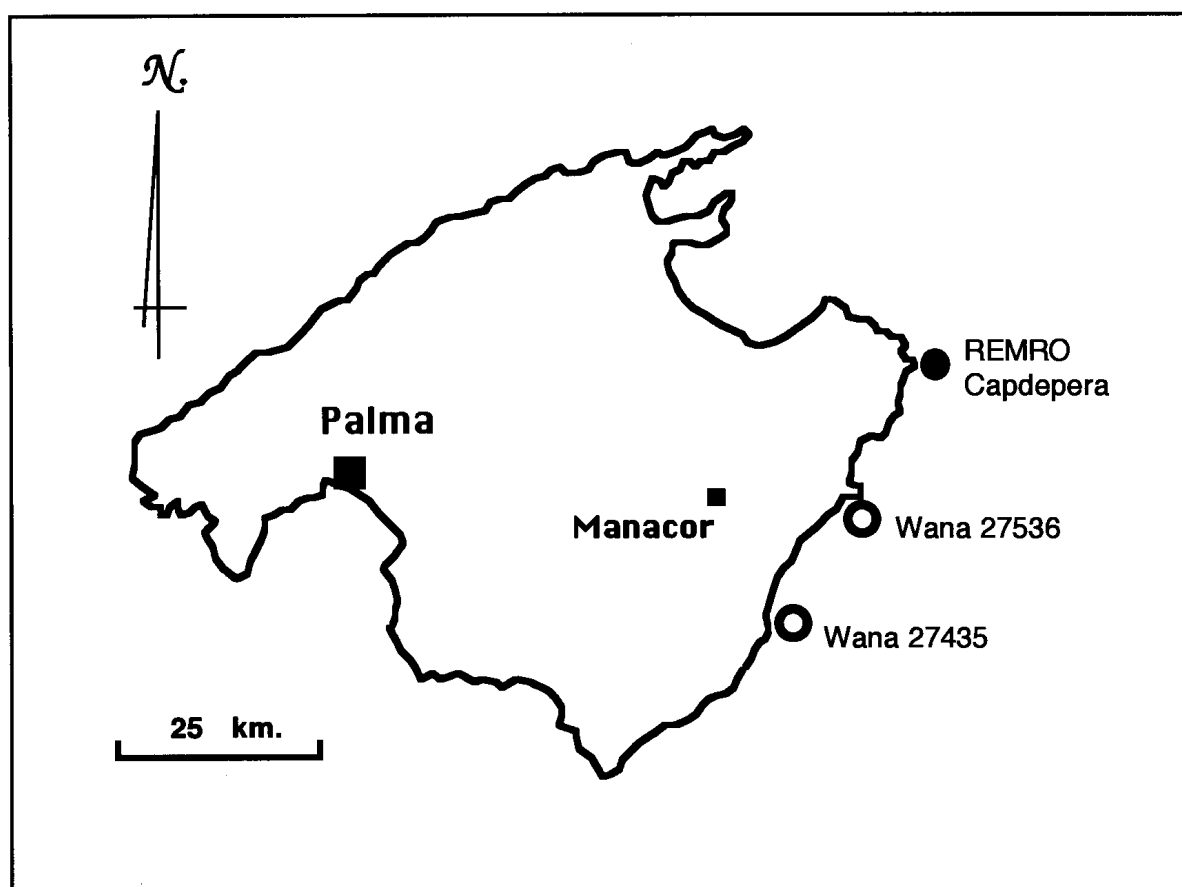


Figura 22: Localidades para las cuales se aportan los diferentes parámetros de oleaje recogidos en la Tabla 4.
Fuente: *Puertos del Estado*.

<i>localidad</i>	<i>altura significativa [Hs] (metros)</i>	<i>altura máxima (metros)</i>	<i>altura más frecuente (metros)</i>	<i>período medio (segundos)</i>	<i>direcciones más frecuentes de propagación del oleaje</i>
REMRO Capdepera	0,90	9,00	0,5 - 1	6	—
Wana 27536	0,62	3,72	0 - 0,5	3	30 ° (NE) 210 ° (SW)
Wana 27435	0,64	3,91	0 - 0,5	4,5	30 ° (NE) 220 ° (SW)

Tabla 4: Datos sobre el oleaje en la costa oriental de Mallorca (período 1997-1999). La situación de las localidades aparece en la Figura 22.

Fuente: *Puertos del Estado*.

VERGER, 1971) aportan también algunas referencias puntuales sobre estos temas en nuestro ámbito geográfico; en una primera aproximación estas publicaciones apuntan, para la costa mallorquina, alturas máximas de las olas en torno a los 8 metros, con longitudes de onda que no superarían por lo general los 50 metros.

En la Tabla 4 están reunidos los datos sobre oleaje referidos a diversos puntos del litoral oriental de la isla, correspondientes al período 1997-1999. Estas informaciones se refieren a 3 localidades (Figura 22), de las cuales la más septentrional consiste en una boya escalar REMRO (*Red de Medida y Registro del Oleaje*), de registro horario, situada a 48 metros de profundidad en las proximidades de la Punta des Faralló, en el municipio de Capdepera. En el resto de los casos se trata de parámetros de oleaje, calculados mediante un modelo de predicción de generación espectral (modelo *Wana*), correspondientes en concreto a la Punta de n'Amer (en el municipio de Sant Llorenç des Cardassar) y a Cala Murada, en el término municipal de Manacor.

Los valores más altos —para todos los parámetros usados— se registran en la boya próxima a la Punta des Faralló (Capdepera), con alturas

máximas de las olas que llegan a los 9 metros; la *altura significativa* (Hs) del oleaje es de 0,9 metros, en este extremo septentrional de la zona de trabajo. En las otras localidades, relativamente protegidas de los temporales violentos del norte, las olas mayores alcanzan a lo sumo magnitudes en torno a los 4 metros, con *alturas significativas* próximas a 0,6 metros. El período de las olas presenta sus valores máximos de nuevo en el extremo nordoriental, con períodos medios de 6 segundos, cifra que se sitúa entre los 3 y los 4,5 segundos para el resto del área.

El oleaje de mayor frecuencia en todo el tramo oriental de la costa de Mallorca está comprendido entre 0 y 0,5 metros de altura, siendo el verano la estación que presenta una mar más calmada; en cambio, los oleajes mayores se dan en primavera y otoño, registrándose entonces los valores máximos antes mencionados. Las direcciones principales de procedencia de las olas corresponden al NE (30 °) y al SW (210-220 °) a lo largo de toda la franja costera que nos interesa, aunque también son frecuentes los oleajes procedentes del SE y del E.

Las mareas son movimientos ondulatorios de largo período (>12 horas), que se perciben como ascensos y descensos del nivel marino, y se describen mediante su período y su amplitud. Se han consultado datos correspondientes a los mareógrafos del puerto de Palma de Mallorca (período 1997-1999; todavía por procesar) y del puerto de Barcelona (período 1992-1998), disponibles éstos asimismo a través de *Puertos del Estado*. La amplitud máxima de la oscilación mareal en esta última localidad alcanza valores de 0,97 metros, magnitud que incluye la fluctuación no periódica debida a factores meteorológicos locales (presión barométrica, velocidad y dirección del viento...). La amplitud media mensual de las fluctuaciones registradas en el puerto de Barcelona está comprendida entre 5 y 42 centímetros, durante el período indicado (Figura 23). Estos valores son el resultado de una dinámica mareal mixta, en la que predomina el componente semi-diurno.

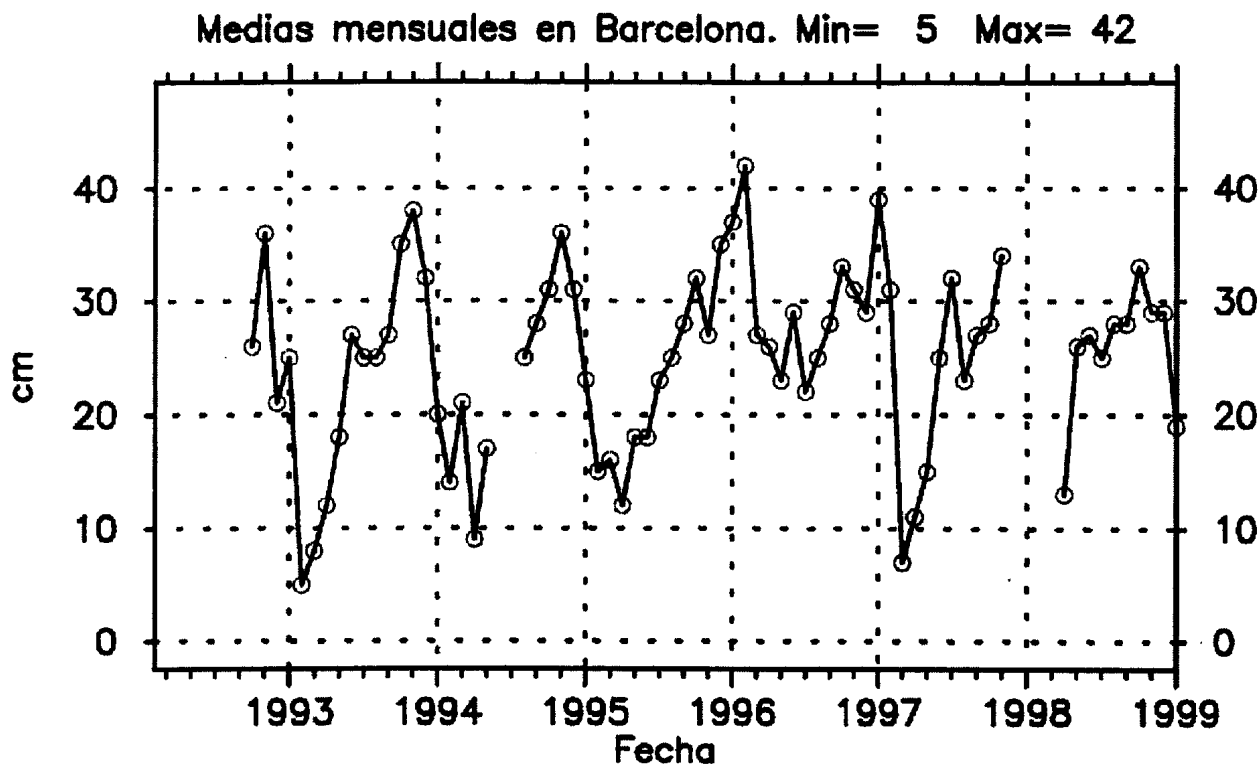


Figura 23: Amplitud de las oscilaciones mareales registradas en el mareógrafo del puerto de Barcelona (período 1992-1998).

Fuente: Puertos del Estado.

En su conjunto, la dinámica marina de la costa oriental de Mallorca corresponde a un ambiente micromareal, en el que la intensidad del oleaje resulta condicionada por los limitados valores de *fetch* que se alcanzan en el Mediterráneo occidental. Estos factores ligados a la dinámica marina tienen una marcada influencia en la ecología de los ambientes costeros (vegetación litoral, procesos de bioerosión costera...), así como en la morfogénesis de los litorales calcáreos. Incluso determinados aspectos del endokarst resultan controlados por estas cuestiones, en particular por las oscilaciones mareales. Hay que tener presente, en este sentido, la dinámica asociada al flujo y reflujos de las aguas subterráneas, así como la adaptación de la morfología y dimensiones de los espeleotemas freáticos a la amplitud del rango de la fluctuación mareal.

3. EL MODELADO EPIGEO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

3.1. Las materias abordadas y su justificación

En los tres breves capítulos que seguirán se procede a efectuar sendas aproximaciones a otras tantas vertientes del modelado epigeo en el karst litoral del sur y sureste de Mallorca. Los aspectos a los que se dedica atención son, respectivamente: el lapiaz costero, la cuestión de las calas, y la repercusión de los colapsos paleokársticos en la morfología de la línea de costa. Esta selección se ha realizado considerando que las mencionadas materias constituyen destacables manifestaciones geomorfológicas de superficie, que cumplen el doble requisito planteado en los objetivos de estas investigaciones; nos referimos por una parte a su pertenencia a la franja costera y, por otro lado, a su relación más o menos estrecha con la morfogénesis específica de las rocas carbonatadas, es decir el karst.

El hecho de que se aborden estos temas —los cuales poseen una relación bastante marginal con el grueso del contenido de este trabajo— está justificado por un criterio de exhaustividad, que se ha pretendido aplicar a la elaboración de esta memoria. En este sentido se intenta lograr en todo momento que ella suponga una puesta al día, lo más completa posible, del estado actual de las investigaciones sobre el karst litoral en esta parte de nuestra isla, procurando que por extensión sea de relativa validez para el conjunto de las Baleares. Por estas razones, aunque nuestras actividades han estado centradas por completo en el endokarst costero de la zona en estudio (y, por tanto, el modelado epigeo no ha sido prácticamente trabajado), se ha considerado necesario confeccionar los capítulos siguientes en base, casi de forma exclusiva, al bagaje bibliográfico sobre las tres materias antes aludidas.

Se pretende pues, siguiendo el planteamiento expuesto, que la práctica totalidad de lo que hoy en día se conoce sobre el karst costero del

levante de Mallorca —en cualquiera de sus manifestaciones, tanto epigeas como hipogeas— pueda ser consultado en esta memoria, a modo de obra de referencia válida para el momento concreto de su elaboración. Como es de suponer, se era consciente de la necesidad de mucho trabajo adicional a desarrollar sobre algunos de los temas abordados en el presente bloque temático; objetivo que no nos hemos planteado en ningún momento, ya que nuestro interés primordial se ha centrado en el estudio multidisciplinar del endokarst costero.

3.2. Lapiaz costero

Los litorales calcáreos exhiben una microtopografía peculiar, que ha llamado ampliamente la atención de los geomorfólogos. Las afinidades que poseen esas morfologías en relación con determinados paisajes característicos del exokarst, han llevado a la corriente aplicación del término *lapiaz costero* —*littoral karren* (FORD & WILLIAMS, 1989; MIOTKE, 1972)— para hacer referencia a las formas resultantes de la destrucción, en gran medida biológica, de las costas carbonatadas. Esas afinidades aludidas han ocasionado también el uso de términos poco recomendables, a la hora de designar las micromorfologías presentes en los litorales calizos; nos referimos a las expresiones desafortunadas de *karst costero* o *karst marino*, utilizadas en buen número de las referencias bibliográficas españolas o francesas sobre el tema (DEBRAT, 1974; SANJAUME-SAUMELL *et al.*, 1982).

Estas cuestiones terminológicas ya han sido tratadas con algo de detalle en el capítulo introductorio, pero será conveniente recordar aquí que resulta del todo inadecuado emplear los vocablos *lapiaz* y *karst* a modo de sinónimos, confundiendo una parte concreta de las geoformas propias de los terrenos calizos —el *lapiaz*— con el término que designa el conjunto de manifestaciones que se dan en ellos —el *karst*—; una discusión acertada de la utilización correcta de los vocablos *karst* y *karstificación* está disponible en RENAULT (1977). Por otra parte debe dejarse constancia de que algún geomorfólogo destacable en cuanto al estudio del litoral, como sucede con GUILCHER (1958), ya ponía de manifiesto la no conveniencia de hablar en estos casos de karstificación, sino de complejos mecanismos de destrucción de las costas calcáreas.

La cuestión del lapiaz litoral ha sido abordada de maneras muy diversas, según las tendencias dominantes en diferentes países; aunque no se pretende efectuar ahora una revisión exhaustiva de la materia, se expondrán a continuación las líneas maestras que es posible distinguir en la literatura consultada. La bibliografía francesa —y, por mimetismo, la hispánica— se ha centrado hasta hace pocos años en la descripción de los conjuntos de formas presentes en los litorales calizos mediterráneos y en otros entornos geográficos (BATTISTINI, 1982; DALONGEVILLE, 1977; DEBRAT, 1974; FEVRET & SANLAVILLE, 1965; GUILCHER, 1953; GUILCHER, *et al.*, 1982; LILLO, 1980; SALOMON, 1982, 1987; SANJAUME-SAUMELL, 1985; SANJAUME-SAUMELL *et al.*, 1982), ocupándose sólo superficialmente de los mecanismos genéticos implicados. La literatura centroeuropea (SCHNEIDER, 1976, 1977; TORUNSKI, 1979) pone el énfasis en el papel jugado por los factores biológicos en la destrucción de las costas calcáreas; asimismo, interesantes contribuciones acerca de la bioerosión en los ambientes carbonatados costeros han sido realizadas por numerosos autores, sobre todo anglosajones, entre los que se cuentan FOLK *et al.* (1973), JONES (1989), PEYROT-CLAUSADE *et al.* (1995), RASMUSSEN & FRANKENBERG (1990), SPENCER (1988) y VILES (1988). Para concluir, no faltan tampoco los trabajos que tratan de aspectos morfogenéticos específicos, como son la influencia de la litología en el lapiaz litoral (LEY, 1977) o algunos de los mecanismos físico-químicos actuantes en estos ambientes costeros (EMERY, 1946; GUILCHER & PONT, 1957).

Tal vez las visiones más integradas acerca de los fenómenos de erosión litoral, en las rocas calcáreas, son las que suministra TRUDGILL (1976, 1985). Dicho autor desarrolla una completa discusión de todos los procesos que participan en este medio morfogénico —disolución inorgánica o biológicamente inducida, bioerosión por organismos perforantes y/o ramoneadores, meteorización, abrasión mecánica...—, obteniendo tasas de erosión intermareal del orden de 1 mm/año para las costas de Aldabra, en el Océano Indico. El uso combinado de varias técnicas experimentales le permite evaluar la participación de los diversos procesos analizados en las tasas de erosión medidas, magnitud que en el caso de la bioerosión puede

llegar a ser incluso superior al 50 % del total. Aparte de la trascendencia de los fenómenos bioerosivos, TRUDGILL (1976) relaciona la génesis y morfología del lapiaz costero con una progresiva desagregación granular de la roca —por disolución, bioerosión o meteorización físico-química (haloclastia, hidratación)—, favorecida por litologías de naturaleza bioclástica cuya textura se caracteriza por su relativa heterogeneidad; esta circunstancia da lugar, a muy pequeña escala, a un comportamiento diferencial frente a los agentes erosivos, que se traduce en una paulatina actividad destructiva del litoral a causa de la liberación pluricausal de partículas rocosas.

El complicado medio morfogenético constituido por las costas calcáreas da origen a un repertorio más bien simple de formas: cubetas de diversos tipos (*littoral pools, marine basins*), ásperas morfologías alveolares, pequeños pináculos, voladizos intermareales (*notches*), repisas organógenas (*trottoirs*), etc. Esta relativa sencillez en lo elemental se materializa no obstante en intrincados y variados micropaisajes caóticos, de los cuales no resulta fácil el análisis morfométrico en profundidad o cuando menos la sistematización descriptivo-cuantitativa. La complejidad a nivel de detalle, a la que se alude ahora, viene incrementada por la gran variabilidad ambiental existente en cuanto a los distintos grados de exposición del litoral a la dinámica marina; de esta manera, con la intervención adicional de factores litológicos, climáticos y ecológicos en general, se configura un interesante campo de investigación al que concurren múltiples disciplinas, y donde resta mucho trabajo por realizar.

Revisión bibliográfica sobre el lapiaz costero de Mallorca. Los algo más de 400 kilómetros de litoral de nuestra isla son un escenario idóneo para la observación de morfologías de lapiaz costero, habida cuenta del carácter calizo de la gran mayoría de los materiales aflorantes a lo largo de la franja costera. Así los tipos de costa mejor representados, dentro de los distinguidos por ROSSELLÓ-VERGER (1975), muestran un extensivo micromodelado superficial consecuencia de la destrucción de estos litorales

carbonatados. Nos referimos, en concreto, a las costas rocosas escalonadas —costas de *nip*— y aquellas otras constituidas por acantilados menores de 30 metros de altura, tipologías ambas en las cuales estas morfologías adquieren un notable desarrollo. A pesar de la idoneidad del marco geográfico, los estudios relacionados con el lapiaz litoral han sido hasta la fecha muy escasos, tal como se podrá comprobar acto seguido.

La primera referencia específicamente dedicada al lapiaz costero de Mallorca se debe a los investigadores franceses WALTER-LÉVY *et al.* (1958), quienes efectúan varios transectos correspondientes a la franja litoral de la bahía de Palma. Distinguen en los perfiles realizados la siguiente zonación, en sentido ascendente: una estrecha plataforma, bioconstruida en parte por algas calcáreas y moluscos vermétidos, en la parte superior de la zona infralitoral (*trottoir*); un llamativo *notch* o voladizo intermareal; y, finalmente, un ambiente supralitoral dominado por ásperos pináculos de lapiaz y por cubetas escalonadas, muchas de ellas de fondo plano y paredes extraplomadas. Estos autores se ocupan en especial del poblamiento vegetal asociado a la zonación descrita, centrándose en el estudio de las algas calcáreas acerca de las cuales se aportan datos analíticos sobre los minerales presentes en ellas.

Bastantes años después, KELLETAT (1980) se refiere a las formas y procesos biokársticos litorales observados por el autor en Cala Agulla (Capdepera), en el extremo nordeste de la isla. La zonación morfológica establecida por este investigador (Figura 24) es similar a la que se ha descrito en el párrafo anterior; en este caso, se completa el perfil obtenido con datos sobre los organismos presentes en cada zona y sus respectivas densidades de población. Este trabajo hace hincapié en la relevancia de los factores biológicos en la morfodinámica litoral, muy en la línea de las labores llevadas a cabo por SCHNEIDER (1976) y TORUNSKI (1979) en el Adriático. El autor germano que nos ocupa ahora ha publicado, asimismo, algunos trabajos adicionales de carácter bastante general (KELLETAT, 1985, 1997), en los que se incluyen referencias muy puntuales y de pasada sobre el litoral de las Baleares.

Mucho más recientemente han aparecido dos interesantes aportaciones centradas en la meteorización de las rocas calcáreas, en las zonas supralitorales de Mallorca. Por una parte, MOSES & SMITH (1994) estudian cómo actúan estos procesos en la plataforma costera de las inmediaciones de Cala Pi (Llucmajor), área representativa de los depósitos postorogénicos (Mioceno Superior) del Migjorn de la isla. Distinguen los mencionados autores dos ambientes bien individualizados en la zona supramareal (Figura 25). El primero de ellos abarca los acantilados y las áreas cercanas al borde de la plataforma litoral, lugares donde domina la meteorización salina (*haloclastia*) asociada al spray marino, produciéndose toda suerte de alveolos y hoyos que ocasionan un microrrelieve muy accidentado. El segundo ambiente se extiende hacia el interior,

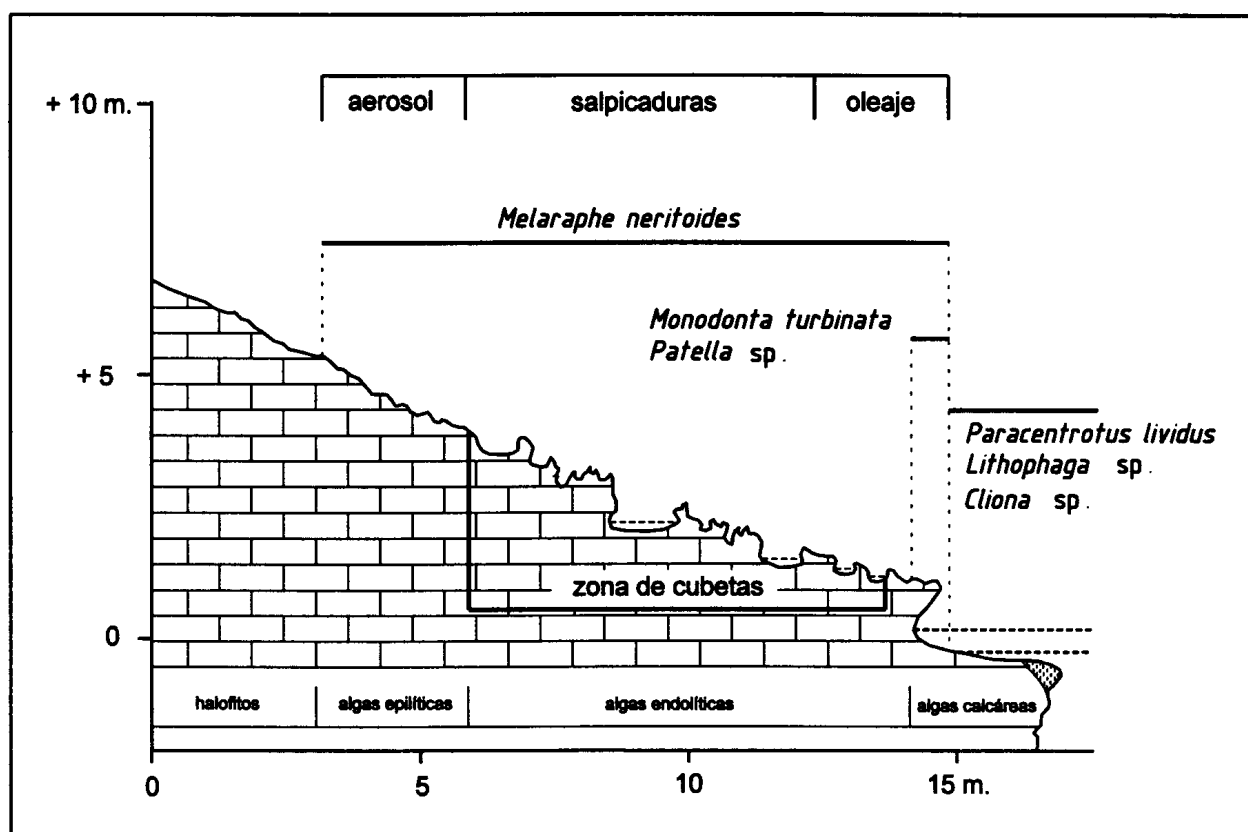


Figura 24: Perfil representativo de la franja costera en las inmediaciones de Cala Agulla (Capdepera); según KELLETTAT (1980), modificado.

Se indican los organismos animales más característicos observables a lo largo del perfil, así como los rasgos generales de su población vegetal. El *trottoir* existente en la zona infralitoral es, en buena parte, bioconstruido por moluscos verméticos (*Vermetus* sp.) y algas calcáreas del género *Lithophyllum*.

predominando la disolución que es responsable de la formación de sistemas de cubetas, con frecuencia interconectadas. Gran parte del trabajo al que nos referimos ahora, se dedica a dilucidar la incidencia de los mecanismos de haloclastia en la meteorización del litoral calizo objeto de estudio.

Con un enfoque bien diferente —que no pretende tener en consideración cuáles son los procesos morfogénicos involucrados— CROWTHER (1996) realiza una aproximación cuantitativa a la rugosidad de las superficies calcáreas, tanto en morfologías de disolución subaérea como en lapiaz costero de Mallorca. Los resultados que se reportan en ese artículo evidencian para el lapiaz litoral unos valores de rugosidad muy altos, comparados con los correspondientes al lapiaz subaéreo. Dentro del lapiaz costero estudiado por el citado autor, los valores mayores de rugosidad se dan en las zonas supramareales más próximas a la mar y, concretamente, en las prominencias rocosas existentes entre las abundantes cubetas litorales.

Dejando de lado la bibliografía a la que se acaba de pasar revista, no se dispone por el momento de estudios que traten en profundidad de los aspectos morfológicos y morfométricos del micromodelado litoral en nuestra isla. A lo sumo encontramos algunas referencias descriptivas a estos conjuntos de formas, hechas en obras geográficas o geomorfológicas sobre áreas determinadas de las Baleares (BUTZER, 1962; GINÉS, 1993; RODRÍGUEZ-PEREA & SERVERA, 1993; ROSSELLÓ-VERGER, 1964), entre las que cabe destacar el trabajo publicado por ROSSELLÓ-VERGER (1983) sobre las microformas de los litorales calcáreos de nuestra isla.

Algunas observaciones recientes. En este contexto de relativa precariedad, debe resaltarse que el desarrollo actual en Mallorca de un proyecto europeo más amplio sobre la dinámica erosiva de plataformas litorales (*ESPED: European Shore Platform Erosion Dynamics*), está comenzando a suministrar resultados de muy diversa índole; entre ellos se cuentan, por ejemplo, la medición de tasas totales de erosión costera y la cuantificación de la actividad de algunos agentes bioerosivos (GÓMEZ-PUJOL *et al.*, 2000a).

En la última línea de trabajo citada se sitúa la evaluación de la labor bioerosiva que llevan a cabo los gasterópodos *Melaraphe neritoides* y *Monodonta turbinata* (VILLANUEVA *et al.*, 2000; GÓMEZ-PUJOL *et al.*, 2000b), especies muy abundantes en las zonas meso- y supralitoral de Mallorca. Los citados autores señalan tasas máximas de destrucción del litoral de 0,02 gramos de roca por individuo y año para *Melaraphe neritoides*, y de 4,9 gramos/individuo/año para *Monodonta turbinata*. Estas cifras se materializan en tasas de erosión del orden de 0,5 mm/año, compensándose los bajos valores correspondientes a *Melaraphe neritoides* con una alta densidad de individuos de esta especie, mucho más elevada que la de las poblaciones de *Monodonta turbinata*.

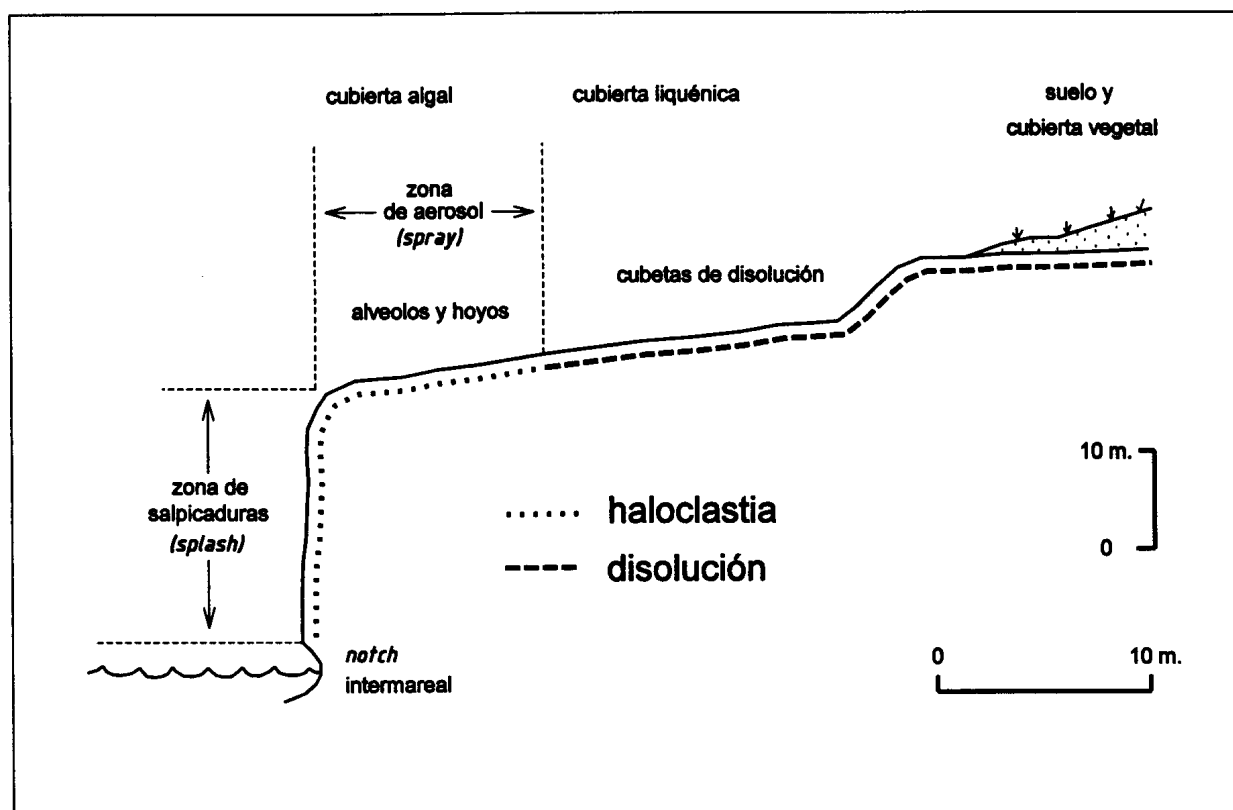


Figura 25: Zonas de meteorización diferenciables en los acantilados litorales próximos a Cala Pi, en el término municipal de Lluçmajor. Según MOSES & SMITH (1994), modificado. El sustrato litológico lo constituyen los depósitos de plataforma carbonatada del Mioceno Superior, que caracterizan a la unidad morfoestructural del Migjorn de Mallorca.

Una cuestión a resaltar radica en la variabilidad que presentan las tasas de erosión, en función de las características litológicas del sustrato. En

este sentido, VILLANUEVA *et al.* (2000) han cuantificado experimentalmente la bioerosión por *Monodonta turbinata*, tanto en calizas arrecifales (1,7 gramos/individuo/año) como en calcarenitas (4,9 gramos/individuo/año); las cifras resultantes ponen de manifiesto la gran importancia del factor litología en los procesos de destrucción del litoral, tal como señalaba TRUDGILL (1977). Las altas tasas de erosión, evaluadas en el caso de los materiales calcareníticos, denotan la acentuada relevancia de los mecanismos de desagregación de partículas rocosas en la morfogénesis del lapiaz costero; esta constatación es concordante con lo apuntado por TRUDGILL (1976) y TORUNSKI (1979), y parece ser válida con independencia de la naturaleza exacta de los procesos participantes, ya sean biológicos o estrictamente físico-químicos.

A falta de estudios pormenorizados sobre el lapiaz litoral del área en estudio —los cuales, como ya se ha dicho, se encuentran en curso por parte de un equipo pluridisciplinar integrado en el Proyecto ESPED—, se intentará a continuación resumir los rasgos definitorios del modelado en las zonas rocosas meso- y supralitorales del levante de Mallorca. Comenzando por la estrecha franja mesolitoral, aparece una repisa o banqueta organógena (*trottoir*), construida al menos en parte por algas calcáreas (*Lithophyllum* sp.) y moluscos vermétidos. Por encima de ella se localiza un *notch* o voladizo bioerosivo intermareal, cuya morfología resulta afectada por factores como el grado de exposición de los distintos tramos de costa, aumentando su dimensión vertical conforme se incrementa dicho factor; no obstante, los voladizos mejor desarrollados se encuentran en ambientes bastante resguardados, y en conjunción con rangos mareales bajos como el del Mediterráneo occidental. Ya en la zona supralitoral se observan complejos conjuntos de formas de lapiaz (alveolos, pequeños pináculos...) de topografía muy intrincada, que coexisten y alternan con una variada gama de cubetas litorales (DALONGEVILLE, 1977; EMERY, 1946). El modelado supralitoral se caracteriza por generar extensiones muy abruptas y rugosas, en las cuales se produce un progresivo aumento de la superficie de roca expuesta a los agentes erosivos, consecuente al paulatino desarrollo de la microtopografía del lapiaz costero; este incremento continuado en la cuantía

de superficie rocosa sometida a los procesos morfogénicos litorales, contribuye a las altas tasas de erosión que tienen lugar en estos ambientes.

Como norma general, las cubetas y otras formas deprimidas son muy abundantes en la parte inferior del perfil —alimentadas por el oleaje y las salpicaduras (*splash*)—, decreciendo su frecuencia a medida que se asciende a través de la zona supralitoral (Figura 24). La morfología de la franja costera, como es de suponer, influye de modo decisivo en la sucesión de microformas observables. Por ejemplo, en las costas integradas por acantilados de pequeña o mediana magnitud las cubetas pueden ser casi inexistentes en las inmediaciones del mesolitoral, concentrándose en cambio hacia la parte interna del dominio supralitoral (Figura 25) donde presentan formas de transición hacia la *kamenitza* convencional. Estos hechos se ven influidos por la disposición horizontal de las capas calizas que conforman la región natural del Migjorn, circunstancia que resulta favorable para el establecimiento de cubetas kársticas de disolución, en cuya alimentación sin duda participa también el spray marino.

Aparte de las microformas de erosión relacionadas con la biodestrucción de los litorales calcáreos, el lapiaz de disolución —en el sentido estricto del término— está presente en la plataforma que se extiende por encima de los acantilados costeros, pero sin dar lugar a morfologías distintivas dignas de ser destacadas; en su modelado no debe descartarse la más o menos importante participación de procesos fitokársticos (FOLK *et al.*, 1973; VILES, 1988). Más hacia el interior, el lapiaz va evolucionando hacia tipologías de aspecto cavernoso (*kavernosen karren*), constituidas por complicadas agrupaciones de perforaciones y alveolos generados bajo suelo (*subsoil lapiaz*). Estos lapiaces se encuentran ligados al progresivo desarrollo de una delgada cobertura edáfica, la cual sustenta la vegetación de garriga propia de estas áreas litorales de marcada aridez.

La costa oriental de Mallorca es sin duda un enclave excelente para la investigación de la dinámica erosiva en nuestras zonas meso- y supralitoral,

cuestión sobre la que se ha comenzado a trabajar de manera intensiva hace tan sólo unos pocos años (GÓMEZ-PUJOL *et al.*, 2000a). La diversidad de contextos litológicos —calizas y dolomías jurásicas, calizas y calcarenitas del Mioceno Superior, y eolianitas pleistocénicas—, junto con la variabilidad en los grados de exposición que se pueden encontrar, configuran un marco geográfico muy adecuado para el estudio del meso- y micromodelado de los litorales calcáreos, en ambientes de rango mareal bajo como los del Mediterráneo occidental.

3.3. Calas y barrancos: el papel del karst en su formación

Las calas son macroformas litorales que han atraído la atención de geógrafos y geólogos, particularmente en la cuenca mediterránea. No en vano, estos espectaculares accidentes de la línea de costa entraron en la literatura geomorfológica de la mano de PENCK (1894), quien describió esos fenómenos a partir del litoral oriental de Mallorca, utilizando el topónimo genérico catalán *cala* para designar las frecuentes indentaciones que presenta este tipo de costas. La abundancia de formas análogas en otras áreas geográficas del Mediterráneo —como sucede en los alrededores de Marsella, Francia (CHARDONNET, 1948; NICOD, 1951)— propició con posterioridad que el término provenzal *calanque* tuviese mayor éxito internacional, para hacer referencia a las penetraciones marinas existentes en las costas calcáreas (JENNINGS, 1985; TRENHAILE, 1987).

Definiciones y génesis. La definición más fiel a la ortodoxia representada por las localidades-tipo, que dieron origen a este término geomorfológico, es la que nos suministra ROSSELLÓ-VERGER (1995) en su revisión reciente sobre los ejemplos mallorquines. Dicho autor define el significado del término *cala* aludiendo a una penetración marina, preferentemente en un litoral calcáreo tabular, debida a la inundación eustática de un antiguo curso fluvio-torrencial; menciona también la participación de factores coadyuvantes en su morfogénesis, como son la fracturación distensiva, la karstificación, los mecanismos de colapso y la dinámica litoral. La relación entre la embocadura de la cala y su desarrollo interior suele situarse por debajo de los valores 1/1 ó 1/2, siendo los máximos índices de penetración medidos en nuestra isla del orden de 1/8,5 en el caso del Port de Manacor, o Portocristo (ROSSELLÓ-VERGER, 1995).

Los fenómenos similares, presentes en otros ámbitos territoriales, dan lugar a definiciones que poseen bastantes puntos en común en relación con la ya expuesta. Por ejemplo, el término equivalente *calanque* aludiría a pequeños valles —por lo general secos— encajados en la roca caliza e invadidos por el mar (NICOD, 1951; PASKOFF & SANLAVILLE, 1978). Otros investigadores hablan de manera algo ambigua de anfractuosidades de la línea de costa (CHARDONNET, 1948), o de pequeños golfos bordeados por acantilados que indentan las costas calcáreas, los cuales se pueden prolongar tierra adentro por medio de valles secos (CORBEL, 1956). Es oportuno mencionar aquí, que la bibliografía francesa relacionada más arriba usa el vocablo *crique* para designar las indentaciones costeras de tamaño poco relevante, carentes a menudo de su correspondiente prolongación continental en forma de valles fluviales secos.

Los factores genéticos implicados pertenecen a cuatro categorías principales (ROSSELLÓ-VERGER, 1995). Por un lado las fluctuaciones eustáticas marinas condicionan el nivel de base que controlará la excavación de los sistemas fluvio-torrenciales, produciendo asimismo su inundación durante pulsaciones transgresivas. Por otra parte, la dinámica fluvial —controlada por variables paleoclimáticas y litológicas, entre otras— es la responsable de la incisión de las redes de barrancos y torrentes; la naturaleza calcárea del sustrato impone lógicamente un carácter específico a los cursos epigeos, en los cuales abundarán las trayectorias encajonadas tan frecuentes en los terrenos kársticos. En tercer lugar debe aludirse a los condicionantes tectónicos, que podrán orientar el trazado de los cursos propiciando el encajamiento de la red fluvial a favor de determinadas alineaciones estructurales. Para terminar se mencionará la dinámica litoral, cuya participación se concreta en retoques morfo-sedimentarios como son, por ejemplo, la presencia de cordones de arenas o cantos que pueden individualizar albuferas de fondo de cala (GRIMALT *et al.*, 1992), o la eventual captura y destrucción de cavidades kársticas costeras.

La intervención decisiva de los procesos de karstificación es esgrimida, con más o menos vehemencia, para explicar la génesis de

algunas formas concretas. En este sentido PASKOFF & SANLAVILLE (1978) reconocen, en el archipiélago de Malta, anfractuosidades de la línea de costa consistentes en dolinas y pozos kársticos capturados e invadidos por el mar. En Menorca, por otro lado, ROSSELLÓ-VERGER *et al.* (1997) señalan la existencia de depresiones exokársticas explotadas por la evolución de los barrancos epigeos, las cuales originarían culos de saco en pequeños tributarios laterales, o incluso serían responsables de algunos meandros observables en los torrentes. En bastante de la literatura sobre la cuestión

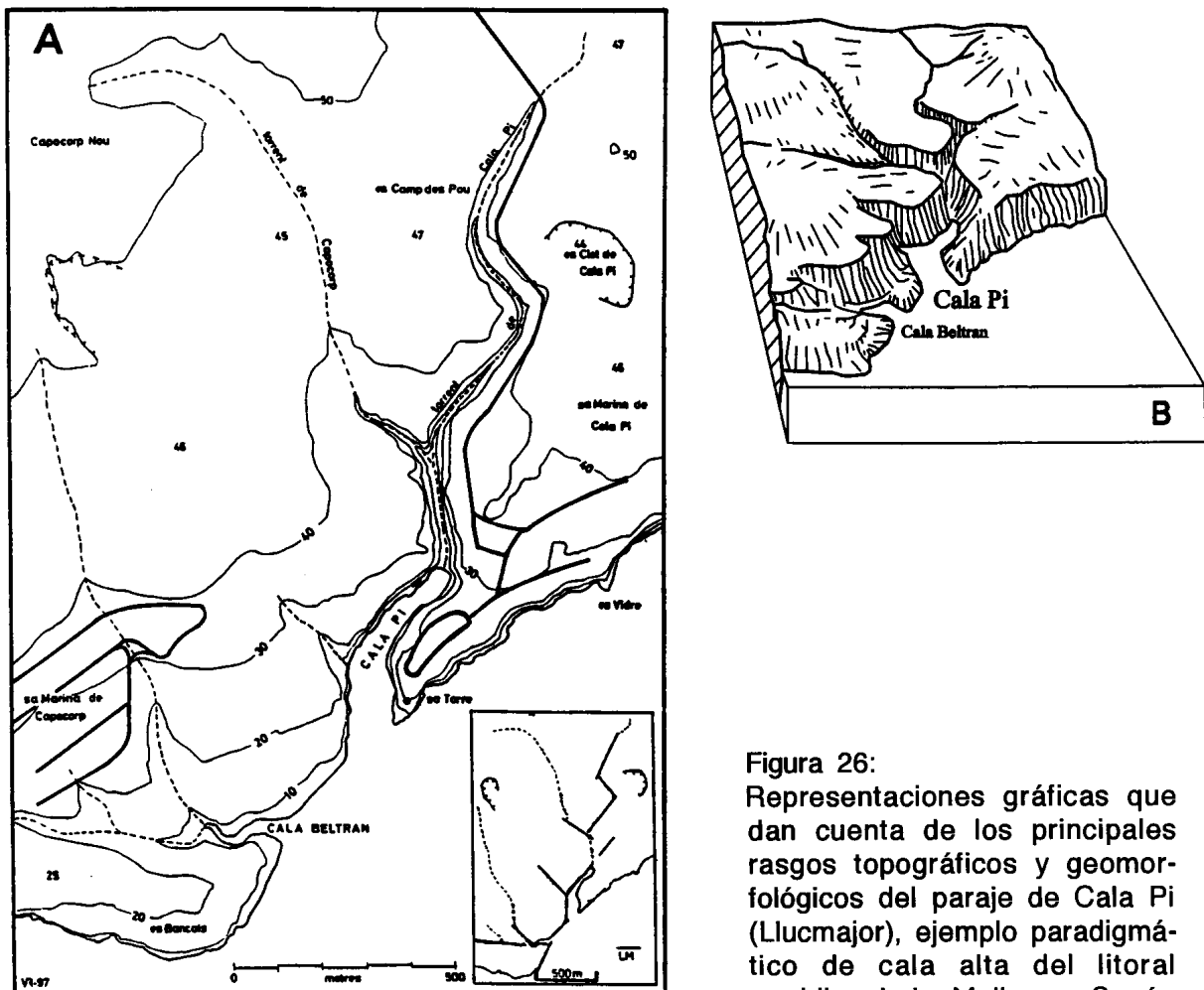


Figura 26:
Representaciones gráficas que dan cuenta de los principales rasgos topográficos y geomorfológicos del paraje de Cala Pi (Llucmajor), ejemplo paradigmático de cala alta del litoral meridional de Mallorca. Según ROSSELLÓ-VERGER (1998).

A: Cartografía simplificada de la zona, con indicación de la red de torrentes que disectan los materiales calcáreos tabulares del Mioceno Superior. En el recuadro pequeño se señalan las líneas estructurales de menor resistencia (LM), aprovechadas en la excavación del sistema torrencial.

B: Bloque diagrama de la cala y los torrentes asociados a ella.

de las calas, se echa mano de la karstificación para justificar la presencia de valles fluviales no funcionales; aparte de causas paleoclimáticas, éstos son

explicados en base al incremento de permeabilidad y a la profundización de las circulaciones hídricas, que van ligados a la evolución en el tiempo de los sistemas hidrogeológicos kársticos (CHARDONNET, 1948; NICOD, 1951). No faltan tampoco, en la mayoría de referencias enumeradas hasta ahora, las alusiones poco precisas al posible desmantelamiento de cavidades endokársticas, hecho que según algunos autores podría haber participado tanto en la configuración de algunas calas como en la de sectores encajonados de los barrancos. Para finalizar esta breve recapitulación, efectuada desde el punto de vista genético, se hará mención de las ideas de CORBEL (1956) quien relaciona —de manera sorprendente y poco fundamentada— la génesis de las *calanques* de Marsella con condiciones climáticas de signo periglaciario.

Revisión bibliográfica sobre las calas de Mallorca. La bibliografía sobre estas cuestiones es muy abundante, centrándonos ahora tan sólo en la que hace referencia a las calas de nuestro ámbito insular. Además de la descripción pionera de PENCK (1894), algunos investigadores como CARANDELL (1927) y LENCEWICZ (1927) hablan tempranamente de valles fluvio-torrenciales de carácter kárstico, invadidos por el mar a causa de movimientos negativos generalizados del litoral. Estos autores relacionan el anegamiento de la ensenada de Portocristo, con la inundación experimentada por las galerías y salas de las cercanas Coves del Drac; con esta argumentación rebaten, de manera explícita, la génesis marina propuesta por MARTEL (1896) para dicha importante cavidad subterránea. También correspondiente al primer tercio del presente siglo, conviene mencionar cómo la bibliografía generada por eminentes espeleólogos que visitaron la isla (MARTEL, 1903; JOLY, 1929) atribuye las calas, en buena medida, a hundimientos de bóvedas de cavernas. Se trata del resultado de trasponer la importancia del endokarst visitado por ellos, a la explicación de unas geoformas cuya génesis les resultaba difícil de justificar; los citados autores no aportan ninguna clase de evidencias concretas, sobre las que se sustenten sus interpretaciones.

De comienzos de los años sesenta, hay que destacar las actividades desarrolladas por BUTZER (1962) y BUTZER & CUERDA (1962) en el campo de la geomorfología litoral y el estudio del Cuaternario marino. En el primero de los trabajos indicados se relacionan las calas con la presencia de valles secos, inundados por movimientos eustáticos, en los cuales está patente un fuerte control estructural. Cuestiona el autor la incidencia en su génesis de procesos de hundimiento de cavernas kársticas costeras, situando a su vez la excavación de los sistemas fluviales en el Pleistoceno Inferior o el Plioceno. Esta atribución cronológica se basa en los depósitos marinos existentes en algunas localidades, que apoyarían la posibilidad de su formación con anterioridad al Pleistoceno Medio.

Los trabajos publicados durante la segunda mitad de este siglo incluyen algunas alusiones, hechas de pasada, a las morfologías litorales que nos ocupan. Así, tanto CRABTREE *et al.* (1978) como GRIMALT *et al.* (1991) efectúan revisiones abreviadas sobre la materia, insertas en materiales elaborados en ocasión de diversos encuentros de campo sobre Geografía Física, que tuvieron lugar en Mallorca. En otro orden de cosas CUERDA *et al.* (1986), al ocuparse del Cuaternario marino de Cala Pi, aluden a la trascendencia del control estructural en su formación, situando ésta cuando menos en el Pleistoceno Medio.

Sin lugar a duda, el amplio bagaje disponible sobre las calas de la isla —y los sistemas torrenciales asociados— se lo debemos en gran medida a ROSSELLÓ-VERGER (1964, 1975, 1979, 1995, 1998), quien ha dedicado una parte importante de su producción científica a estas cuestiones. Sus investigaciones no se han centrado de forma exclusiva en las calas y torrentes mallorquines, sino que se han hecho extensivas al litoral de Menorca (ROSSELLÓ-VERGER *et al.*, 1997), donde también han sido estudiados los rellenos de algunos barrancos en la mitad meridional de la isla (FORNÓS *et al.*, 1998; PARDO *et al.*, 1997). Los aspectos abordados en las numerosas publicaciones de dicho autor comprenden, entre otros, la descripción y análisis morfométrico de calas y barrancos, la dilucidación de

los factores genéticos participantes, la proposición de clasificaciones tipológicas de las calas, así como el estudio de sus rellenos sedimentarios.

Las calas del litoral oriental de Mallorca. A lo largo del levante de la isla (entre la Punta de n' Amer y el Cap de ses Salines) se localizan un número de calas superior a la treintena, las cuales articulan de manera notoria la costa, relativamente rectilínea, que limita la orla tabular de la región natural del Migjorn. La morfología de estas calas es simple: penetraciones marinas más o menos profundas, y en ocasiones de trayectorias meandrantes, que se continúan tierra adentro por medio de valles fluviales no funcionales (Figura 26) encajados en la plataforma de materiales calcáreos del Mioceno Superior.

Dentro de esta simplicidad, cabe distinguir distintas tipologías que han sido sistematizadas por ROSSELLÓ-VERGER (1964, 1995). Por un lado se individualizan las calas existentes en costas bajas —de las cuales Mondragó, en Santanyí, sería un muy buen exponente— resultantes de la inundación del curso de un torrente o rambla, que se prolonga con claridad hacia el interior; por estos cursos las aguas circulan esporádicamente durante episodios de precipitaciones intensas, presentándose a menudo pequeñas zonas húmedas en el fondo de tales calas. Una segunda categoría la constituyen las calas altas, cuyo ejemplo paradigmático lo constituiría Cala Pi (Figura 26), perteneciente al municipio de Lluçmajor, y por tanto situada fuera de la zona en estudio. En este caso se trata de barrancos que exhiben fuertes acañonamientos, debidos a su acentuada incisión vertical en un relieve tabular limitado abruptamente por costas acantiladas; es en esta segunda tipología donde se hace bien patente la naturaleza calcárea del sustrato, que origina cursos con características asimilables a los cañones kársticos. En ambas categorías es evidente un marcado control ejercido por la tectónica distensiva plio-pleistocénica; tal control se suele traducir en que los barrancos poseen a menudo tramos alternos paralelos entre sí, encajados siguiendo líneas estructurales de debilidad. Un tercer tipo lo integrarían las pequeñas calas, resultado de fenómenos muy locales de

<i>localidad</i>	<i>Desarrollo</i> (m) D	<i>Anchura</i> <i>boca</i> (m) A	<i>Anchura</i> <i>media</i> (m) Am	D/A	D/Am
Cala Morlanda	275	325	—	0,85	—
Cala Petita	275	150	50	1,83	5,5
sa Ferradura	200	125	—	1,60	—
Port de Manacor	1.800	210	100	8,57	18,0
Cala Murta	225	100	45	2,25	<u>5,0</u>
Cala Anguila	250	140	95	1,79	2,6
Cala Mendia	150	110	80	1,36	1,9
s'Estany d'en Mas	350	200	125	1,75	2,8
Cala Falcó	175	300	—	0,58	—
Cala Varques	320	200	160	1,60	2,0
Cala Magraner	<u>450</u>	250	95	1,80	4,7
Cala Virgili	460	210	65	2,19	7,1
Cala Bota	230	<u>180</u>	80	1,28	2,9
Cala Antena	300	150	50	2,00	6,0
es Domingos	225	210	—	1,07	—
Cala Murada	110	105	—	1,05	—
Cala sa Nau	500	100	55	5,00	9,1
Cala Mitjana	500	230	75	2,17	6,7
Cala Gran	470	160	180	2,94	2,6
Caló de ses Dones	310	130	70	2,38	4,4
Cala Llonga	1.070	170	140	6,29	7,6
Caló de ses Egos	380	160	60	<u>2,37</u>	6,3
Portopetro	1.150	400	—	2,87	—
Mondragó	500	250	160	2,00	3,1
Cala Figuera	800	250	<u>90</u>	3,20	8,9
Cala Santanyí	360	250	<u>90</u>	1,44	4,0
Cala Llombards	250	80	55	3,12	4,5
Cala de s'Almunia	150	150	—	1,00	—

Tabla 5: Datos morfométricos de las calas que articulan la costa oriental de Mallorca. Según ROSSELLÓ-VERGER (1995), modificado. En **negrita** se han resaltado las magnitudes máximas de los parámetros calculados, mientras que se han subrayado los valores más cercanos a la media aritmética de cada una de las variables.

erosión marina a favor de fracturas y/o de colapso de manifestaciones kársticas. Esta última tipología carece, por lo general, de prolongación tierra adentro en forma de cursos torrenciales.

La morfometría de las calas en la zona que nos interesa ha sido abordada en detalle por ROSSELLÓ-VERGER (1995). Extraída del mencionado trabajo, en la Tabla 5 se han reunido los datos correspondientes a 28 localidades de la costa oriental de Mallorca, relacionadas en orden de latitud decreciente. El *Desarrollo* de las calas (D) expresa su recorrido según un eje longitudinal alabeado, equidistante de ambos lados de ella; al trabajar con longitudes reales, y no con distancias mínimas en línea recta, se evita la subvaloración de aquellas calas cuyo recorrido presenta carácter meandrante. Se obtienen así valores medios de desarrollo real cercanos a los 450 metros, con un máximo de 1.800 metros en la ensenada del Port de Manacor (Portocristo). Los parámetros de amplitud de la cala empleados son dos: la *Anchura de la boca* (A) y la *Anchura media* (Am) de las diferentes localidades. Los valores medios de ambos parámetros de amplitud son, respectivamente, 180 metros para la anchura de la boca y 90 metros para la anchura media de estas macroformas costeras. Con las tres variables citadas se obtienen dos índices de indentación, que relacionan *Desarrollo / Anchura de la boca* (D/A) y *Desarrollo / Anchura media* (D/Am). El primero de estos índices alcanza magnitudes máximas superiores a 6 (en el caso de Portocristo se llega a 8,57) con valores medios por encima de 2; esto supone que la mayoría de las calas tienen una penetración, cuyo desarrollo duplica cuando menos la anchura de la boca. El segundo índice (D/Am) es tal vez el que da mejor cuenta del grado de penetración y encajonamiento de una cala, constatándose cifras cuya media aritmética ronda el valor 5, con un máximo de nueve en la localidad de Portocristo (18,0). Se puede comprobar, pues, que el desarrollo de buen número de las calas quintuplica como mínimo su anchura media, siendo este índice superior a 2 en casi todos los casos.

En la Figura 27 se incluye la cartografía de un sector de la costa manacorina, que se extiende al norte del núcleo turístico conocido como

Calas de Mallorca. Este tramo de litoral —por fortuna todavía virgen— ofrece un típico paisaje de calas, en el que se cuentan hasta 7 ejemplos importantes en tan sólo 2.500 metros de costa. El desarrollo máximo que alcanzan las calas representadas supera los 400 metros (Cala Magraner y Cala Virgili), poseyendo anchuras medias siempre inferiores a los 100 metros. Esta figura es muy ilustrativa de cara a comprobar las características diversas que pueden presentar los sistemas fluvio-torrenciales, responsables

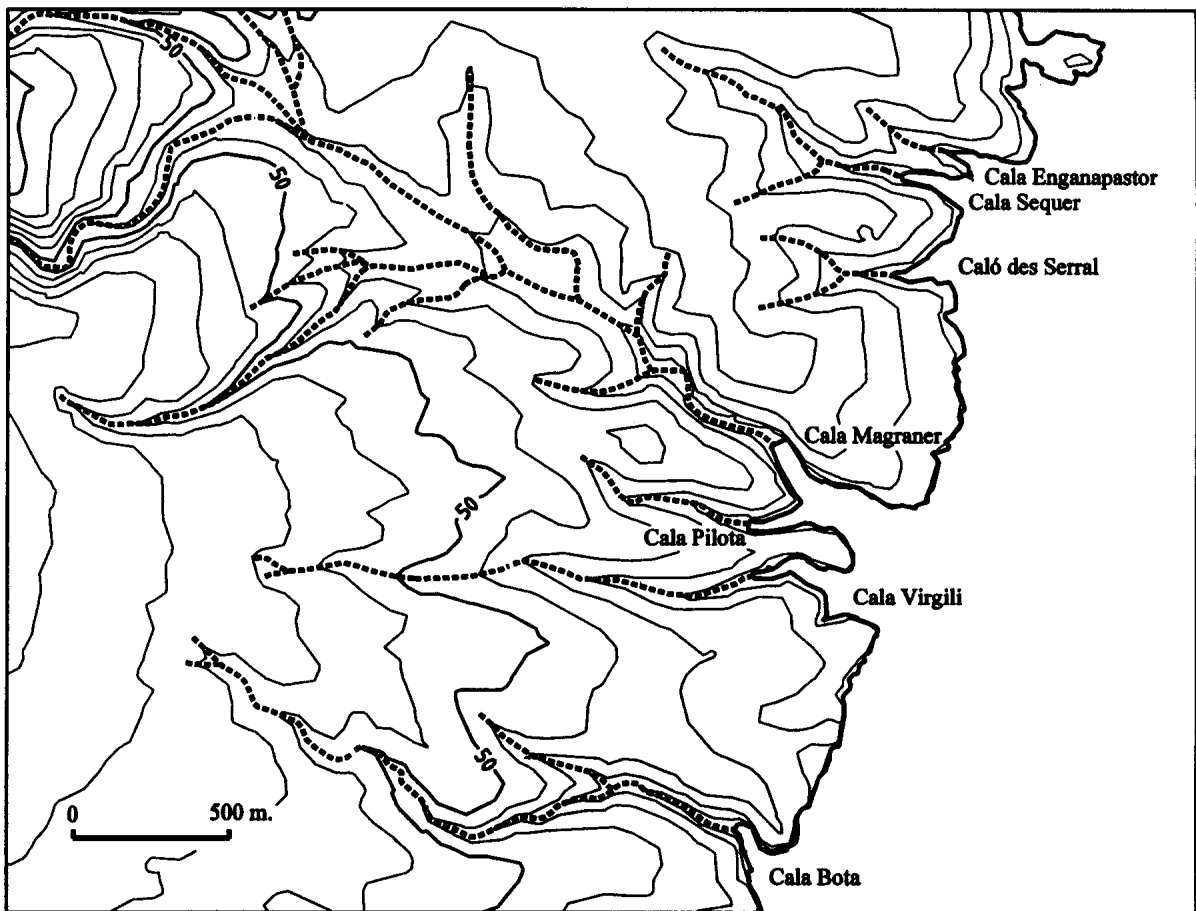


Figura 27: Cartografía de un tramo representativo de la costa del municipio de Manacor, que se extiende entre Cala Varques y el núcleo urbanizado de Calas de Mallorca.

Obsérvese el alto grado de articulación del litoral debido a la presencia de numerosas calas. Destaca también la magnitud y complejidad del sistema torrencial cuya desembocadura tiene lugar en Cala Magraner, en comparación que los torrentes de mucha menor entidad que drenan a las calas vecinas.

de la existencia de las calas. En este sentido, resulta evidente cómo la red de torrentes que drena hacia Cala Magraner es mucho más grande y compleja, si se compara con los sistemas torrenciales asociados al resto de

localidades. Debe tenerse presente que la cuenca drenada hacia dicha cala posee unas dimensiones tirando a respetables (11,25 km²), frente a las exiguas superficies de las cuencas vecinas; a su vez, se diferencia de ellas en que su cabecera alcanza las elevaciones estructuradas de las Serres de Llevant (GRIMALT *et al.*, 1990) y, en consecuencia, sus cursos principales tienen unas pendientes globales entre fuertes y moderadas (aprox. 4 %). Por contra, el resto de cuencas que aparecen en la cartografía son de extensión muy reducida, estando encajadas en su totalidad en la plataforma tabular de la *Marina* de Manacor. A pesar de la clara dicotomía expuesta, es factible observar que las calas representadas en la Figura 27 no vienen controladas, de manera decisiva, por las particularidades o la magnitud de la red hidrográfica superficial; al contrario, los índices más elevados de penetración se dan en Cala Virgili, cuya cuenca es realmente pequeña, alcanzándose valores de D/A y D/Am superiores a los de Cala Magraner, lugar donde desemboca un importante colector.

Estas consideraciones ponen de relieve que la morfometría de las calas responde primordialmente a condicionantes topográficos, los cuales a su vez están influenciados por factores geomorfológicos. Siguiendo esta línea de razonamiento los mayores índices de penetración los encontraremos, con toda lógica, en cursos con bajos gradientes topográficos en su parte terminal, y en aquellos otros de morfología bastante acañonada; situaciones ambas que se traducen en isohipsas casi paralelas a uno y otro lado del cauce fluvio-torrencial, a lo largo de trayectos a veces de longitud notable. Así, no es de extrañar que los valores máximos de las relaciones D/A y D/Am (ver Tabla 5) se obtengan en el Port de Manacor, localidad donde concurren los dos factores topográficos aludidos. Por el contrario, tal como se ha argumentado antes, las características globales de las redes de drenaje poseen una repercusión poco clara en la morfometría de las calas resultantes.

La incidencia de los procesos kársticos. La implicación de la morfogénesis kárstica en el origen de las calas —y de sus sistemas torrenciales— es una

cuestión casi siempre insinuada en la bibliografía, pero sobre la cual no abundan las evidencias concluyentes. Centrando la atención en el litoral oriental de la isla, no es exagerado afirmar que faltan ejemplos claros de la participación del hundimiento de cavidades subterráneas en la formación de estas penetraciones marinas. Desde luego es innegable que en los márgenes de algunas de esas ensenadas —al igual que en otros tramos cualesquiera del litoral— son numerosas las cavernas kársticas capturadas por el retroceso de la línea de costa, como sucede con la Cova Marina des Pont o la Cova de ses Dones, en Manacor, por citar sólo dos localidades. Aún así la morfología de las calas no suele verse afectada por la presencia de estas cavidades, correspondiendo el sector terminal de los cursos que desembocan en ellas a valles fluviales inundados y colmatados por sedimentos holocénicos. El hallazgo de cuevas que se desenvuelven en parte bajo los cauces de algunos barrancos, como el que afluye a Cala Varques (GRÀCIA *et al.*, 2000), tampoco implica una necesaria relación causal entre ambos fenómenos; al contrario, puede interpretarse como el resultado de la evolución progresiva de dos modelados que actúan de manera independiente, constituidos por la dinámica fluvio-torrencial y la espeleogénesis kárstica respectivamente.

La presunta existencia de formas endokársticas desmanteladas, que puedan haber contribuido asimismo a la configuración de los barrancos asociados a las calas, tampoco cuenta en el levante de Mallorca con evidencias que soporten sólidamente esa posibilidad. De hecho el hundimiento de las bóvedas de antiguas cuevas, como factor importante en la génesis de los cañones kársticos, es un mecanismo cuya frecuencia se ha exagerado, circunstancia que señalan acertadamente JENNINGS (1985) y SWEETING (1972). Esta modalidad genética tan sólo es aplicable en casos muy concretos como el del río Reka en el karst clásico de Eslovenia, conocido de sobras ya desde siglos precedentes y que puede haber favorecido una generalización abusiva de estos fenómenos.

No cabe duda, sin embargo, que la red fluvio-torrencial responsable de la presencia de nuestras calas está afectada en buena medida por la

litología calcárea del sustrato. Para aludir a las localidades ubicadas en la zona estudiada, sin duda es exagerado hablar de cañones kársticos; no obstante, nos encontramos con barrancos que exhiben tramos algo encajonados, al disponer de flancos acantilados de a lo sumo una o dos decenas de metros de altura. Se trata de un paisaje resultante del simple encajamiento de una red fluvial, pero dotado de ciertas peculiaridades propias de los territorios calizos: la acentuada incisión de los cursos epigeos —magnificada por los procesos de disolución de la roca— y, sobre todo, la poca relevancia de la dinámica de vertientes en estas litologías propician la presencia de formas acañonadas, que por otro lado no son exclusivas de las rocas carbonatadas (JENNINGS, 1985). La escasa actividad de los mecanismos de evolución de las vertientes resulta favorecida además por el carácter subárido del clima actual que, con importantes alternancias climáticas, puede haber sido dominante a lo largo de buena parte del Pleistoceno Medio y Superior. Finalmente, la disposición horizontal de los materiales del Mioceno Superior facilita la existencia de acantilados, correspondiendo a las capas de mayor competencia, en los cuales suelen abundar vacíos y concavidades relacionables con procesos de meteorización y erosión diferencial, más que con el desmantelamiento de auténticos sistemas endokársticos.

Un factor a tener en cuenta es la repercusión que los numerosos colapsos paleokársticos —objeto de nuestro interés en el siguiente capítulo—, existentes en el Mioceno Superior de Mallorca (FORNÓS *et al.*, 1995; FORNÓS, 1999), podrían tener en la formación de algunas calas. Tal como insinúa ROSSELLÓ-VERGER (1998), al referirse al conjunto de calas de Mondragó, está por determinar el grado de participación de esas manifestaciones paleokársticas en su morfogénesis; dichos fenómenos pueden haber representado zonas de debilidad aprovechadas por la incisión fluvial, al igual que ha sucedido con la fracturación distensiva plio-pleistocénica.

A pesar de todo lo expuesto, que tiende a minimizar la consideración de las calas y barrancos como morfologías genéticamente ligadas al karst, es

incuestionable la impronta que la naturaleza calcárea del sustrato ha dejado en el paisaje por medio de los mecanismos de karstificación. De hecho, la no funcionalidad de las ramblas o valles secos que desembocan en las calas ha de relacionarse tanto con la aridez actual del clima, como con el progresivo incremento de porosidad y permeabilidad que implica la evolución temporal del karst, considerado como sistema hidrogeológico (WORTHINGTON *et al.*, 2000). Los comentarios contenidos en los párrafos precedentes pretenden, pues, situar la componente kárstica en una posición lo más ajustada posible a las evidencias actuales, acerca de su repercusión en los sistemas de barrancos y calas de la Mallorca oriental. Todo ello sin negar a priori implicaciones mayores del karst, como las apuntadas para algunos grandes barrancos menorquines (ROSSELLÓ-VERGER *et al.*, 1997; FORNÓS *et al.*, 1998) en los que, por otro lado, la alimentación alogénica debe haber jugado un papel decisivo en su excavación.

En cuanto a la edad atribuible a la excavación de los sistemas fluviales, que darían origen a las calas por inundación eustática, debe reconocerse la inexistencia de indicios concluyentes al respecto. Aunque en trabajos recientes se apunta una posible cronología correspondiente al Pleistoceno Medio (ROSSELLÓ-VERGER, 1995, 1998), parece razonable pensar en una antigüedad mayor para estas redes de drenaje (Pleistoceno Inferior o Plioceno, al menos) en la línea de lo que sugieren otros autores (BUTZER, 1962; CUERDA *et al.*, 1986). A falta de evidencias sólidas sobre estas cuestiones, pensamos que no sería descabellado relacionar, cronológica y paleoambientalmente, la génesis de los barrancos del Sur y Sureste de Mallorca con las fases principales de espeleogénesis en la región kárstica del Migjorn. Ambos acontecimientos geomorfológicos —encuadrables en dos sistemas de erosión autónomos pero interrelacionados— tienen que haber acontecido en correspondencia con unas condiciones climáticas mucho más húmedas que las presentes y, presumiblemente, ajustados a un nivel de base como mínimo 25 metros inferior a la actual cota de la superficie de las aguas marinas; esta última posibilidad tiene su apoyo en el estudio de las formas subterráneas, que se emprende en los siguientes capítulos. Como se verá en su momento, las

informaciones espeleocronológicas disponibles ponen de relieve la dilatada historia evolutiva del endokarst de Mallorca, cuyas fases espeleogenéticas iniciales se remontan, con bastante probabilidad, a algún momento del Plioceno a incluso a los tiempos fini-miocenos.

3.4. Morfología de la línea de costa: la influencia del paleokarst fini-mioceno

En anteriores capítulos nos hemos ocupado, con cierto detenimiento, de los caracteres paisajísticos y geomorfológicos generales que presenta la franja costera del levante de Mallorca. Se ha insistido ya en el predominio de los litorales en forma de acantilados pequeños o medianos (de hasta 30 metros de altura), articulados por numerosas indentaciones marinas constituidas por las calas, aunque también resultan algo frecuentes las costas bajas escalonadas (BUTZER, 1962; ROSSELLÓ-VERGER, 1975); éstas se extienden, sobre todo, hacia los extremos meridional y septentrional de la orla de materiales postorogénicos, que configuran la mayor parte de la zona en estudio.

Precisamente las costas acantiladas, a las que aludíamos, suponen excelentes afloramientos donde es posible observar en detalle las secuencias sedimentarias típicas del Mioceno Superior de la isla (FORNÓS & POMAR, 1983; POMAR *et al.*, 1983b). Estas secuencias estratigráficas —expuestas de manera vistosa en los acantilados litorales— dejan ver deformaciones acusadas de las capas de materiales carbonatados, que llegan a originar importantes depósitos de brechas, aspectos ambos resultantes de la existencia de un paleokarst fini-mioceno responsable de estas espectaculares estructuras de colapso (FORNÓS *et al.*, 1995; FORNÓS, 1999).

El paleokarst, entendido como manifestación morfo-sedimentaria de procesos de karstificación acontecidos durante períodos geológicos pretéritos, está caracterizado por dos aspectos clave: las formas observables corresponden a unas condiciones morfogenéticas diferentes de las actuales

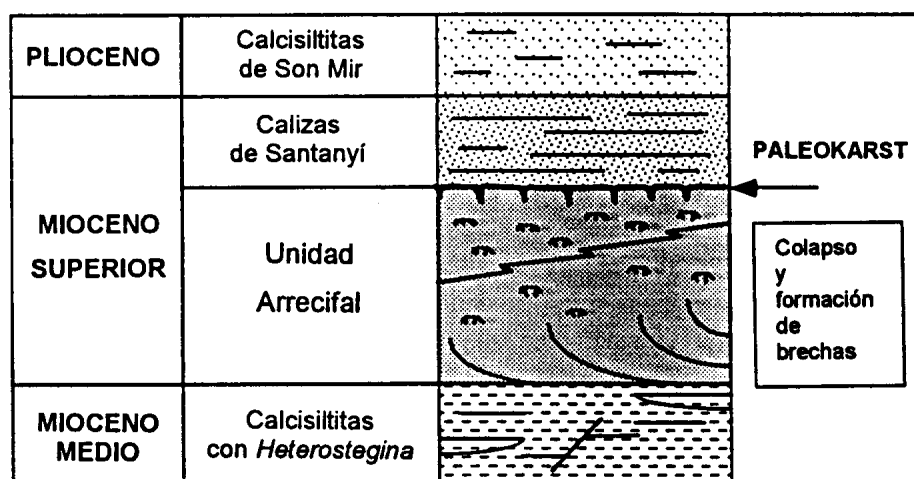
y, además, dichas morfologías se hallan recubiertas por materiales sedimentarios más modernos que las rocas carbonatadas donde está emplazado el paleokarst (BOSÁK *et al.*, 1989). En nuestro caso se trataría de un *subjacent interstratal paleokarst* (según la sistematización propuesta por los autores citados), resultante de antiguos mecanismos de karstificación desarrollados bajo materiales poco solubles, los cuales suelen ser de cronología anterior o al menos coetánea en relación a tales procesos.

Al estudio del paleokarst se ha dedicado bastante atención en las últimas décadas a causa de su notable interés económico, el cual está relacionado tanto con las mineralizaciones existentes como con el papel que puede desempeñar en la prospección y explotación de hidrocarburos. Interesantes puestas al día sobre la cuestión se encuentran disponibles en BOSÁK (1989), JAMES & CHOQUETTE (1988), PURDY & WALTHAM (1999) y WRIGHT *et al.* (1991), por lo que no nos extenderemos en generalidades sobre esta materia. Aparte de las obras mencionadas, la riqueza de los rellenos asociados al paleokarst en ambientes bien diversos queda puesta de manifiesto en trabajos como los de NADOR (1992) o los de JONES (1992); este último autor sistematiza la amplia variedad de depósitos que, desde el Oligoceno, rellenan los vacíos kársticos en determinadas islas oceánicas como las Cayman, en el mar Caribe.

En cuanto al paleokarst de final del Mioceno en el Migjorn de nuestra isla —y dejando de lado el interés intrínseco de su estudio, que no se encuentra entre los objetivos de esta memoria—, debe tenerse en consideración que esas manifestaciones paleokársticas resultaron heredadas y retrabajadas por la morfogénesis plio-pleistocénica, pudiendo tener su presencia repercusiones más o menos veladas en cuestiones como la formación de algunas calas o el desarrollo y evolución del endokarst. Tales cuestiones son tratadas en su momento en los apartados pertinentes, por lo cual la atención se centrará ahora en la incidencia que estos fenómenos paleokársticos tienen en la morfología de la línea de costa, observada a meso- y macroescala.

El paleokarst en el Mioceno Superior de Mallorca: aspectos morfológicos y brechas asociadas. Los materiales postorogénicos del Mioceno de la isla consisten en depósitos de plataforma carbonatada, que incluyen arrecifes bien desarrollados. En Mallorca habitualmente se han distinguido tres unidades deposicionales (POMAR *et al.*, 1983b), bien diferenciadas en cuanto a su litología y ambiente sedimentario (Figura 28). Pertenecientes al Mioceno Medio, se localizan en la base las “Calcsiltitas con *Heterostegina*”, que aparecen discordantes sobre los depósitos afectados por la orogenia alpina. Por encima de estos niveles se dispone la “Unidad Arrecifal” (POMAR, 1991; POMAR *et al.*, 1983a, 1996) caracterizada por la

Figura 28:
Esquema
estratigráfico del
Mioceno Superior
de Mallorca, en el
que se señala la
disposición del
paleokarst.
Según FORNÓS
et al. (1989a),
modificado.



existencia de arrecifes tipo barrera con amplios *lagoons*, que ocasionan una sedimentación de calcarenitas bioclásticas con importantes edificios coralinos. El techo de esta unidad arrecifal —de edad Tortoniense-Messiniense— presenta una superficie erosiva debida a un episodio de exposición subaérea de estos materiales. Dicha superficie se encuentra recubierta por la “Unidad Calizas de Santanyí”, también denominada “Complejo Terminal” (FORNÓS & POMAR, 1983, 1984), que se halla formada por sedimentos carbonatados litorales de facies muy variadas; entre ellas destacan las facies de manglares, así como las calizas oolíticas y estromatolíticas (ver Figura 13b). El Complejo Terminal aparece truncado por una superficie de erosión sobre la que descansan los depósitos del Plioceno. Como veremos más adelante, el paleokarst que nos ocupa se desarrolla en

las rocas calcáreas de la Unidad Arrecifal, afectando a su vez a la formación suprayacente (las Calizas de Santanyí) por medio de llamativos fenómenos de colapso.

Aunque el conocimiento del paleokarst fini-mioceno de la región natural del Migjorn dista mucho de ser exhaustivo, esas morfologías de colapso y sus rellenos han sido objeto de alguna atención en las últimas décadas. Las primeras referencias sobre la materia ven la luz como resultado de investigaciones sedimentológicas que, al ocuparse del Mioceno terminal de Mallorca, constataban la existencia de estas estructuras de deformación relacionadas con antiguos procesos de karstificación (FORNÓS & POMAR, 1983, 1984). Con posterioridad, algunas publicaciones tratan estos fenómenos desde una perspectiva más karstológica, describiendo las formas observadas y los rellenos de brechas ligados a ellas (FORNÓS *et al.*, 1989a; FORNÓS, 1991). A modo de continuación de estas labores, en los años 90 aparecen dos trabajos que sintetizan el conocimiento disponible sobre el paleokarst en el Mioceno Superior (FORNÓS *et al.*, 1995; FORNÓS, 1999); estas publicaciones, aparte de la descripción de los colapsos observados, se interesan asimismo por sus aspectos genéticos y su encuadre cronológico. Para finalizar, en una breve nota ROBLEDO & POMAR (2000) intentan recientemente relacionar la génesis de estas estructuras con la arquitectura de las plataformas carbonatadas que las acogen, esbozando un modelo genético el cual en esencia no difiere de lo argumentado con anterioridad.

Entrando ya en los aspectos morfológicos, diremos que en los acantilados costeros del sureste de Mallorca —extendiéndose con relativa continuidad entre Cala Llombards (Santanyí) hasta s'Algar (Portocolom, Felanitx)— abundan las formas debidas a mecanismos de subsidencia, producidos por antiguos procesos de disolución kárstica (Figura 29). Es posible observar a todo lo largo del citado litoral una serie de continuas deformaciones de los materiales carbonatados, que siguen el contacto entre la Unidad Arrecifal y las Calizas de Santanyí. Estos colapsos paleokársticos con frecuencia afectan a todo el paquete correspondiente al Complejo Terminal, si bien las deformaciones son más evidentes en los niveles

inferiores de manglares, que en las capas superiores de facies predominantemente oolíticas y estromatolíticas. Los mecanismos de colapso tan sólo suelen interesar a los niveles superiores de la Unidad Arrecifal infrayacente.

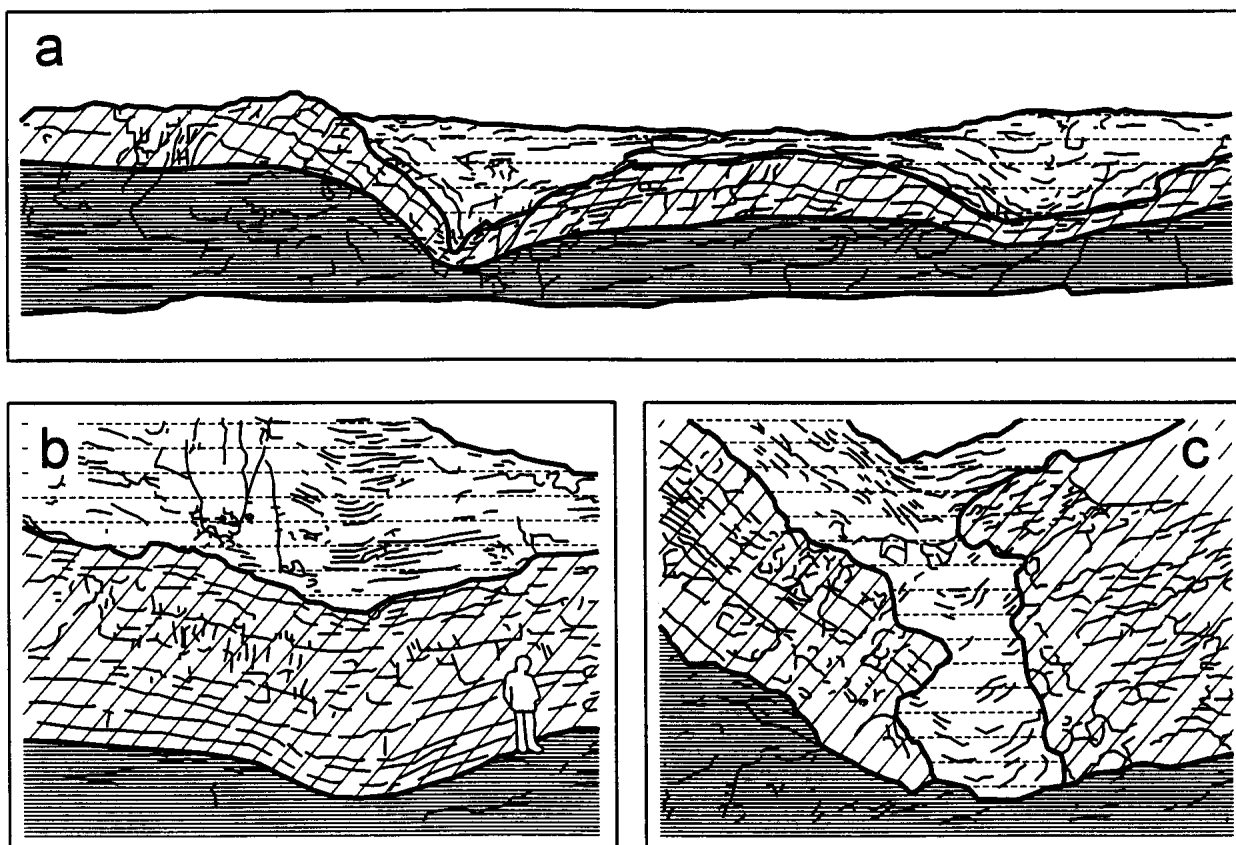


Figura 29: Aspecto de algunos colapsos paleokársticos observables en los acantilados costeros del levante de Mallorca. Según FORNÓS *et al.* (1989a), modificado.

a: vista panorámica de un fragmento de la línea de costa, tomada desde el mar (la altura de los acantilados es del orden de la veintena de metros); **b:** leve depresión que afecta a la unidad Calizas de Santanyí (la silueta humana sirve de escala); **c:** vacíos a modo de chimenea existentes en la formación Calizas de Santanyí, los cuales aparecen rellenos de brechas subsidentes de los materiales oolíticos superiores.

Rayado horizontal continuo: Unidad Arrecifal (Tortonense); **rayas inclinadas:** facies de manglares de la formación Calizas de Santanyí, o Complejo Terminal; **rayado horizontal discontinuo:** facies estromatolíticas y oolíticas de la unidad Calizas de Santanyí (Messiniense). Consultar columnas estratigráficas detalladas en la Figura 13.

En detalle el aspecto general de estas manifestaciones paleokársticas se asemeja al de un reloj de arena algo asimétrico (Figura 30), ya que la concavidad superior es habitualmente más amplia y suave que la cavidad inferior. Desde el punto de vista morfológico cabe distinguir

tres partes, de la base hacia el techo (FORNÓS *et al.*, 1995). Por un lado —y siempre localizada en la Unidad Arrecifal— se observa una cavidad irregular, de dimensiones muy variables, rellena de fragmentos angulosos tanto de la unidad encajante como de las Calizas de Santanyí. Por encima de estos vacíos inferiores se extiende un conducto en forma de chimenea estrecha, de paredes bastante verticales y relleno de brechas heterométricas, que pone en comunicación dichos vacíos con una depresión sinusoidal superior muy marcada. Este tercer elemento morfológico de los colapsos paleokársticos del Migjorn —tal vez el más llamativo de todos— es el resultado de la deformación plástica de los niveles basales de las Calizas de Santanyí, que confluyen buzando centrípetamente hacia la chimenea. En muchas ocasiones la chimenea central es evidente también en las Calizas de Santanyí, formando un cuerpo columnar de brechas de los depósitos oolíticos suprayacentes, flanqueado por las fuertes inflexiones en V de los niveles inferiores del Complejo Terminal.

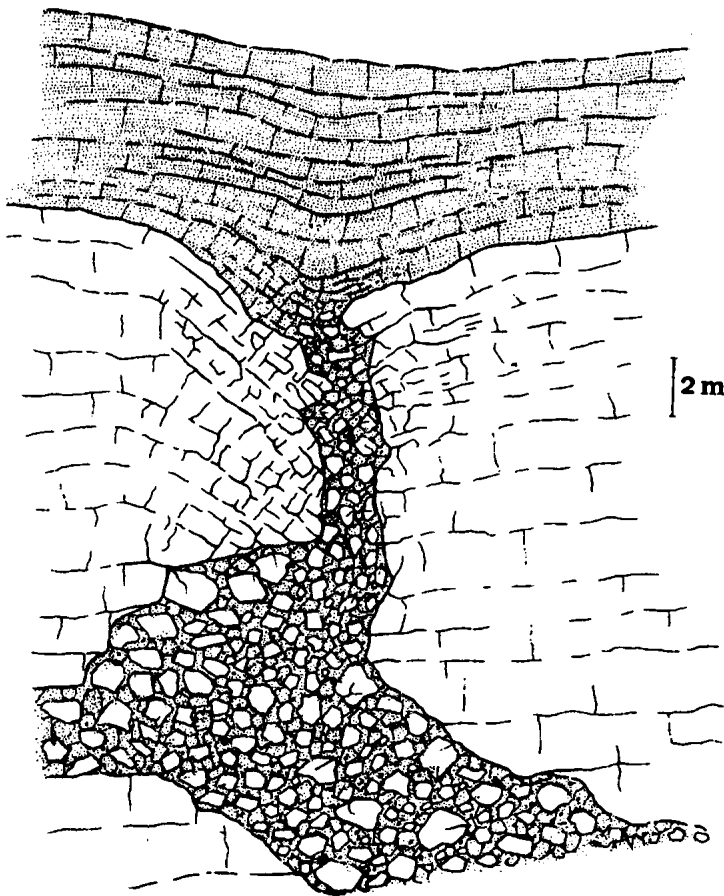


Figura 30:
Esbozo morfológico de los colapsos paleokársticos que afectan al Mioceno Superior del sur y levante de la isla (según FORNÓS *et al.*, 1995). Su disposición es asimilable a la de un reloj de arena, presentando una chimenea central por la que penetran los materiales brechados del Complejo Terminal (Calizas de Santanyí).

Los diámetros de las depresiones superiores oscilan entre los 25 y 100 metros, aunque puede haber ejemplares mucho menores (<5 metros de

ancho) y también de mayor tamaño como resultado de la coalescencia de varias de estas unidades; sus profundidades alcanzan dimensiones de hasta 15 metros. Las paredes de las depresiones poseen unas pendientes en torno a los 20°-30° en dirección a su centro, que pueden superar los 45°-60° e incluso alcanzar la verticalidad en las zonas inmediatas a la chimenea central.

En su conjunto, las formas observadas en el Migjorn de Mallorca se asemejan a los fenómenos paleokársticos estudiados por SANGSTER (1988) al tratar de los depósitos de plomo y de zinc en diversos puntos de Norteamérica (Mississippi, Missouri y Canadá); este autor describe unas estructuras brechadas que denomina como *cuerpos prismáticos* o *columnares*, los cuales presentan fuertes analogías morfológicas con las chimeneas centrales de nuestros colapsos.

La existencia de antiguos vacíos y cavidades de disolución en la Unidad Arrecifal, junto con los ulteriores mecanismos de colapso inducidos por dichos vacíos kársticos, se materializaron en extensivos procesos de formación de brechas. Éstas poseen características muy variadas en función, sobre todo, de los niveles del Mioceno Superior involucrados y de los diferentes estadios en la evolución del colapso paleokárstico (FORNÓS *et al.*, 1989a; FORNÓS, 1999). Las cavidades basales se ubican siempre en la Unidad Arrecifal como ya se ha dicho, encontrándose en todos los casos rellenas de brechas polimícticas cuyos clastos son de tamaño muy variable (de orden centimétrico a métrico), angulosos o subredondeados, con presencia destacable de matriz calcarenítica. Cuando los materiales afectados son los niveles inferiores de las Calizas de Santanyí (facies de manglares), los clastos son subangulosos y de tamaño centimétrico o decimétrico, presentando una matriz formada por calcarenitas y calcisiltitas. En cambio, si los depósitos involucrados corresponden a los niveles superiores del Complejo Terminal (calizas oolíticas) las brechas resultantes son oligomícticas, estando constituidas por clastos muy angulosos, sin matriz, cuyo tamaño va desde centímetros hasta más de un metro; estas brechas suelen estar muy bien cementadas por precipitados cristalinos carbonáticos.

Génesis y cronología de los colapsos paleokársticos. La génesis del paleokarst, observable en el sureste de la isla, hay que relacionarla con un fuerte incremento de porosidad, derivado de la disolución preferencial de las masas aragoníticas de corales presentes en la Unidad Arrecifal (FORNÓS & POMAR, 1983; FORNÓS *et al.* 1995). Esta progresiva creación de porosidad originó el crecimiento de vacíos irregulares, que en última instancia provocarían el flujo subsidente hacia esas cavidades —y la consiguiente formación de brechas— de los materiales más plásticos correspondientes a los niveles inferiores del Complejo Terminal (Figura 31). Este flujo centrípeto se transmitiría hacia el resto de la formación Calizas de Santanyí, dando lugar también a la brechificación de los niveles oolíticos y estromatolíticos superiores.

Los tres tipos básicos de brechas, que se han descrito más arriba, se generan secuencialmente conforme evolucionan estos fenómenos paleokársticos. Las primeras etapas de formación de brechas se inician con la disolución y colapso ocurridos en el seno de la Unidad Arrecifal; estos procesos desencadenan con posterioridad la rotura semiplástica de las capas basales de las Calizas de Santanyí (facies de manglares), hasta producir finalmente la rotura frágil de los depósitos superiores de calizas oolíticas.

No existen evidencias concluyentes del funcionamiento de nuestros colapsos a modo de auténticas dolinas, ya que en ningún caso estas manifestaciones paleokársticas tienen reflejo topográfico en superficie; tampoco se han constatado morfologías evidentes de exposición subaérea de estas formas deprimidas. Por tanto el modelo genético presumible se acerca al concepto de *subsistencia* en el seno de un *karst subyacente*, en el sentido que lo recoge JENNINGS (1985). Asimismo, tal como ya se ha adelantado al comienzo de este capítulo, los fenómenos paleokársticos observados entrarían en la categoría de *subjacent interstratal paleokarst* (BOSÁK *et al.*, 1989), tipología relacionada con procesos de disolución

ocurridos bajo depósitos poco solubles suprayacentes a las rocas karstificables.

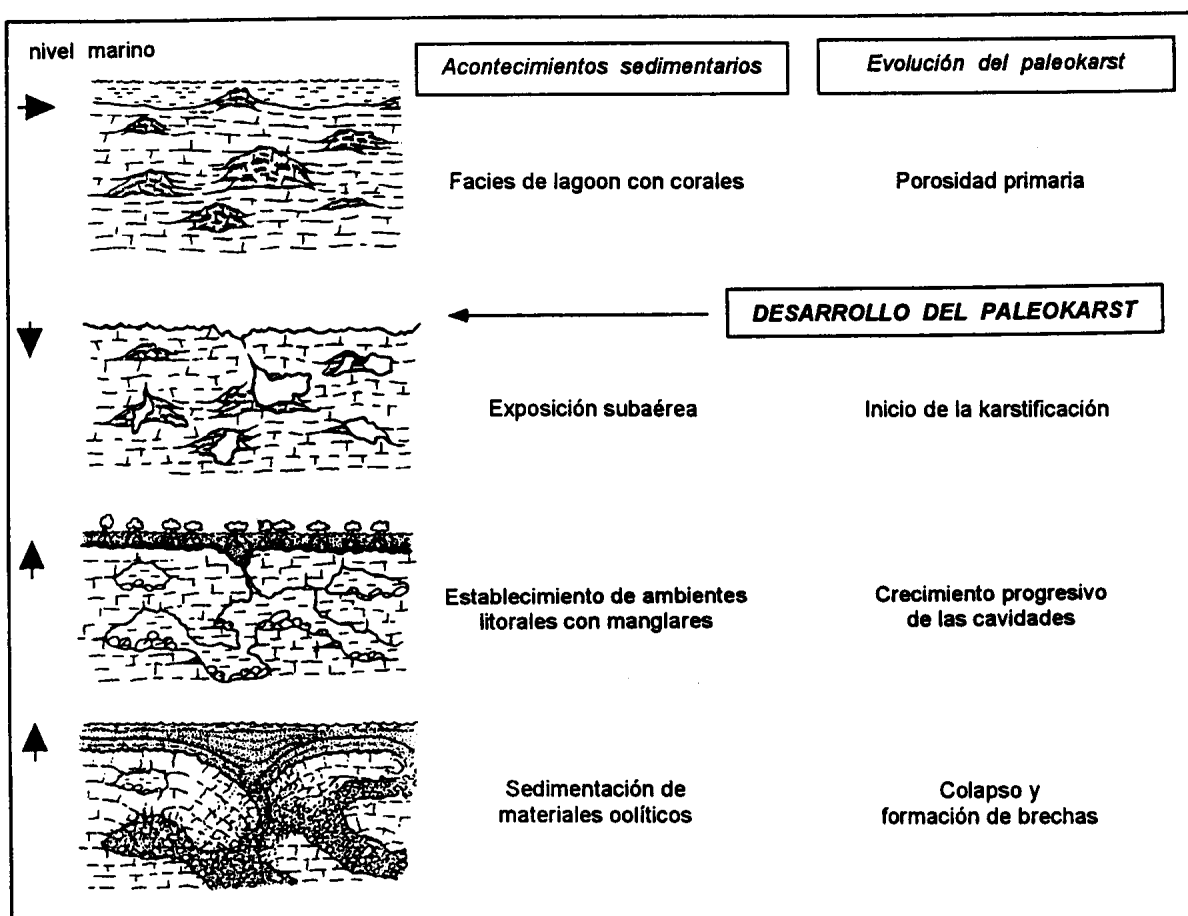


Figura 31: Esquema evolutivo sobre el desarrollo del paleokarst en el Mioceno Superior de Mallorca. Según FORNÓS *et al.* (1995), modificado.

La distribución espacial de los colapsos parece estar condicionada por factores litológicos, tales como la arquitectura de las facies de frente arrecifal y de lagoon externo donde abundan las masas de corales susceptibles de disolución kárstica. Aún así, está por evaluar el control que la fracturación distensiva postorogénica puede haber representado en la génesis de estos fenómenos; debería tenerse en mente que la disposición de los colapsos a lo largo de la línea de costa, podría estar relacionada también con las alineaciones estructurales responsables de la geometría actual del litoral oriental de la isla.

En cuanto a su cronología, la edad precisa en que tuvo lugar el desarrollo del paleokarst no es fácil de precisar del todo. Siguiendo las ideas planteadas por BOSÁK *et al.* (1989) al sistematizar estas cuestiones, el paleokarst de tipo subyacente se caracteriza por ser más joven que las rocas poco o nada karstificables que lo recubren. En nuestro caso parece constatar una primera fase de exposición subaérea de la Unidad Arrecifal, en la que podrían comenzar a producirse los primeros mecanismos de creación de porosidad; no debe descartarse tampoco la existencia de procesos kársticos singenéticos (JENNINGS, 1968) que se desarrollasen de modo contemporáneo a la litificación de los materiales que forman esta unidad. El establecimiento posterior de ambientes litorales con manglares (ver Figura 31) conllevaría el crecimiento volumétrico en condiciones freáticas de las cavidades, paralelo a la sedimentación de la unidad Calizas de Santanyí; previsiblemente, el desarrollo del paleokarst puede haber ocurrido de manera continuada durante la deposición del Complejo Terminal, de edad Messiniense. Estos procesos kársticos deben haber sido relevantes, al menos, hasta que hubiese tenido lugar una mínima litificación de las Calizas de Santanyí, ya que su deformación y brechificación sería imposible tratándose de sedimentos no consolidados; la génesis de los colapsos hay que situarla pues al final del Messiniense, como pronto, ya que las brechas incluyen con suma frecuencia clastos correspondientes a los niveles superiores oolíticos. Hablando en términos generales, se trata por lo tanto de un paleokarst fini-Mioceno (FORNÓS *et al.*, 1995; FORNÓS, 1999), aunque importantes procesos de karstificación —morfo-genéticamente distintos— han continuado en estas áreas a lo largo del Plioceno y Pleistoceno, de modo paralelo a la evolución diagenética de las litologías afectadas.

Repercusiones en la morfología litoral. Se exponen acto seguido algunas consideraciones, acerca de la incidencia que los colapsos paleokársticos tienen sobre la trayectoria de la línea de costa y su morfología de detalle. No se pretende, ni mucho menos, dejar zanjada esta cuestión; tan sólo es propósito de los párrafos que seguirán aportar las observaciones efectuadas

al respecto, las cuales corresponden principalmente a la franja costera de Mondragó (Santanyí). Estos datos podrán constituir, en todo caso, el punto de partida para análisis pormenorizados de estos aspectos.

En la Figura 32 se incluye una cartografía simplificada del litoral de Mondragó, en la que ha sido representada la situación de los principales colapsos paleokársticos reconocidos. Es posible observar que éstos son muy numerosos en estos parajes, constatándose un mínimo de 15 colapsos relevantes distribuidos en 4 kilómetros de desarrollo real de la línea de costa. Su localización no sigue una pauta clara, estando situados tanto en los flancos de pequeñas calas (Caló des Savinar, Solimina) como en salientes costeros, como la propia Punta des Savinar. No se constatan fenómenos de este tipo que hayan contribuido a la configuración de la gran entrada marina de Mondragó; a lo sumo se reconocen algunos colapsos poco espectaculares en las proximidades de la Guàrdia den Garrot, en el tramo de litoral que se extiende hacia el Caló den Burgit.

A pesar de la distribución aparentemente aleatoria de estas estructuras, la mayoría de ellas exhibe un rasgo característico: la chimenea central del colapso da lugar a prominencias de la línea de costa, debido a su mayor resistencia a la erosión marina. Aunque esta circunstancia queda mejor documentada en los abundantes materiales gráficos que se reúnen en el anexo fotográfico, la Figura 33 nos muestra un ejemplo paradigmático de esta situación, representado por el gran colapso cercano al Niu de s'Àguila, el más meridional de los recogidos en la cartografía adjunta del área. Es posible observar, en esa representación esquemática, cómo los niveles superiores de la formación Calizas de Santanyí (facies oolíticas y estromatolíticas) describen una acentuada deformación en U muy abierta, en la vertical de un cuerpo central fuertemente brechado; estas brechas se encuentran cohesionadas por gruesas capas de cemento calcítico, hecho que confiere una notable consistencia a la zona central del colapso. A ambos lados, las capas correspondientes a las facies de manglares se inflexionan hacia el interior de la chimenea central, presentando una muy intensa fracturación —cuyos planos buzan, de manera centrífuga, en direcciones

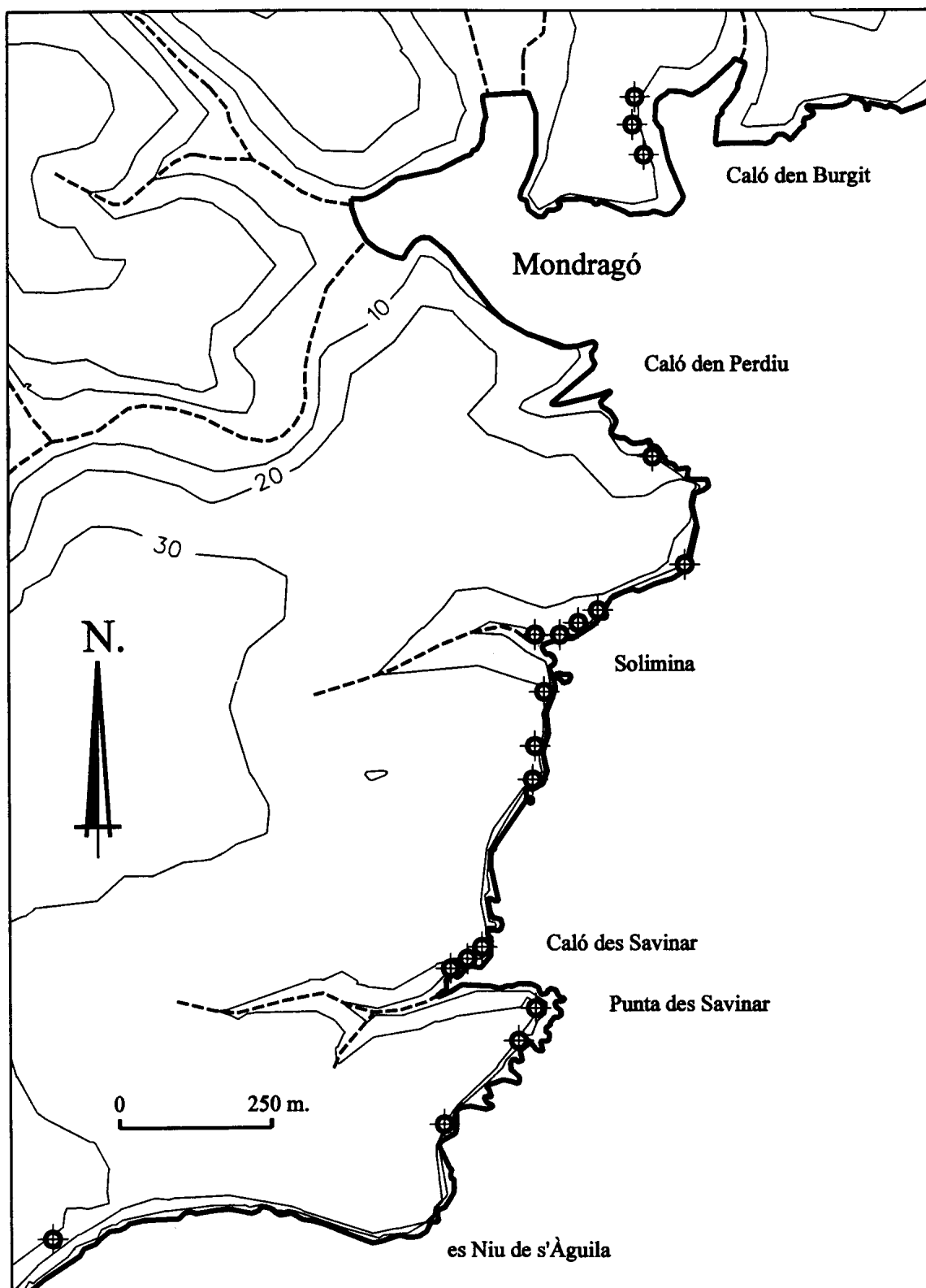


Figura 32: Cartografía que recoge la situación de los principales colapsos paleokársticos reconocidos en el litoral próximo a Mondragó (Santanyí).

opuestas al centro del colapso— la cual está ligada a la notable deformación de estas capas basales del Complejo Terminal. Como consecuencia de todo ello, el cuerpo central y prominente del colapso se halla flanqueado por cuevas de erosión marina, que aprovechan los sectores más deformados y fracturados de los niveles inferiores de las Calizas de Santanyí.

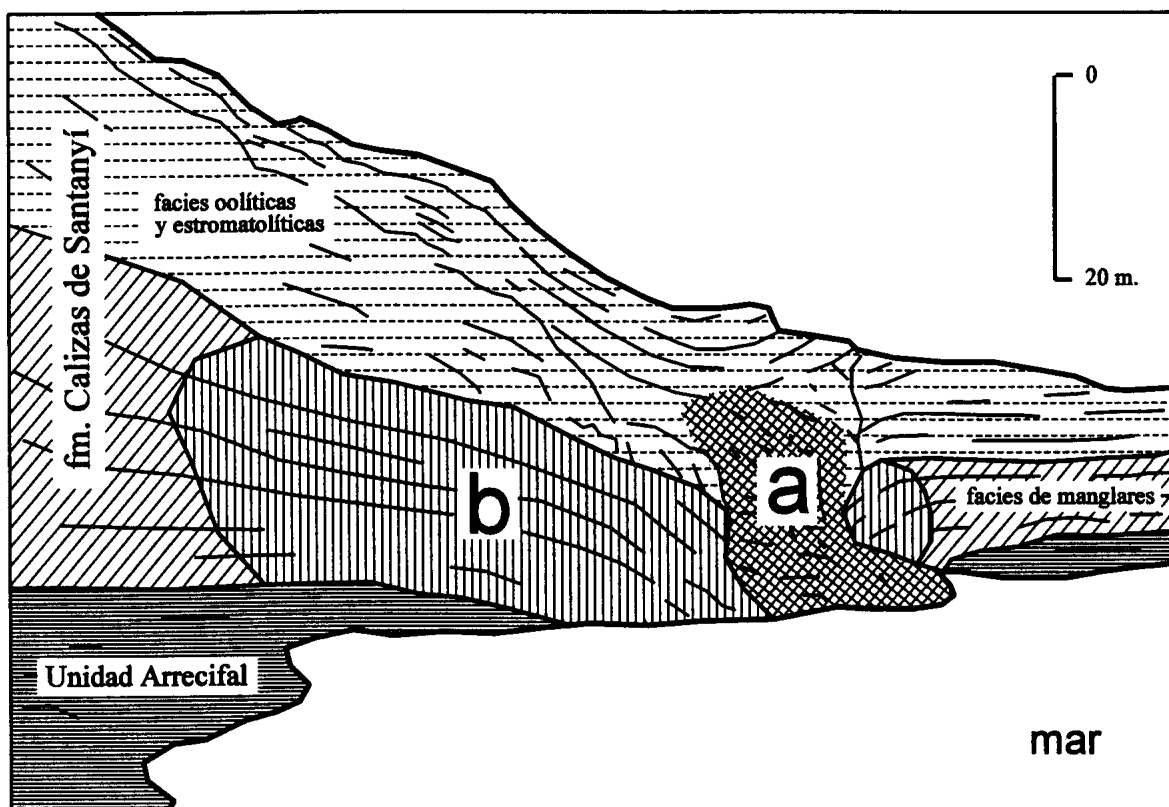


Figura 33: Esquema interpretativo del gran colapso paleokárstico cercano al Niu de s'Àguila (Santanyí), elaborado a partir de una fotografía tomada desde la propia ribera marina. Un croquis topográfico de esta localidad se halla incluido en la Figura 63.

Obsérvese la marcada curvatura de las capas superiores, en la vertical del centro del colapso. Su chimenea central (a) —constituida por brechas heterométricas muy cementadas— ocasiona una prominencia notable de la línea de costa, a causa de la mayor resistencia que ofrece a la erosión costera; a ambos lados de ella se localizan sendas cuevas marinas (b), que aprovechan las zonas intensamente deformadas y fracturadas existentes en los flancos del colapso.

El resultado morfológico descrito ahora, en base a la representación esquemática de la Figura 33, aparece reflejado con mayor detalle en la topografía incluida en la Figura 63 al tratar de las cuevas marinas. Esta

clase de situaciones, llevadas a casos extremos, pueden explicar la génesis de arcos litorales, como el existente entre Solimina y el Caló den Perdiu, visible con claridad desde la vertical del Illot de Solimina.

La casuística descrita hasta el momento es generalizable a la práctica totalidad de los colapsos del área de Mondragó (ver mapa en la Figura 32); aún así existen evidencias que denotan un comportamiento ambivalente de estos fenómenos, en lo que respecta a sus repercusiones en la morfología costera. En este sentido, aunque en el sector de costa estudiado los colapsos constituyen enclaves de mayor resistencia a la dinámica marina —originando prominencias litorales, como ya se ha visto—, en otras localidades del este de la isla el comportamiento ha sido diferente, desarrollándose penetraciones marinas debidas a la erosión preferencial de estas formas paleokársticas.

Este comportamiento dicotómico, que se está planteando ahora, queda bien ilustrado por la Figura 34. En ella es factible comprobar cómo en el litoral de Santanyí estos fenómenos originan convexidades de orden métrico a decamétrico de la línea costera, correspondientes a las chimeneas centrales de los colapsos (Figura 34A). Esta disposición es bien visible en el ejemplo ya descrito del Niu de s'Àguila (en el centro de la viñeta), o incluso en el propio saliente de la Punta des Savinar, la cual coincide con la presencia de un gran colapso dotado de un imponente cuerpo de brechas, muy cementadas y con clastos de tamaño decimétrico a métrico. Por el contrario, en el litoral cercano a Portocristo (Figura 34B) se aprecian amplias inflexiones cóncavas de la costa, atribuibles al vaciado prioritario de las depresiones centrales de algunos extensos colapsos; en los ejemplos de la figura citada, éstos poseen magnitudes entre decamétricas y hectométricas. Asimismo, algunas otras penetraciones marinas que no se corresponden estrictamente con las calas típicas —como podría ser el caso de s'Algar, en Portocolom (Felanitx)— son susceptibles de ser relacionadas con mecanismos de erosión marina diferencial, actuando con preferencia sobre determinadas estructuras de colapso.

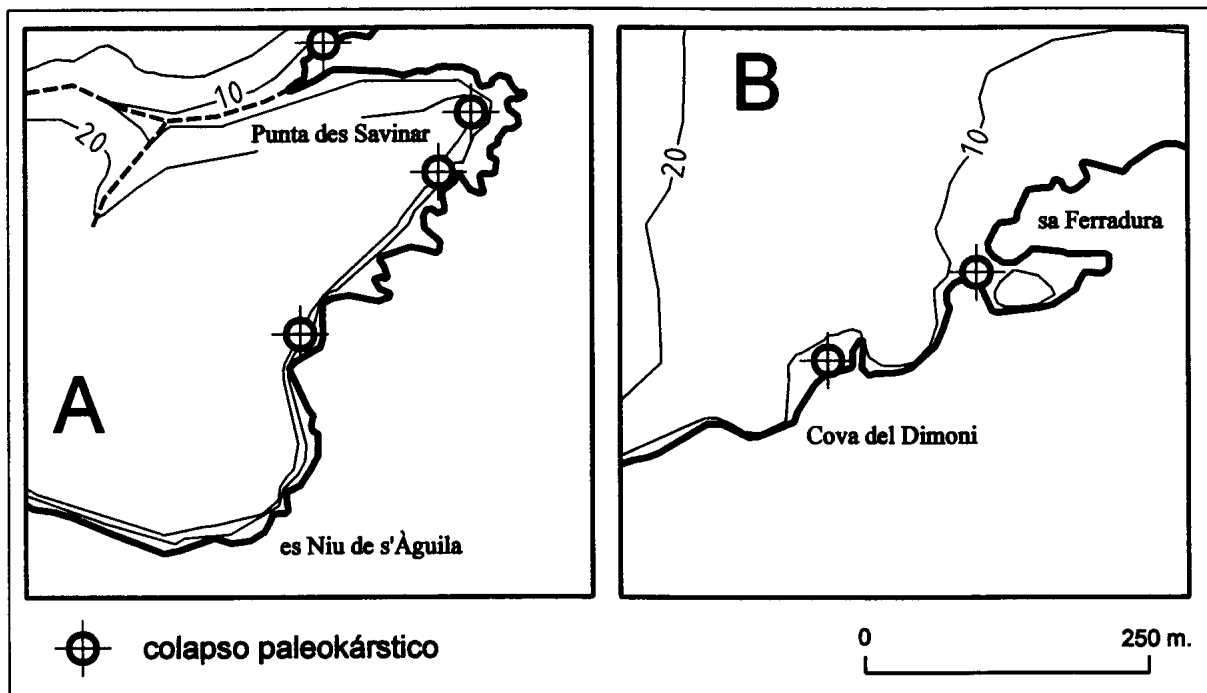


Figura 34: Cartografía de dos sectores diferentes del litoral oriental de Mallorca, que pretende poner de manifiesto el comportamiento ambivalente de los colapsos paleokársticos en cuanto a su repercusión en la morfología de detalle de la línea de costa. Escala aproximada 1/6.000.

A: en las cercanías de Mondragó (Santanyí) estas manifestaciones paleokársticas se muestran resistentes a la erosión marina, dando lugar a prominencias litorales; en concreto, la protuberancia situada en el centro del recuadro corresponde al colapso de las Figuras 33 y 63.
 B: al norte de Portocristo, diversas penetraciones irregulares de la costa se relacionan con la erosión preferencial de este tipo de fenómenos paleokársticos.

La ambivalencia que estas formas paleokársticas pueden presentar, en cuanto a su repercusión en la morfología de detalle de la franja costera, está todavía por abordar en profundidad a la búsqueda de explicaciones morfogenéticas concluyentes. De momento la principal relación causal argumentable radica en factores morfológicos, sedimentarios y evolutivos de los diferentes colapsos, que resultan controlados por las características litológicas de las facies involucradas en ellos. Concretando más, en el litoral de Mondragó los colapsos interesan los niveles superiores de las Calizas de Santanyí (depósitos oolíticos), originándose importantes cuerpos de brechas cohesionadas por abundante cemento calcítico. Esta situación se traduce en una conducta resistente frente a la erosión marina, que ocasiona numerosas convexidades y protuberancias costeras.

En un contexto bastante diferente, según nos desplazamos hacia el norte, la unidad Calizas de Santanyí aflora de manera muy esporádica en las cercanías de Portocristo, haciéndolo sobre todo en las depresiones de algunas de estas formas paleokársticas, como por ejemplo en Cala Murta (FORNÓS, 1991) o en el paraje de sa Ferradura (Figura 34B). En esta última localidad, situada entre Portocristo y Cala Petita (Manacor), los materiales involucrados en los colapsos son mayormente los niveles basales del Complejo Terminal, produciéndose brechas poco cementadas y con abundante matriz, erosionables con relativa facilidad por la dinámica litoral. De esta manera, las estructuras que nos interesan se materializan aquí en inflexiones cóncavas de la línea de costa, las cuales forman reducidas ensenadas (como sa Ferradura) cuya morfología poco tiene que ver con las calas clásicas.

Con independencia de las consideraciones de cariz geomorfológico que se han intentado reunir en este apartado, el paleokarst fini-mioceno del sur y levante de Mallorca constituye un campo sobre el que resta mucho trabajo por hacer. Es preciso profundizar tanto en la génesis y características de los fenómenos paleokársticos observables, como en la posible incidencia que estas formas heredadas tienen en los sistemas morfogenéticos activos durante el Plioceno y el Cuaternario.

4. EL ENDOKARST DEL LEVANTE DE MALLORCA

4.1. Los mecanismos genéticos responsables de las cavidades investigadas

En este capítulo se aborda la interpretación geomorfológica del endokarst del Levante mallorquín, intentando al mismo tiempo sistematizar los procesos espeleogenéticos que lo han configurado. Para lograr estos fines, se propone una clasificación de los fenómenos subterráneos de Mallorca basada en el contexto hidrogeológico en el cual se han generado las cavidades, aportando asimismo datos sobre la distribución espacial de las distintas categorías de simas y cuevas en las distintas áreas kársticas de la isla. Se ha optado por hacer extensiva esta clasificación al conjunto de la mayor de las Baleares, con la exclusiva finalidad de permitir una mejor individualización de las características de las cavidades subterráneas en las dos regiones naturales que conforman el área en estudio: las montañas de las Serres de Llevant y la plataforma costera del Migjorn.

La bibliografía centrada en la descripción morfológica del endokarst en nuestro ámbito geográfico es bastante extensa, tal como queda patente en las numerosas referencias incluidas en GINÉS & GINÉS (1987a, 1989b) y GINÉS (1995b). Por el contrario, no son demasiado numerosos los trabajos que hagan referencia a los mecanismos espeleogenéticos responsables de la formación de las cuevas de Mallorca, temática a la cual nos acercaremos ahora con un cierto detenimiento.

Las publicaciones más antiguas que tratan de esta cuestión se remontan a finales del siglo XIX (LOZANO, 1884; GAY & CHAMPSAUR, 1885), y están impregnadas de ciertas dosis del catastrofismo aún imperante en buena parte de la literatura geológica del momento. De esa misma época merece una mención especial la obra de MARTEL (1896) quien, con muy

poco acierto, atribuyó la génesis de las Coves del Drac a la acción erosiva estrictamente mecánica producida por las aguas marinas. Este hecho propiciará que, como reacción contra aquellas ideas, casi toda la bibliografía posterior sobre la materia —publicada sobre todo durante la primera mitad del presente siglo— se dedique a sugerir diversas modalidades de excavación de las cuevas cercanas a Portocristo por medio de la actuación de las aguas subterráneas continentales (MAHEU, 1912; DARDER, 1925; FAURA Y SANS, 1926; JOLY & DENIZOT, 1929).

Las aproximaciones recientes a la génesis de las formas subterráneas del karst mallorquín son inclusive más escasas. Mencionaremos el no demasiado afortunado intento de sistematización espeleogenética realizado por ENCINAS *et al.* (1974), así como la clasificación tipológica de las cavidades de la isla propuesta por GINÉS & GINÉS (1987a) la cual tiene connotaciones genéticas que pueden resultar de interés.

Para finalizar esta breve introducción histórica, nos hemos de referir a la reciente publicación de un modelo espeleogenético y evolutivo que intenta explicar las peculiaridades de la karstificación del Migjorn de Mallorca (GINÉS & GINÉS, 1992). Este modelo obviamente no contempla la génesis marina sugerida para las Coves del Drac a finales del siglo XIX, sino que enfatiza tanto el activo papel geoquímico de la zona freática de mezcla entre aguas continentales y marinas, como las particularidades evolutivas del endokarst litoral.

En estas páginas se procurará aportar informaciones válidas, aunque bastante generales, sobre las características y el origen de las numerosas cavidades subterráneas de Mallorca. Para intentar conseguirlo, se propondrá una clasificación espeleogenética de las cavidades de la isla, aportando también datos sobre la distribución espacial de las distintas categorías de cuevas y simas que se han distinguido en el texto. Es necesario consignar que no se intentará hacer una sistematización morfológica detallada de las cavidades de nuestro entorno geográfico; tan sólo se pretende exponer un

esquema que, con simplicidad y coherencia, explique cuáles son los procesos responsables de la génesis de las formas subterráneas, tan abundantes en nuestro variado karst insular. Como ya se ha dicho, la clasificación utilizada abarcará la totalidad de las diferentes regiones kársticas mallorquinas (GINÉS & GINÉS, 1977; 1989b), con la clara intención de resaltar de manera notoria las peculiaridades propias del endokarst en nuestro litoral oriental.

Para más precisiones sobre cuestiones morfológicas, espeleométricas y geográficas de las cavidades mallorquinas, se puede consultar la abundante bibliografía incluida en GINÉS & GINÉS (1987a) así como los numerosos artículos aparecidos a lo largo de más de veinticinco años en las páginas de la publicación *Endins* (1974-2000). Por lo que respecta a la evolución cuantitativa del conocimiento espeleológico de la Serra de Tramuntana, remitimos al lector interesado a los trabajos publicados de inventariación de las cavidades baleares (TRIAS *et al.*, 1979; ENCINAS, 1997).

4.1.1. Propuesta de una clasificación espeleogenética de las cavidades de Mallorca

El esbozo de una clasificación espeleogenética de las cuevas y simas de Mallorca es una tarea que no está exenta de algunas dificultades. Los problemas con los que nos hemos encontrado al realizar esta labor son de diversos tipos, y a ellos nos referiremos seguidamente de manera abreviada.

Hay que tener presente, por una parte, que la gran mayoría de la literatura dedicada a la espeleogénesis, como manifestación geomorfológica interna del proceso de karstificación, se ha centrado en el conocimiento de la formación y evolución de los sistemas espeleológicos: es decir, de las grandes cavernas —o conjuntos de cuevas más modestas— integradas en una unidad de drenaje de las aguas subterráneas. Así, se han formulado numerosos modelos explicativos, más o menos afortunados y complejos

(LOWE, 1992; KLIMCHOUK *et al.*, 2000), de entre los cuales destaca el elaborado por FORD (1965) y complementado más tarde por FORD & EWERS (1978). Estos autores relacionan, de manera coherente, la disposición espacial y la morfología de los sistemas espeleológicos con las variaciones a lo largo del tiempo de las condiciones hidrogeológicas del macizo kárstico; las cuales vienen a su vez condicionadas, entre otros factores, por el progresivo incremento de la frecuencia de fisuras funcionales desde el punto de vista hidrológico.

En Mallorca prácticamente no se puede hablar de auténticos grandes sistemas subterráneos penetrables por el hombre. De hecho son escasas las cavidades que tienen un desarrollo superior al kilómetro, y sólo algo más de media docena de ellas superan los 2.000 metros de recorrido horizontal; así pues, es posible afirmar que la mayoría de las cuevas y simas de la isla constituyen fenómenos endokársticos de magnitudes realmente modestas. Por estos motivos la significación espeleogenética de buena parte de nuestras cavidades es confusa al tratarse, ya sea de formas subterráneas de poca relevancia, o bien de manifestaciones bastante fragmentarias de antiguos sistemas espeleológicos muy evolucionados en el tiempo.

A las dificultades ya citadas, hay que añadir otras no menos importantes. Por un lado, cualquier intento de clasificación de los fenómenos naturales implica un notable esfuerzo de simplificación, al haber de encasillar elementos complejos que pueden participar de manera diversa de los rasgos definitorios de varias de las categorías establecidas. Por otra parte, las últimas fases de la evolución morfológica de las cavidades kársticas llevan inherente la actuación de una serie de mecanismos (hundimientos de bóvedas y paredes, estalagmitización...) que tienden a homogeneizar la apariencia de los vacíos pre-existentes, con total independencia de los procesos espeleogenéticos que los originaron. En el caso de Mallorca, son frecuentes las cuevas en las cuales la relevancia de las morfologías asociadas al desprendimiento de bloques rocosos —producto de los reajustes mecánicos de las paredes y los techos de la cavidad— llega a borrar todos los vestigios de fases evolutivas precedentes;

este hecho, junto con la exuberancia que suelen presentar los depósitos estalagmíticos en las cuevas mallorquinas, no es nada favorable al conocimiento espeleogenético de nuestro endokarst.

A la hora de establecer la presente clasificación genética de las cuevas y simas de la isla, se ha optado por la utilización de un criterio similar al adoptado con más frecuencia en los manuales recientes sobre geomorfología kárstica (FORD & WILLIAMS, 1989; JENNINGS, 1985; SWEETING, 1972; WHITE, 1988). De esta manera, se han distinguido cuatro categorías principales basadas sobre todo en el contexto hidrogeológico en el cual se ha producido la génesis de las cavidades observadas. Las categorías espeleogenéticas establecidas, junto con los tipos de cavidades representados en cada una de ellas, aparecen recogidos en la Tabla 6. Seguidamente nos ocuparemos de glosar por separado el contexto morfo-hidrogeológico propio de las distintas clases propuestas, así como de describir las tipologías de simas o cuevas que las integran.

Tabla 6:
Clasificación
espeleogenética
de las cuevas y
las simas de
Mallorca.
Se indica la
abundancia
relativa de las
distintas
tipologías en las
principales
regiones kársticas
de la isla.

Contexto morfo-hidrogeológico	Tipos de cavidades	Calizas mesozoicas plegadas		Calcarenitas miocenas post-orogénicas
		Serra de Tramuntana	Serres de Llevant	Migjorn
Simas vadosas	Simas de disolución vadosa	●	○	
	Simas de origen mecánico	●	○	
Cuevas situadas en la zona vadosa	Cuevas clásticas	●	○	
	Cuevas estructurales	●		
Cuevas freáticas	Galerías de drenaje	●		
	Cuevas laberínticas	○	○	○
Cuevas litorales	Cuevas de la zona de mezcla costera	○	○	●
	Cuevas kárstico-marinas	○	○	●

○ presencia ● abundancia

SIMAS VADOSAS

Dentro de esta categoría se incluirán todas las cavidades verticales cuya formación inicial —y su evolución posterior— ha tenido lugar íntegramente en la *zona vadosa* del karst (denominada también *zona de infiltración*); es decir, en la parte superior del macizo calcáreo (Figura 35), la cual se halla presidida por una rápida circulación vertical de las aguas meteóricas. En la mayoría de los casos, son simas de disolución que alcanzan con relativa frecuencia profundidades superiores al centenar de metros. En este primer gran grupo se diferencian las siguientes tipologías:

Simas de disolución vadosa. Se trata, sin duda, del tipo de cavidad mejor representado en la isla, en particular en la Serra de Tramuntana. Incluye todo un variado conjunto de simas generadas por disolución en la zona vadosa, como resultado del drenaje en profundidad de las precipitaciones. En este contexto nos encontramos desde pequeños pozos que abundan en los campos de lapiaz, hasta algunas simas situadas en las cotas superiores de las montañas y dotadas de una morfología que hace patente una importante alimentación nival, pasando por las numerosas y mayores cavidades verticales de disolución asimilables a los *gouffres d'absortion* —simas de absorción— de GÈZE (1953).

Estas últimas simas están formadas por uno o varios vacíos de tendencia vertical, asentados sobre fracturas, los cuales uniéndose entre sí pueden alcanzar en la Serra de Tramuntana desniveles superiores a los doscientos metros. Algunas de las unidades verticales que integran estas cavidades forman impresionantes pozos de más de 100 metros de profundidad como es el caso del Avenc Fonda, en Pollença (GINÉS & GINÉS, 1979) u otras importantes cavidades del término de Escorca como el Avenc de s'Aigo, el Avenc d'Escorca (GRUP ESPELEOLÒGIC EST, 1982; 1986), o el Avenc des Travessets —en las montañas de Artà— con su espectacular único pozo de 145 metros de vertical absoluta (GINÉS, 1975).

Simas de origen mecánico. Son simas de planta rectilínea y desnivel ocasionalmente notable, cuya génesis se ve condicionada por los procesos

de distensión mecánica que afectan a las elevaciones montañosas de las sierras mallorquinas. En unas ocasiones se trata de grietas paralelas y muy cercanas a grandes acantilados, provocadas por el despegue gravitacional de la masa rocosa próxima al frente del acantilado. Serían las *fentes de décollement* —grietas de despegue— de RENAULT (1967), o lo que GÈZE (1953) denomina *gouffres tectoniques* (simas tectónicas).

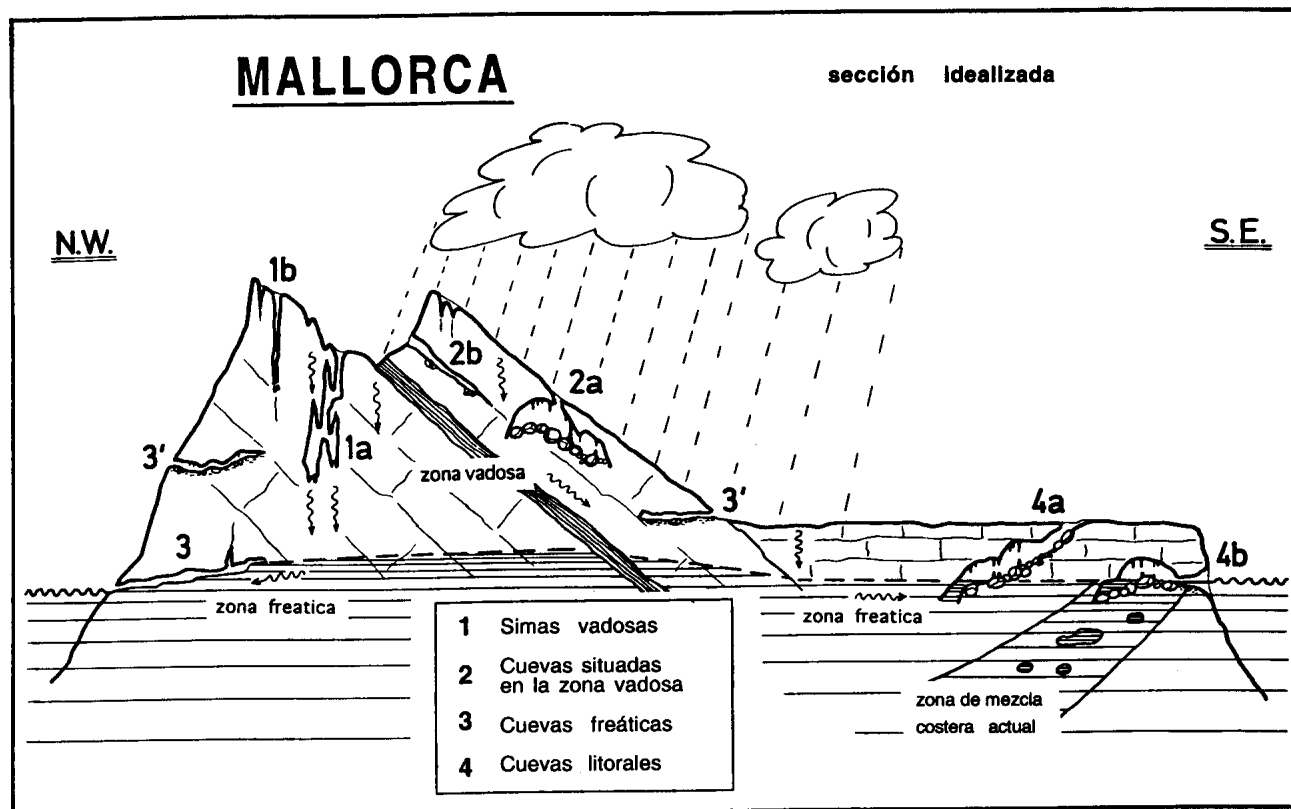


Figura 35: Representación esquemática de los tipos de cavidades presentes en Mallorca, realizada sobre un perfil ideal de la isla. 1 a: sima de disolución vadosa; 1 b: simas de origen mecánico; 2 a: cueva clástica; 2 b: cueva estructural; 3: cueva freática, todavía con actividad hidrológica; 3': cuevas freáticas antiguas; 4 a: cueva de la zona de mezcla costera, morfológicamente muy evolucionada; 4 b: cueva kárstico-marina.

En otros casos son simas que, sin estar ligadas directamente a la presencia de acantilados, representan importantes fracturas penetrables de tendencia subvertical casi sin retocar por los procesos de karstificación. Las cavidades de estas características abundan en algunas elevaciones de la Serra, como la Mola des Ram entre las poblaciones de Esporles y

Puigpunyent. El ejemplo más notable de este tipo de simas es probablemente el Avenc de ses Papallones (TRIAS, 1979a), situado en el término municipal de Bunyola, que alcanza un desnivel vertical de -142 metros.

CUEVAS SITUADAS EN LA ZONA VADOSA

Esta clase agrupa diversas tipologías de cavidades de tendencia horizontal, que participan de dos rasgos definitorios comunes: su morfología actual impide dilucidar cómo eran los vacíos iniciales que originaron las cavernas, y además éstas se encuentran en la actualidad integradas en la zona vadosa del macizo kárstico (Figura 35). Lógicamente, no es posible descartar una pretérita fase de excavación en régimen freático de aquellos vacíos primigenios; se trataría en este caso de lo que BÖGLI (1980) califica de *cueva vadosa secundaria*, en contraposición con la anterior categoría de simas cuyo carácter vadoso es netamente primario. Se pueden distinguir dos tipos principales de cuevas que reúnen los rasgos característicos citados:

Cuevas clásticas. La morfología de estas cavernas está condicionada del todo por la presencia de grandes acumulaciones de bloques, los cuales son el resultado de desprendimientos rocosos que afectan a las bóvedas y paredes de las cavidades. Estos mecanismos se designan habitualmente en la bibliografía espeleológica hispana bajo la expresión, no demasiado afortunada, de *procesos clásticos* (MONTORIOL-POUS, 1951) correspondiendo asimismo al término *incasion* propuesto por BÖGLI (1980).

En muchas cuevas de la isla la magnitud de esos fenómenos es tal, que no quedan vestigios de cómo eran los vacíos iniciales generados a lo largo de las primeras fases de excavación de la cavidad; las Coves Petites, en Capdepera, serían un buen ejemplo de la presente tipología (Figura 36). Como ya ha sido insinuado antes, tampoco se puede rehusar un pretérito origen freático para estas cavernas, si bien su aspecto actual no aporta ninguna evidencia que lo sustente.

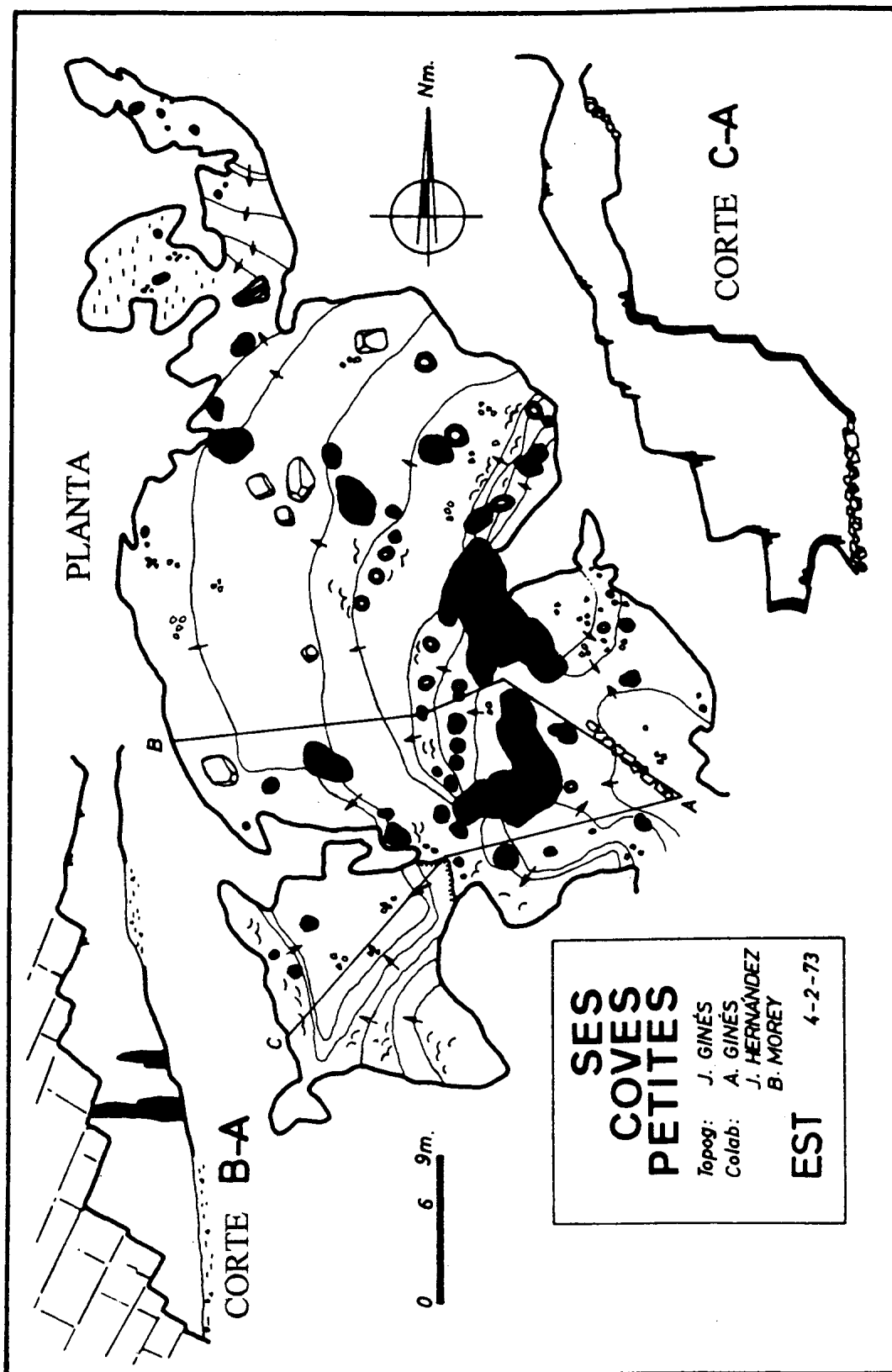


Figura 36: Topografía de las Coves Petites (Capdepera), pequeña cavidad excavada en las calizas mesozoicas del Cap Vermell y abierta en las cercanías de las turísticas Coves d'Artà.

Obsérvese la actuación, a favor de las juntas de estratificación, de intensos mecanismos de ajuste mecánico de las bóvedas. Esta localidad alberga paleoniveles de espeleotemas freáticos a alturas comprendidas entre +30 y +46 metros s.n.m., correspondientes a antiguas estabilizaciones del mar Mediterráneo.

Las cuevas encuadrables dentro de este grupo presentan en general una trayectoria subhorizontal y una decoración estalagmítica destacable; en algunos casos sus salas alcanzan unas magnitudes tridimensionalmente notorias. El ejemplo más representativo es sin duda la Cova de sa Campana (Escorca), que es la cavidad más profunda de Mallorca con un desnivel de -304 metros, y en la cual alguna de las salas sobrepasa los 100.000 m³ de volumen (BARRERES *et al.*, 1976; MIR & TRIAS, 1973). Hemos de mencionar también la existencia de unas pocas simas, como el Avenc de Son Pou (Santa Maria del Camí), constituídas por espaciosa salas subterráneas accesibles mediante aperturas de hundimiento situadas en el cenit de la bóveda (THOMAS-CASAJUANA & MONTORIOL-POUS, 1952); estas formas endokársticas se corresponderían con los *gouffres d'effondrement* —simas de hundimiento— de GÈZE (1953).

En relación con los procesos clásticos y las morfologías que se derivan de su actuación, conviene aludir ahora al siguiente hecho: casi todas las tipologías subterráneas que se describen más adelante participan, en mayor o menor grado, de los rasgos definitorios de lo que hemos convenido en denominar *cuevas clásticas*. No obstante, en unos casos la pervivencia de vestigios de los vacíos iniciales que originaron las cavidades, o en otras ocasiones la especificidad de su contexto morfo-hidrológico actual, permiten que determinadas cavernas puedan ser adscritas a otros tipos espeleogenéticos dotados de un contenido mucho más concreto y diferenciado. Por poner un ejemplo, ésta sería la situación de la Cova des Pont, en Manacor (Figura 37), cuya acceso permitiría clasificarla como una sima de hundimiento, si bien la morfología y encuadre hidrogeológico de sus amplias salas aconsejan asignarla a la tipología específica constituida por las cuevas de la zona de mezcla litoral.

Cuevas estructurales. En este grupo entran diversas cuevas, existentes sobre todo en la Serra de Tramuntana, y que consisten en grandes salas subterráneas o sucesiones de amplias cámaras provistas de una tendencia general descendente, como sucede en las Coves de Son Berenguer

(MONTORIOL-POUS, 1962) en el término de Santa Maria del Camí. Las salas mencionadas se desenvuelven a favor de importantes discontinuidades estructurales subhorizontales, por ejemplo fallas o con más frecuencia planos de cabalgamiento. Estas cavidades han sido retocadas en mayor o menor medida por procesos clásticos, así como por depósitos estalagmíticos relativamente abundantes, persistiendo no obstante en su volumetría el control estructural que les es definitorio. Cavernas como la Cova de ses Meravelles (Bunyola), la Cova Morella y la Cova de Can Sion (Pollença) o la Cova de sa Tossa Alta (Escorca) representan exponentes característicos de esta tipología.

CUEVAS FREÁTICAS

Aunque no son demasiado numerosas, en las distintas regiones kársticas de la isla hay cuevas que denotan una génesis producida por disolución en régimen freático. Nos encontramos ante formas de conducción excavadas originariamente en la banda inferior del macizo kárstico, en la cual todos los vacíos existentes —porosidad tanto de origen primario (poros, espacios entre los granos...) como secundario (fracturas, cavidades de disolución)— están saturados de agua de manera permanente. Es la *zona freática*, o zona de saturación, donde el drenaje hipogeo se organiza en sentido horizontal, en dirección a las surgencias encargadas de evacuar las aguas que circulan por el interior del sistema kárstico (Figura 35).

En la Serra de Tramuntana, algunas de las cavidades pertenecientes a esta categoría son todavía activas en lo que atañe a su funcionalidad hidrológica, y se ven recorridas hoy en día por pequeños flujos subterráneos perennes; éste es el caso, por ejemplo, de la Cova dets Estudiants (ROMERO, 1975) en el municipio de Sóller o de la Cova de les Rodes, en Pollença (ENCINAS, 1972). No obstante, la mayoría de las veces estos aparatos endokársticos han quedado desconectados de la circulación subterránea activa, como consecuencia de la evolución geomorfológica del sistema kárstico, y han sufrido a menudo una intensa evolución morfológica ocurrida ya en un medio vadoso (procesos clásticos, formación de

espeleotemas...). Dentro de la clase espeleogenética que nos ocupa, se distinguirán:

Galerías de drenaje. Se trata de cuevas constituidas por galerías rectilíneas, no demasiado ramificadas, con abundantes morfologías redondeadas de disolución en régimen freático (cúpulas, etc). Tal y como se ha mencionado anteriormente, a veces discurren por su interior pequeñas corrientes hídricas; es el caso, por citar otro ejemplo, de la Cova des Torrent de Cúber (Escorca). En otras ocasiones son aparatos no funcionales —la Cova de Canet (Esporles), la Cova de Cal Pesseo (Pollença), y las grandes galerías del Avenc de Fra Rafel, en el término de Escorca (TRIAS *et al.*, 1990), o de las Coves d'Artà, en Capdepera— que dan cuenta de la compleja y dilatada historia geomorfológica de los relieves de nuestra isla.

Cuevas laberínticas. Este tipo de cavidad, por lo general de dimensiones reducidas, está integrado por pequeños fragmentos inactivos de redes laberínticas de conductos, excavados en otro tiempo en la zona inundada del macizo kárstico. La Cova de Son Burguet (Puigpunyent) es un ejemplo bastante representativo, al igual que el laberinto inicial de la Cova de les Rodes (Pollença), o la Cova den Tocahores (Petra) localizada en las faldas del Puig de Bonany.

Tanto en la presente tipología como en la anterior (que pueden coexistir dentro de un mismo sistema espeleológico), el origen freático de la excavación de los vacíos primigenios es del todo evidente, a pesar de la ulterior evolución vadosa experimentada por las cavidades en cuestión. En ambos casos parece tratarse de una génesis freática poco profunda, relacionada frecuentemente con la banda de fluctuación del plano de las aguas subterráneas, o zona epifreática.

CUEVAS LITORALES

Entran en la presente categoría toda una interesante gama de cuevas cuyo origen y posterior evolución morfológica están condicionados, de

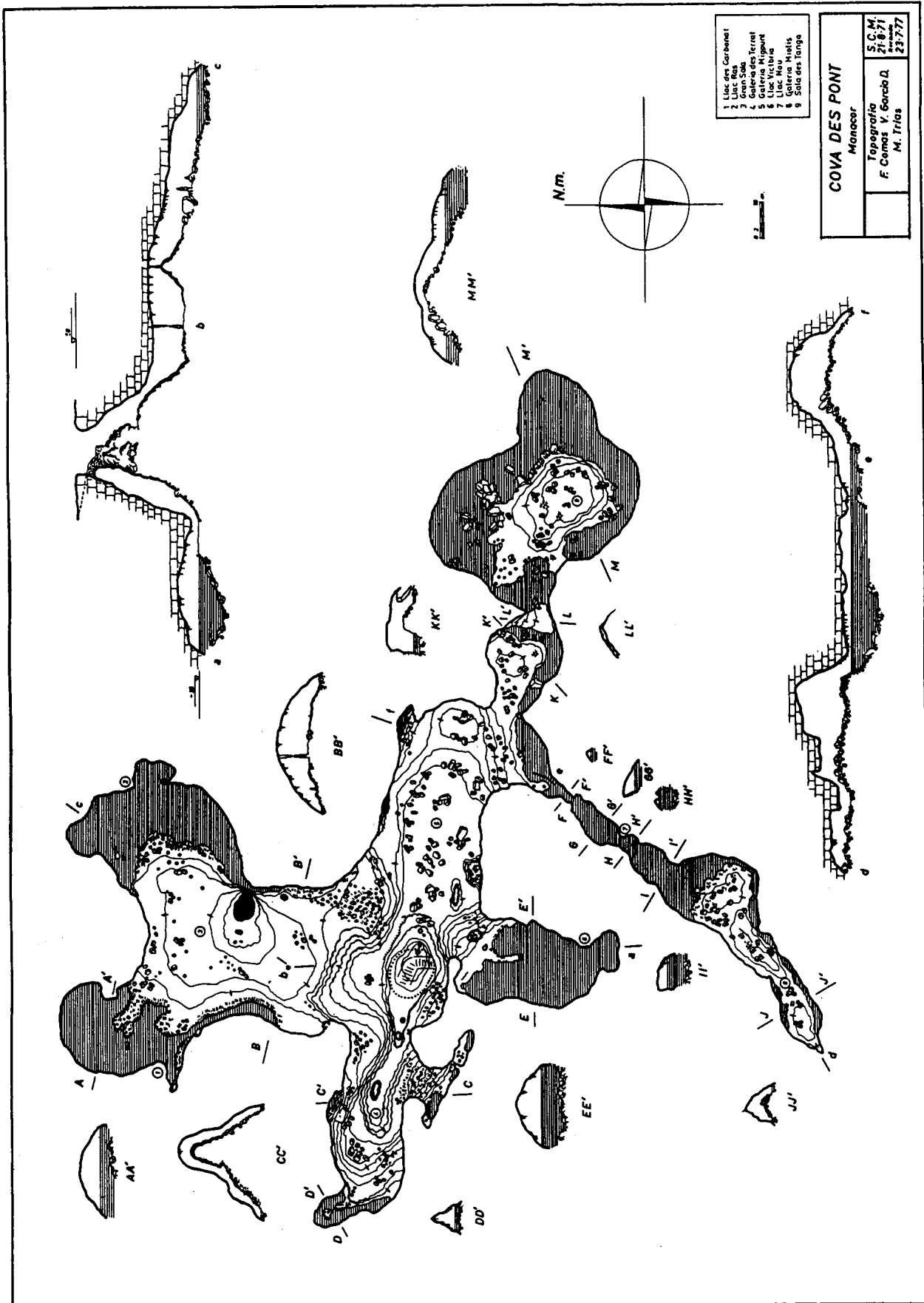


Figura 37: Topografía de la Cova des Pont (Manacor), caverna típica de los materiales carbonatados del Mioceno Superior que integran la región kárstica litoral del Migjorn de Mallorca. Según TRIAS & MIR (1977).

manera directa o indirecta, por la proximidad relativa de la línea de costa (Figura 35); obviamente, estas cavidades comparten rasgos morfogenéticos tanto con las cavernas freáticas como con las cuevas de desarrollo clástico abundantes en la zona vadosa. Es ésta una clase espeleogenética bien representada en algunas de las áreas kársticas de la isla, en particular en la región natural del Migjorn. En general las cuevas litorales son todavía poco conocidas, debido en gran medida al carácter de difícil accesibilidad que caracteriza a buena parte de nuestras costas; el progreso de las exploraciones en las cuevas marinas y submarinas de Mallorca puede aportar interesantes novedades en sus distintas áreas geográficas. Dentro de la categoría de las cuevas litorales diferenciaremos las dos tipologías siguientes:

Cuevas de la zona de mezcla costera. Las numerosas formas endokársticas existentes en el Mioceno post-orogénico del Sur y del Levante de Mallorca ofrecen unas características del todo peculiares que, como ya se ha indicado al comienzo de este capítulo, han sido objeto de bastante atención desde finales del siglo pasado. Por tanto, esta tipología —tal y como la describiremos seguidamente— se circunscribe a la citada región kárstica del Migjorn, aunque en los materiales calizos mesozoicos de las Serres de Llevant también se pueden constatar fenómenos similares.

En fechas recientes se ha sugerido un modelo genético para estas cavidades que contempla la formación de unos vacíos iniciales, generados por disolución en la zona freática litoral (GINÉS & GINÉS, 1992). Hoy en día está bien documentado el activo papel geoquímico de los ambientes freáticos costeros en rocas carbonatadas, con las consiguientes repercusiones espeleogenéticas y geomorfológicas que se derivan de los procesos de mezcla entre aguas continentales dulces y aguas marinas (BACK *et al.*, 1984).

Esas cavidades iniciales, excavadas en la zona de mezcla litoral, han experimentado durante el Pleistoceno sucesivos y generalizados

desprendimientos rocosos de sus paredes y techos, los cuales se alternan en el tiempo con intensos períodos de estalagmitización. Los procesos clásicos presentan un gran desarrollo que condiciona fuertemente la apariencia actual de esta clase de cavernas, siendo además estos fenómenos responsables de su apertura al exterior por medio de hundimientos en ocasiones bastante vistosos (Figura 37). La evolución más reciente de estas cavernas no ha sido ajena a las oscilaciones glacio-eustáticas del Mediterráneo, albergando rellenos muy específicos (espeleotemas freáticos, brechas osíferas...) de gran valor espeleocronológico y paleoclimático; asimismo, el nivel actual del mar determina la presencia de lagos subterráneos de aguas salobres, cuya superficie acusa la influencia de fluctuaciones menores como las mareas y otras oscilaciones marinas (barométricas...).

Las localidades más ilustrativas de la tipología descrita se localizan en los alrededores de Portocristo, en lugares como Can Frasquet (Manacor) donde se cuentan hasta 14 cuevas importantes —Coves del Pirata, Cova des Pont...— en una extensión de tan sólo 1 km² (TRIAS & MIR, 1977). Pero sin duda el ejemplo paradigmático está representado por las Coves del Drac, famosa gruta turística del término de Manacor que cuenta además con una extensa literatura espeleológica que hace referencia a ella (consultar en GINÉS & GINÉS, 1992). También formando parte de la región kárstica del Migjorn, la plataforma litoral que conforma las “marines” de los municipios de Llucmajor, Santanyí y Felanitx, contiene a su vez cuevas destacables como son, respectivamente, la Cova des Pas de Vallgornera (MERINO, 1993; 2000), la Cova des Drac de Cala Santanyí (GRÀCIA *et al.*, 1998b) y la Cova des Coll (GRÀCIA *et al.*, 1997).

Cuevas kárstico-marinas. En un medio insular como el nuestro son bastante abundantes las cavidades subterráneas que tienen su acceso en las proximidades de la línea de costa. En muchas ocasiones se trata de auténticas cuevas de génesis marina excavadas por la acción erosiva, mayoritariamente mecánica, ligada a la dinámica litoral de las aguas marinas. Estos fenómenos no ofrecen en si mismos un excesivo interés en

relación a la finalidad de estas páginas, ya que son formas del todo ajenas a los procesos de karstificación.

No obstante, hay una categoría de cavidades —muy bien representadas en Mallorca— de génesis en buena parte marina y que además poseen un elevado interés geomorfológico. Es lo que MONTORIOL-POUS (1971a) denomina *capturas kárstico-marinas*, las cuales consisten en cavernas de un claro origen kárstico afectadas en mayor o menor grado por los procesos de erosión costera. Unas veces son simplemente cuevas kársticas con el orificio de acceso abierto gracias a la actuación de la dinámica litoral, como es el caso de la Cova de na Barxa (Capdepera) o de la Cova de Cala Falcó (Manacor). En otras ocasiones nos encontramos ante formas endokársticas casi destruidas del todo por la evolución morfológica de la línea de costa; el espectacular arco de la Cova Marina des Pont, en Manacor (TRIAS & MIR, 1977) es un excelente ejemplo de esta casuística. En el interior de las cavidades que reúnen las características descritas son frecuentes los depósitos sedimentarios, de gran valor espeleocronológico, en los que se intercalan complejas secuencias de espeleotemas junto con brechas osíferas y sedimentos diversos de origen marino.

La compleja gama de interferencias entre los modelados kárstico y costero, las cuales caracterizan a la categoría espeleogenética que hemos denominado como *cuevas litorales*, son objeto de atención detallada a lo largo de los sucesivos capítulos que completan esta memoria.

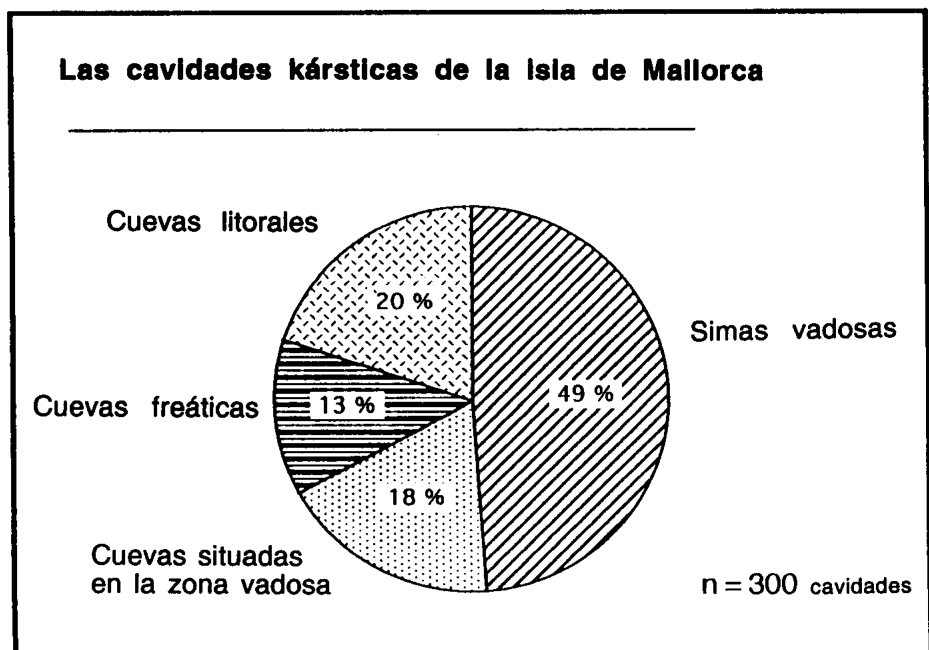
4.1.2. Distribución geográfica de cavidades y tipologías

Con la finalidad de sintetizar y hacer más fácilmente asimilable el contenido de las páginas precedentes, se ha considerado conveniente confeccionar sendos gráficos (Tabla 6 y Figura 35), que dan cuenta de las grandes categorías espeleogenéticas propuestas así como de las diferentes tipologías de cavidades que las integran. Hemos aprovechado la Tabla 6 para incluir en ella una valoración relativa sobre el grado de representación

de los distintos tipos de fenómenos subterráneos en las principales regiones kársticas de la isla. En este sentido, se expresa para cada tipo de cavidad su *abundancia* significativa o tan sólo su *presencia* ocasional; conviene consignar que, para elaborar la mencionada tabla, cuando una determinada tipología es francamente rara en una área geográfica concreta ha sido considerada como no presente en ella.

En lo que respecta a las dimensiones de las más de dos mil cuevas y simas conocidas hoy por hoy en Mallorca, éstas pueden ser calificadas de modestas: tan sólo unas ocho cuevas superan los dos kilómetros de desarrollo horizontal, y la profundidad máxima que alcanzan las cavidades supera en muy poco los 300 metros de desnivel.

Figura 38:
Distribución de las cavidades kársticas del conjunto de la isla entre las cuatro grandes categorías espeleogenéticas que se han distinguido en el texto.



Expondremos acto seguido algunas consideraciones sobre la distribución espacial de las categorías espeleogenéticas diferenciadas en el texto. Los datos que se expresan se refieren a una población de trescientas cuevas y simas, que se consideran representativas tanto de las características morfológicas de las cavidades mallorquinas, como de su abundancia relativa respecto a la globalidad de los fenómenos subterráneos de la isla.

En cuanto a la distribución de las categorías espeleogenéticas propuestas, dentro del conjunto de Mallorca, es destacable el claro predominio de lo que hemos denominado *simas vadosas*. Esta categoría supone de hecho casi el 50 % de las localidades estudiadas (Figura 38), repartiéndose el resto de manera bastante equilibrada entre las otras tres categorías que hemos distinguido a lo largo de estas páginas. Es necesario dejar constancia de que este hecho viene condicionado por el gran peso espeleológico de la Serra de Tramuntana, región kárstica que incluye cerca del 70 % de las cavidades conocidas en la isla y en la cual predominan ampliamente las *simas vadosas*.

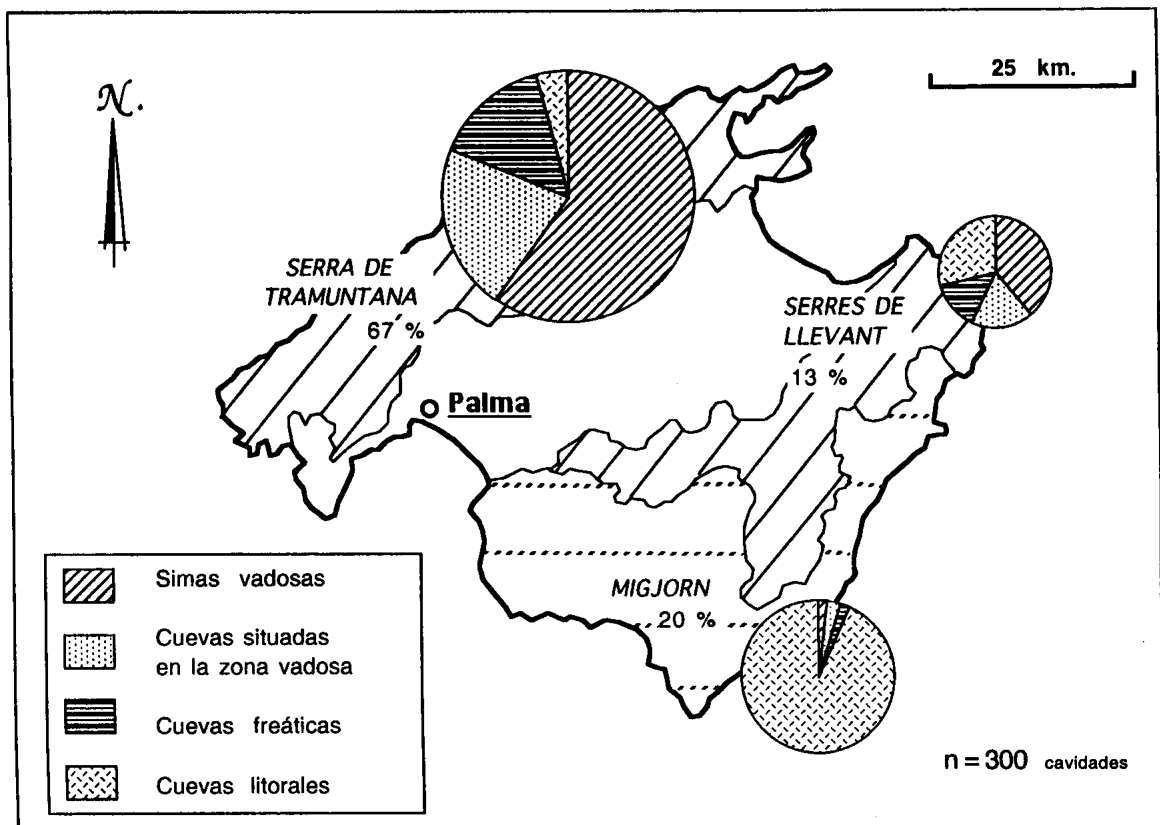


Figura 39: Distribución de las categorías espeleogenéticas propuestas, dentro de las tres principales regiones kársticas de Mallorca.

La situación es bastante diferente si observamos por separado las formas hipogeas de las principales regiones naturales de Mallorca (Figura 39). Mientras las cavidades de las Serres de Llevant se distribuyen con

relativa homogeneidad entre los grandes grupos espeleogenéticos considerados, la zona kárstica del Migjorn presenta en cambio un endokarst muy peculiar, caracterizado por el predominio casi total de la categoría que hemos distinguido con el término de *cuevas litorales*. En la Serra de Tramuntana (GINÉS, 1998b), por el contrario, se constata una abrumadora mayoría de *simas vadosas* seguidas, a bastante distancia, de las categorías que agrupan tanto las *cuevas situadas en la zona vadosa* como las *cuevas freáticas*; por el contrario, las *cuevas litorales* son bien poco conocidas como ya se ha dicho antes.

Las consideraciones expuestas ponen de manifiesto, pues, las características bien diferenciadas del endokarst en las diversas áreas geográficas de Mallorca. En lo que atañe a la zona objeto de nuestro interés, destaca la especificidad de la karstificación en el Mioceno Superior post-orogénico del Migjorn; esta región kárstica, aunque muy pobre desde el punto de vista de sus formas de superficie, constituye sin duda el territorio espeleológico por excelencia de la isla. Esta afirmación es válida tanto en lo referente al desarrollo espeleométrico de sus numerosas cavernas, como en lo que respecta a su acusado interés geomorfológico.

4.2. Diversos aspectos morfológicos y cronológicos del endokarst en el área en estudio

Una vez sistematizadas las cavidades subterráneas de Mallorca agrupándolas en un reducido abanico de categorías y tipologías espeleogenéticas —lo suficientemente limitado como para dar una visión concisa de las características de nuestro endokarst— será conveniente extenderse sobre algunos rasgos morfológicos omnipresentes en las cavidades que han servido de base a estas investigaciones. Así, en sendos apartados se tratan los mecanismos de reajuste mecánico que afectan a las bóvedas y paredes de las cavidades, así como los procesos de deposición de espeleotemas y sus morfologías resultantes; ambos aspectos, como ya se ha indicado, son claves al intentar la caracterización morfogenética de las cuevas de las dos regiones kársticas que forman parte del área en estudio: las Serres de Llevant y el Migjorn. Se dedica también un tercer apartado a exponer diversos datos espeleocronológicos bastante generales, con la finalidad de ir introduciéndonos en las posibilidades que ofrece este campo —las cuales son ampliamente desarrolladas en capítulos posteriores—, al mismo tiempo que servirán para situar en una escala temporal, de forma somera, la morfogénesis endokárstica de nuestra isla.

4.2.1. Los procesos de reajuste mecánico

La evolución morfológica de las cavidades subterráneas incluye la presencia de generalizados procesos de desprendimientos de bloques procedentes de los techos y paredes de los vacíos kársticos, que contribuyen de manera decisiva al desarrollo volumétrico de buen número de las cavernas existentes en los terrenos calcáreos. Estos fenómenos

(denominados en la bibliografía internacional bajo diferentes términos: *collapse, breakdown, incision...*) representan una parte consustancial de la evolución de los cavernamientos kársticos de un modo asimilable, por lo extensivo, al papel que determinados mecanismos de evolución de vertientes juegan en el modelado epigeo de las distintas litologías y zonas climáticas del planeta.

Los manuales clásicos de geomorfología kárstica se ocupan ampliamente de las morfologías de hundimiento (BÖGLI, 1980; JENNINGS, 1985; FORD & WILLIAMS, 1989), al igual que lo hacen trabajos más específicos sobre los factores mecánicos en la evolución del karst (RENAULT, 1967; WHITE & WHITE, 2000). Estos fenómenos aparecen con frecuencia descritos, en la bibliografía en lengua castellana, bajo el discutible término de *procesos clásticos* (MONTORIOL-POUS, 1951); el mencionado autor propone una complicada clasificación de dichos procesos, que ha caído hoy en día totalmente en desuso. Aparte de la casuística particular que cada cavidad o macizo calcáreo puede representar, los conocimientos disponibles sobre espeleología física sitúan la existencia de hundimientos generalizados, y reajustes mecánicos de las bóvedas de las salas hipogeas, en el contexto de una fase de madurez evolutiva de la caverna; en esta etapa tendría lugar un fuerte crecimiento tridimensional de la cavidad, a causa de sucesivos hundimientos que, en muchos casos, desorganizarían una red de vacíos y conductos generados previamente en un medio freático.

La presencia de un vacío en el seno de la masa rocosa origina una reorganización de las líneas de esfuerzo que atraviesan el macizo calcáreo (Figura 40 a). Se crea así una zona descomprimida alrededor de la sección de las galerías hipogeas, donde potencialmente tendrán lugar sucesivos desprendimientos rocosos hasta alcanzar un perfil de equilibrio, coincidente con la cúpula de tensión (*tension dome*) teórica calculable para cada caso concreto (BÖGLI, 1980; FORD & WILLIAMS, 1989). Diversos factores intervienen en el desencadenamiento de los procesos de hundimiento y en las peculiaridades que éstos presentan. Entre estos factores, todos ellos relacionados con el comportamiento mecánico de los materiales rocosos,

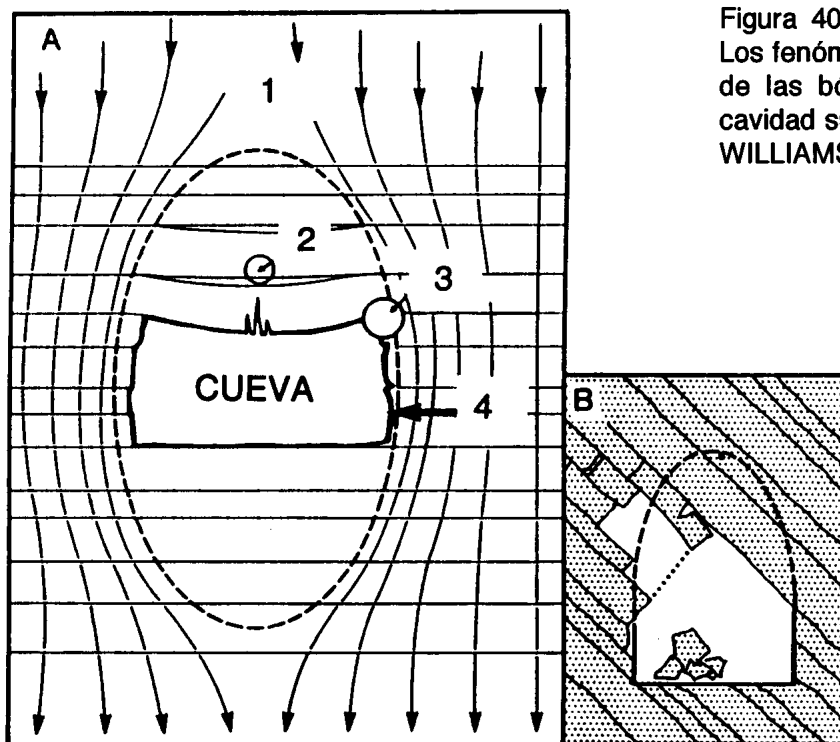


Figura 40:
Los fenómenos de reajuste mecánico de las bóvedas y paredes de una cavidad subterránea (según FORD & WILLIAMS, 1989; modificado).

A: Distribución de los esfuerzos alrededor de la sección de una galería, y perfil teórico de equilibrio o cúpula de tensión (*tension dome*). 1: líneas de esfuerzo; 2: zona de máxima tensión; 3: zona de cizallamiento máximo; 4: descompresión en las paredes de la galería.

B: deformación del perfil teórico de ruptura, a causa de las discontinuidades de la roca (por ejemplo, estratificación fuertemente inclinada).

mencionaremos: las características litológicas de la roca calcárea en la que está excavada la caverna; sus discontinuidades estructurales o sedimentarias (fracturación, estratificación...); la morfología y dimensión de los vacíos subterráneos existentes; así como la profundidad del cavernamiento en el interior del macizo kárstico. Veremos brevemente como actúan algunos de estos factores.

Las características litológicas y estructurales se muestran bastante decisivas en cuanto al comportamiento mecánico de la masa rocosa y, en consecuencia, a la forma de las galerías o salas resultantes. Materiales muy homogéneos y sin discontinuidades tenderán a producir perfiles de galerías y salas muy perfectos, gracias a la consecución de un acusado equilibrio entre las fuerzas de tensión y cizallamiento en las bóvedas de las cavidades. Por el contrario, depósitos calizos con una marcada estratificación horizontal darán origen a perfiles regulares pero escalonados, donde los sucesivos desprendimientos vendrán controlados por las discontinuidades existentes en el macizo; en otras disposiciones estructurales el comportamiento será radicalmente distinto (Figuras 40 b, y 36).

Los mecanismos de hundimiento tienden a desencadenarse en los lugares donde la dimensión horizontal de las galerías o salas no se corresponde con una componente vertical que se acerque a una forma de equilibrio mecánico, próxima al arco de medio punto. Así, es frecuente que estos procesos de colapso sean de mayor relevancia en los cruces o ensanchamientos de galerías subterráneas y, en general, en aquellos sitios donde las bóvedas de las cavidades presentan perfiles muy aplanados. El peso de la masa rocosa en la que se enclava una caverna afecta de modo decisivo a la estabilidad mecánica de los vacíos kársticos. Las líneas de esfuerzos constituidas por el peso del propio macizo calcáreo delimitan, en torno a galerías y salas, una zona libre de esfuerzos en la que la roca tiende a desgajarse en bloques más o menos laminares, paralelos a las bóvedas y paredes de las salas hipogeas. Bloques de estas características han sido observados en algunos puntos concretos del techo de las Coves del Drac (Manacor), ofreciendo fracturas muy abiertas paralelas a la sección de sus galerías. La profundidad del cavernamiento determinará la intensidad de las fuerzas generadas por la masa rocosa; de este modo, galerías muy profundas dentro del macizo kárstico tenderán a una forma algo apuntada u ojival, mientras salas más superficiales serán susceptibles de contener perfiles más rebajados (RENAULT, 1967; JENNINGS, 1985).

Conviene matizar que la mera actuación de los procesos de caída de bloques no implica en si misma un crecimiento tridimensional de la caverna; en realidad los desprendimientos rocosos no hacen más que fragmentar, en espacios más pequeños, el volumen vacío ya existente (BÖGLI, 1980). Es necesaria la participación de mecanismos erosivos (disolución, erosión mecánica...) que actúen sobre los bloques desprendidos, para que tenga lugar el desarrollo volumétrico de la cavidad. Lógicamente, la presencia de procesos activos de hundimiento junto con una adecuada pérdida de masa de los acúmulos de fragmentos rocosos desprendidos de bóvedas y paredes, aparte de contribuir al crecimiento tridimensional de la cueva, originan además una emigración antigraavitacional que, eventualmente, puede conducir a su apertura al exterior.

Comparando las características del endokarst de las dos regiones naturales que forman parte del área objeto de nuestra atención, se puede afirmar que los mecanismos de reajuste mecánico de techos y/o paredes (o *procesos clásticos* en el sentido de MONTORIOL-POUS, 1951) alcanzan mucha mayor relevancia en la región kárstica del Migjorn, aún estando también presentes en las cavidades de las calizas mesozoicas de las Serres de Llevant.

Los procesos clásticos en las cavidades del Migjorn. La morfología general de la práctica totalidad de las cuevas, ubicadas en la franja litoral del Migjorn, se encuentra condicionada en mayor o menor medida por el gran desarrollo de los procesos clásticos, si bien convenientemente camuflados por una decoración estalagmítica exuberante. Los materiales calcáreos del Mioceno Superior, que integran —en disposición tabular— la orla costera del Sur y Levante de Mallorca, ofrecen un comportamiento mecánico particular ligado a las características litológicas de estas rocas. Se trata de depósitos calcareníticos, correspondientes a ambientes de plataforma carbonatada somera, en los que destaca su alta porosidad y escasa resistencia desde el punto de vista geotécnico. El carácter poco consistente y fácilmente deleznable de la roca propicia unos importantes fenómenos de reajuste de las bóvedas, que en la actualidad son todavía relativamente activos. Algunos sectores de cavidades, como la “Sala Ignorada” de las Coves del Pirata (GARCÍA *et al.*, 1986), se muestran muy inestables a causa de cambios laterales en la roca encajante hacia facies menos coherentes; se han llegado incluso a producir daños personales, relacionados con la gran inestabilidad de los productos resultantes de la actuación de estos procesos.

La disposición horizontal de los estratos facilita la consecución, en algunos casos, de formas de equilibrio en las bóvedas de las cavernas, bastante perfectas y en ocasiones de una amplitud notable como la “Cúpula Moragues” de las Coves del Drac, en Manacor (GINÉS & GINÉS, 1992). De todos modos, el escaso espesor que presentan los materiales calcáreos del Migjorn —en general inferior a los 35 metros con respecto al actual nivel marino— limita el crecimiento en altura de los vacíos subterráneos,

ocasionando la apertura al exterior de las cavidades que, en la inmensa mayoría de los casos, ocurre en forma de hundimientos más o menos espectaculares (Figura 37).

A lo expuesto hay que añadir las fluctuaciones experimentadas por el manto freático, de manera acompañada con las oscilaciones del nivel marino. En este sentido, la alternancia de ascensos y descensos del nivel freático durante el Pleistoceno sin duda ha favorecido la actividad de estos mecanismos, teniendo en cuenta que durante los episodios regresivos los vacíos (antes inundados) se ven privados del efecto de sustentación que las aguas freáticas ejercían sobre los techos y paredes de las galerías.

Otro aspecto relacionado con las aguas freáticas, que ocupan habitualmente la base de las acumulaciones de bloques rocosos en las cuevas del Migjorn, es el hecho de que el potencial de agresividad ligado a la mezcla de aguas dulce y marina (PLUMMER, 1975; BACK *et al.*, 1984) puede haber jugado un papel destacable en la puesta en solución de los fragmentos rocosos desprendidos de las bóvedas, contribuyendo así al notable incremento volumétrico de las cavidades. Además las fluctuaciones del nivel marino, y por ende del nivel freático, implican que esta actividad de máxima disolución asociada a la mezcla de aguas se haya desarrollado en un rango tridimensionalmente importante, en razón del mencionado carácter fluctuante del nivel de base general.

Para concluir será oportuno recordar que la magnitud de los procesos clásticos, como rasgo morfológico destacable en las cavernas del Migjorn mallorquín, queda enmascarada con frecuencia por unos depósitos estalagmíticos voluminosos y notorios por su belleza. Habida cuenta de que los espeleotemas pavimentarios existentes en estas cavidades se asientan sobre un sustrato inestable de bloques rocosos heterométricos, no es de extrañar que sean muy frecuentes los fenómenos de soliflucción hipogea, los cuales se plasman en forma de roturas de columnas y coladas pavimentarias así como de basculamientos y desplazamientos afectando sobre todo a estalagmitas y columnas.

4.2.2. La deposición de espeleotemas

Las cavidades subterráneas de Mallorca son bien conocidas por la belleza y abundancia de los depósitos cristalinos —denominados *espeleotemas* (MOORE, 1952) en la bibliografía geomorfológica— que se encuentran en su interior. La riqueza de cristalizaciones calcáreas fue sin duda el factor que contribuyó decisivamente al prestigio alcanzado por las primeras cuevas mallorquinas adaptadas para la visita turística, las cuales se hallan situadas como es sabido en la costa oriental de la isla: nos referimos a las Coves d'Artà (Capdepera) y a las Coves del Drac (Manacor), visitadas ya al menos desde finales del siglo pasado. Además del atractivo escénico notable que muestran los conjuntos habituales de estalactitas, estalagmitas y columnas, una gran variedad de espeleotemas están representados en nuestras cuevas y simas; estos hechos ponen de manifiesto la existencia de unas condiciones geo-climáticas idóneas para el crecimiento de una gran variedad y abundancia de espeleotemas en las diferentes áreas kársticas de Mallorca.

En la actualidad, gracias a las exploraciones e investigaciones que se han realizado en los últimos veinticinco años, se dispone de gran cantidad de datos descriptivos y morfológicos sobre los espeleotemas de las cavidades mallorquinas (GINÉS, 1995a). No obstante, todavía se echan a faltar estudios petrológicos y mineralógicos detallados, con la excepción de algunas investigaciones puntuales que conciernen fundamentalmente a los espeleotemas freáticos de las cavidades costeras (POMAR *et al.*, 1976, 1979; GINÉS *et al.*, 1981b).

Las cuevas del área en estudio, según los conocimientos disponibles, albergan un exiguo grupo de especies minerales. La composición litológica de Mallorca es poco variada y las rocas carbonatadas que han sido objeto de karstificación se caracterizan por su relativa pureza. Las mineralizaciones de óxidos y sulfuros metálicos son escasas, y se encuentran además localizadas en rocas poco o nada karstificables. Por eso no es de extrañar

que la calcita sea, con mucha ventaja, el mineral predominante en las cavidades mallorquinas. En segundo lugar se ha de citar la presencia de aragonito, formando parte sobre todo de determinados espeleotemas freáticos. También han sido citadas cristalizaciones de yeso, pero no se han identificado otros minerales. De todos modos, es preciso reconocer que falta realizar todavía una prospección mineral exhaustiva.

Como contraposición a la pobreza en especies minerales, nuestro endokarst contiene una muy rica variedad morfológica de espeleotemas carbonatados, que es extensiva a gran número de cavernas principalmente de la mitad oriental de la isla. Los mecanismos generales que controlan la deposición de los espeleotemas son lo suficientemente conocidos como para no extenderlos ahora; de todas formas, algunas consideraciones sobre estos mecanismos pueden consultarse en manuales clásicos sobre esta temática (SWEETING, 1972; WHITE, 1976).

Es difícil establecer una clasificación satisfactoria de los distintos tipos de espeleotemas de carbonato cálcico, buena parte de los cuales están representados en las cuevas visitadas. Para una discusión de estas cuestiones, remitimos a los interesados a la reciente revisión de la materia efectuada por HILL & FORTI (1997). Los criterios formulados habitualmente permiten diferenciar los siguientes tipos genéticos principales: *espeleotemas de goteo* (estalactitas, estalagmitas y columnas); *espeleotemas de flujo* (coladas parietales y pavimentarias); *espeleotemas de percolación* (estalactitas excéntricas y concreciones de aspecto coraloide); y *espeleotemas subacuáticos* (gours). Se pueden encontrar buenos ejemplos de todos ellos en el contexto de las dos regiones kársticas que integran la zona de trabajo. Además de la clasificación expuesta, la distinción más evidente entre los principales tipos de espeleotemas radica en si su dirección de crecimiento está controlada por la gravedad, o si el crecimiento del espeleotema es más importante en otras direcciones determinadas por condicionantes cristalográficos. Algunos autores sugieren respectivamente los términos *gravitomórfico* y *errático* para ambas clases de depósitos. Los espeleotemas erráticos coinciden de manera aproximada con los

espeleotemas formados por aguas rezumantes o de percolación, que a su vez están controladas por fenómenos de capilaridad; las estalactitas excéntricas serían un caso típico de espeleotema errático. Todos estos temas son cumplidamente tratados en un capítulo posterior en el que, entre otras cuestiones, se pasará revista a las distintas clasificaciones de los espeleotemas, para proceder a situar en dicho contexto los espeleotemas freáticos a los que más adelante haremos referencia.

Un panorama global sobre las variedades de espeleotemas presentes en las cuevas mallorquinas, y las localidades destacables que los albergan, se halla reunido de forma concisa en GINÉS (1995a). No obstante, mencionaremos algunas cuevas del Levante de Mallorca que destacan por su decoración cristalina. Por ejemplo, cuevas clásicas como las famosas Coves d'Artà (Capdepera) se muestran bien decoradas por voluminosas estalagmitas, columnas y coladas de todo tipo, albergando además esta localidad excelentes ejemplares de escudos. Otras cuevas —tanto del área del Migjorn como de las Serres de Llevant— participan también de la exuberante decoración estalactítica y estalagmítica a la que aludíamos; citaremos las archiconocidas Coves del Drac y las Coves del Pirata (ambas en Manacor), así como las Coves Petites y la Cova de na Mitjana, en Capdepera. En cuanto a los espeleotemas relacionados con aguas de percolación, abundan en algunas cavidades las estalactitas excéntricas, las cuales incluso llegan a dar nombre a las turísticas Coves dels Hams (Manacor). Los gours aunque son numerosos no alcanzan dimensiones destacables, pudiéndose mencionar algunos bellos ejemplares presentes en la Cova de na Mitjana (Capdepera) y en la Cova des Diners (Manacor). Sin ningún género de duda, la localidad más destacable desde el punto de vista de la cantidad y variedad de espeleotemas que contiene es la Cova des Pas de Vallgornera (Llucmajor), extensa cueva perteneciente a la región kárstica del Migjorn pero situada fuera de nuestra área de estudio (MERINO, 1993; 2000); esta cavidad es una auténtica joya —a preservar a toda costa— que cobija todo tipo de espeleotemas, muchos de ellos de una fragilidad y belleza remarcables.

Unos comentarios particularizados merece la ornamentación estalactítica de algunas cuevas del Migjorn, como las famosas Coves del Drac, en las que amplios sectores de sus techos están totalmente recubiertos por un sin número de finas estalactitas. Esta circunstancia ya reseñada por FOURMARIER (1926), es factible relacionarla con las peculiaridades litológicas de los materiales calcáreos del Mioceno Superior; la alta porosidad primaria que presenta esta roca propicia una decoración estalactítica poco o nada controlada por la infiltración a través de fisuras importantes, originándose de esta manera los recubrimientos extensivos cenitales a los que nos referimos.

Un grupo bien individualizado de espeleotemas lo integran las cristalizaciones freáticas, que se generan en los lagos salobres de las cavidades litorales. A grandes rasgos los espeleotemas freáticos costeros presentan una apariencia similar a la de otras cristalizaciones subacuáticas, pero su variabilidad morfológica y textural es notable (GINÉS *et al.*, 1981b; POMAR *et al.*, 1976, 1979). Las cristalizaciones freáticas suelen formar sobrecrecimientos de aspecto abultado alrededor de espeleotemas aéreos pre-existentes, o a lo largo de las paredes de las cavidades; cuando estos sobrecrecimientos afectan a depósitos estalactíticos la morfología original de su soporte puede verse modificada de forma notoria. Se puede afirmar que en la gran mayoría de las cuevas costeras, dotadas de los tan característicos lagos de aguas salobres, es posible reconocer una franja de cristalizaciones freáticas formándose en el rango de fluctuación del actual nivel marino. Del mismo modo, abundan alineaciones de espeleotemas freáticos depositados a alturas diversas, en correspondencia con antiguos niveles pleistocénicos del Mediterráneo (GINÉS & GINÉS, 1974; GINÉS *et al.*, 1981a). Las posibilidades geomorfológicas y cronológicas derivadas del estudio de estos espeleotemas son enormes, tal como se expone en capítulos sucesivos de esta memoria.

Dentro de las particularidades constatables en los espeleotemas que decoran las cavidades de la zona estudiada, cabe dedicar unos últimos

comentarios a los fenómenos de soliflucción hipogea. Estos mecanismos han sido particularmente activos en las cuevas excavadas en las calcarenitas del Mioceno Superior que integran el área del Migjorn, favorecidos por la gran relevancia de los procesos clásticos en las localidades pertenecientes a esta litología. Hay que tener presente que la intensa estalagmitización que ha tenido lugar en algunas cavidades —como por ejemplo las Coves del Pirata (GINÉS & GINÉS, 1976)— se asienta sobre un grueso e inestable acúmulo de bloques desprendidos de las bóvedas y paredes. Esta inestabilidad del sustrato origina, aparte de la rotura de los espeleotemas, basculamientos y movimientos (en algunos casos de orden métrico) de gruesas estalagmitas o incluso columnas, fracturadas por el reasentamiento y desplazamiento de los materiales rocosos que las sustentan.

Se puede afirmar que las condiciones físico-químicas que caracterizan el endokarst mallorquín son muy aptas para la formación de importantes depósitos de espeleotemas. El marco bioclimático reciente favorece, en términos generales, la actuación de los procesos generadores de espeleotemas; además, los datos espeleocronológicos disponibles demuestran que a lo largo de todo el Cuaternario estos procesos han sido activos e incluso intensos (GINÉS & GINÉS, 1995b).

En las cuevas visitadas predominan los espeleotemas formados por aguas de goteo (estalactitas, estalagmitas y columnas) y aquellos otros generados por el flujo de pequeñas corrientes laminares de agua (coladas parietales y pavimentarias); también son comunes los espeleotemas generados por el lento afloramiento de aguas de percolación (estalactitas excéntricas, escudos...). Entre los espeleotemas subacuáticos de la zona de infiltración es posible encontrar numerosas variedades de gours de tamaño en general modesto. En suma, los espeleotemas observados se caracterizan por su abundancia cuantitativa —en particular en las cuevas de tendencia horizontal—, su notable diversidad tipológica, la relativa pobreza en especies minerales y el claro predominio de morfologías que denotan aportaciones de infiltración moderadas o incluso escasas. Mención especial merecen los espeleotemas freáticos relacionados con niveles pretéritos del mar

Mediterráneo, los cuales constituyen el rasgo más característico e interesante de la decoración cristalina en las cavidades de la mitad oriental de Mallorca.

4.2.3. Algunas consideraciones espeleocronológicas

Las islas karstificadas son áreas geográficas excepcionales de cara a la realización de trabajos espeleocronológicos interdisciplinarios. Los estudios desarrollados hasta el presente en Mallorca (GINÉS & GINÉS, 1986; 1987b; 1995b) demuestran que diversas circunstancias, como por ejemplo el nivel de base fluctuante que afecta a las islas —controlado por las oscilaciones marinas— o las tendencias evolutivas de los vertebrados endémicos fósiles que vivieron en los medios insulares, pueden proporcionar un marco cronológico muy útil para abordar el estudio morfo-estratigráfico de las cuevas isleñas y sus sedimentos. A todo eso, hay que añadir la gran relevancia que adquieren los procesos de formación de espeleotemas en ambientes climáticos como el mediterráneo, con la consiguiente posibilidad de llevar a cabo programas de dataciones absolutas mediante el concurso de métodos físico-químicos adecuados (U/Th, ESR...). Nos ocuparemos a continuación con un poco más de detalle de algunos aspectos espeleocronológicos del karst de Mallorca en general (y de su costa oriental en particular), el cual constituye sin duda un excepcional ejemplo de la variado repertorio que acabamos de apuntar.

A lo largo de la isla son numerosas las formas endokársticas, cuyas características denotan hasta qué punto es dilatada y compleja su evolución morfológica. En unos casos se trata de cavidades que con toda claridad corresponden a unos condicionantes geomorfológicos radicalmente distintos de los actuales, tal como señalan GINÉS & FIOL (1981) al referirse a la Cova des Fum (Sant Llorenç des Cardassar), o como podría argumentarse al intentar explicar la génesis de las Coves d'Artà (Capdepera). Otras veces nos encontramos ante cuevas con importantes conjuntos sedimentarios, que incluyen restos paleontológicos, los cuales ponen de manifiesto una

antigüedad notable en cuanto a las principales fases espeleogenéticas que pueden ser reconocidas en Mallorca, tal y como se verá a continuación.

El desarrollo progresivo de las formas endokársticas, propicia que una cierta proporción de cavidades queden comunicadas con el exterior mediante aperturas más o menos amplias que pueden ser utilizadas a modo de refugio por determinadas especies de vertebrados. Además, con frecuencia, las entradas de las simas o algunos sectores interiores de las cuevas actúan como trampas, en el fondo de las cuales se van acumulando restos de animales que han ido cayendo de manera accidental. De una manera u otra, es bastante frecuente que los sedimentos de las cuevas incluyan brechas osíferas producto de la acumulación de restos de vertebrados que actualmente se hallan extinguidos.

Cabe añadir, en el caso de las islas, la posibilidad de que los vertebrados presenten formas endémicas que acentúan todavía más el interés del estudio anatómico y morfométrico de los restos paleontológicos. En este sentido las propias tendencias evolutivas, que se puedan deducir a partir del estudio de los vestigios de vertebrados endémicos, tienen un valor cronológico evidente que ha de ser tenido en cuenta. En Mallorca se dispone de un bien conocido registro paleontológico de la fauna de vertebrados plio-pleistocénicos y, como consecuencia, las líneas evolutivas por ejemplo del género *Myotragus* —bóvido endémico de las islas de Mallorca y Menorca— poseen un valor crono-estratigráfico indudable.

Ya que la mayor parte de los yacimientos paleontológicos de vertebrados que se conocen en nuestra isla corresponden a cavidades kársticas, no es extraño que algunos depósitos especialmente destacables de cuevas mallorquinas —como los de la Cova des Fum (Sant Llorenç des Cardassar)— se hayan estudiado desde un punto de vista crono-estratigráfico (GINÉS & FIOL, 1981). Esta localidad incluye materiales de *Myotragus antiquus*, forma arcaica del género, que puede ser situada en el Plioceno superior. Las dataciones efectuadas en otros yacimientos con *M. antiquus* como la Cova de Canet (Esporles), basadas en el

paleomagnetismo de los sedimentos, han contribuido a confirmar la cronología pliocénica de estos depósitos osíferos (PONS-MOYÀ *et al.*, 1979).

Conviene consignar también, aunque se trate de una localidad sita fuera del área en estudio, las abundantes dataciones disponibles sobre los materiales procedentes de la Cova de Muleta (Sóller), realizadas a lo largo de casi veinte años mediante técnicas de Carbono 14 y racemización de aminoácidos. Esta localidad ha favorecido notablemente el conocimiento preciso de las formas más recientes de los vertebrados endémicos de Mallorca, hasta el momento de su extinción coincidiendo con la llegada del hombre a nuestras islas.

Los procesos de deposición de espeleotemas actúan de manera intensa en las cuevas kársticas de climas templados o cálidos, como es el caso de Mallorca. Los productos resultantes de estos procesos litogénicos quedan integrados en las secuencias estratigráficas de nuestras cuevas isleñas, intercalándose entre materiales sedimentarios de características muy diversas (gravas, limos, brechas osíferas...), algunos de los cuales son de origen litoral (arenas eólicas y/o marinas).

La posibilidad de obtener dataciones absolutas a partir de muestras de espeleotemas, mediante el uso de técnicas físico-químicas como las series de Uranio o las mediciones de ESR, deja abierto un campo muy sugestivo para la consecución de datos espeleocronológicos precisos sobre las cuevas kársticas de Mallorca. Así lo ponen de manifiesto investigaciones efectuadas en la Cova de na Barxa (Capdepera), las cuales aportan precisiones cronológicas sobre las fases de estalagmitización vadosa ocurridas en el Pleistoceno Superior (ANDREWS *et al.*, 1989).

Dentro de un campo muy prometedor, deben ser resaltadas las posibilidades que se derivan de la investigación geocronológica de los espeleotemas freáticos presentes en las cuevas litorales de Mallorca. El estudio de estas cristalizaciones —que de hecho representa una parte primordial de esta memoria— es particularmente provechoso de cara, sobre

todo, al mejor conocimiento de la historia de las oscilaciones experimentadas por el nivel del mar Mediterráneo durante el Cuaternario reciente.

Los datos espeleocronológicos disponibles sobre nuestro entorno geográfico, demuestran que durante el Pleistoceno Medio y Superior las cavidades subterráneas mallorquinas han experimentado una evolución morfológica muy escasa. Esta evolución se limita, por regla general, a fosilizaciones autóctonas (espeleotemas) o alóctonas (brechas osíferas y materiales detríticos) relacionadas muy a menudo con las oscilaciones glacio-eustáticas del Mediterráneo. Hasta ahora, los datos obtenidos a partir de localidades del conjunto de la isla sugieren que la edad de los máximos más recientes de karstificación y espeleogénesis se remonta, con toda probabilidad, al Plioceno o incluso a la transición Mioceno - Plioceno.

4.3. El endokarst en los materiales calcáreos mesozoicos

Las elevaciones montañosas de las Serres de Llevant representan el espacio natural de Mallorca más pobre en cuanto al número de formas endokársticas. GINÉS & GINÉS (1987a) evalúan que las cavidades conocidas en dicha área suponen aproximadamente el 5 % de las catalogadas en el conjunto de la isla, porcentaje que se halla referido al "Inventari Espeleològic de les Balears" elaborado unos años antes (TRIAS *et al.*, 1979). Esta magnitud porcentual resulta asimismo plausible si se hace referencia a la actualización del inventario espeleológico efectuada en fechas recientes (ENCINAS, 1997), la cual relaciona en la mayor de las islas Baleares una cantidad de fenómenos subterráneos superior a las 2.500 cuevas y simas; no obstante, debe dejarse constancia de que —en esta reciente versión del inventario espeleológico de las Baleares— la inclusión sistemática de cavidades de muy escaso desarrollo espeleométrico (balmas y cuevas con recorridos inferiores a los 15 metros) puede ofrecer una visión del endokarst de Mallorca demasiado magnificada, en lo que atañe a la cantidad de cavidades relevantes presentes en nuestra isla.

A pesar de lo expuesto más arriba, el número de cuevas y simas existentes en los materiales mesozoicos que conforman las Serres de Llevant supera ampliamente la centena. Las dimensiones de las formas subterráneas conocidas hasta ahora son modestas: tan sólo dos simas superan el centenar de metros de profundidad, y no se conoce más que una cueva de tendencia horizontal que alcance el kilómetro de recorrido. En cuanto a las cavidades verticales, destacaremos el Avenc des Travessets (Artà) con su único pozo de 145 metros de vertical absoluta (GINÉS, 1975), mientras que la Cova des Diners, en Manacor (TRIAS, 1979b) y las famosas Coves d'Artà, en Capdepera, serían las localidades más sobresalientes en lo concerniente a su desarrollo horizontal.

La mayor parte de las cavidades están enclavadas en los materiales calcáreos atribuibles al Jurásico Inferior, de carácter dolomítico en mayor o menor medida, si bien alguna localidad como la Cova de na Mitjana está excavada en las calizas detríticas del Jurásico Superior.

4.3.1. Rasgos morfológicos y genéticos

En las zonas elevadas de las montañas de Artà son abundantes las simas de disolución vadosa, en ocasiones de dimensiones importantes, asentadas sobre fracturas de tendencia vertical; el Avenc des Travessets y el Avenc de Son Forté serían ejemplos típicos, a los que cabría añadir algún caso de sima de origen mecánico como es el Crull des Patró Aranya, también en el municipio de Artà. Por el contrario en la franja litoral de estas áreas mesozoicas fuertemente estructuradas este tipo de cavidades es muy poco frecuente. Aún así, alguna cueva costera como la Cova de na Barxa (Capdepera) participa en alguna medida de los rasgos morfológicos de las simas de disolución vadosa, incluyendo en su zona de acceso una apertura vertical asimilable a la mencionada categoría morfogenética (ANDREWS *et al.*, 1989).

Las formas endokársticas más representativas, tanto por su relativa abundancia como por sus dimensiones, se encuadrarían dentro de la tipología que se ha enunciado antes bajo la denominación de *cuevas clásticas*; nos encontramos ante cuevas muy evolucionadas en condiciones vadosas en las cuales la actuación de los procesos clásticos, junto con una profusa decoración estalagmítica, hacen difícil reconocer evidencias de las primeras fases de la génesis de estas formas hipogeas. Las Coves Petites (Figura 36) son un buen exponente, al igual que las Coves d'Artà (las dos situadas en el municipio de Capdepera) en la cual todavía es posible distinguir morfologías pretéritas de disolución en régimen freático. Como ya ha sido adelantado en un apartado específico, la riqueza en espeleotemas de estas cavernas suele ser remarcable, abarcando desde las formas más comunes de estalagmitización hasta excepcionales paleoniveles de

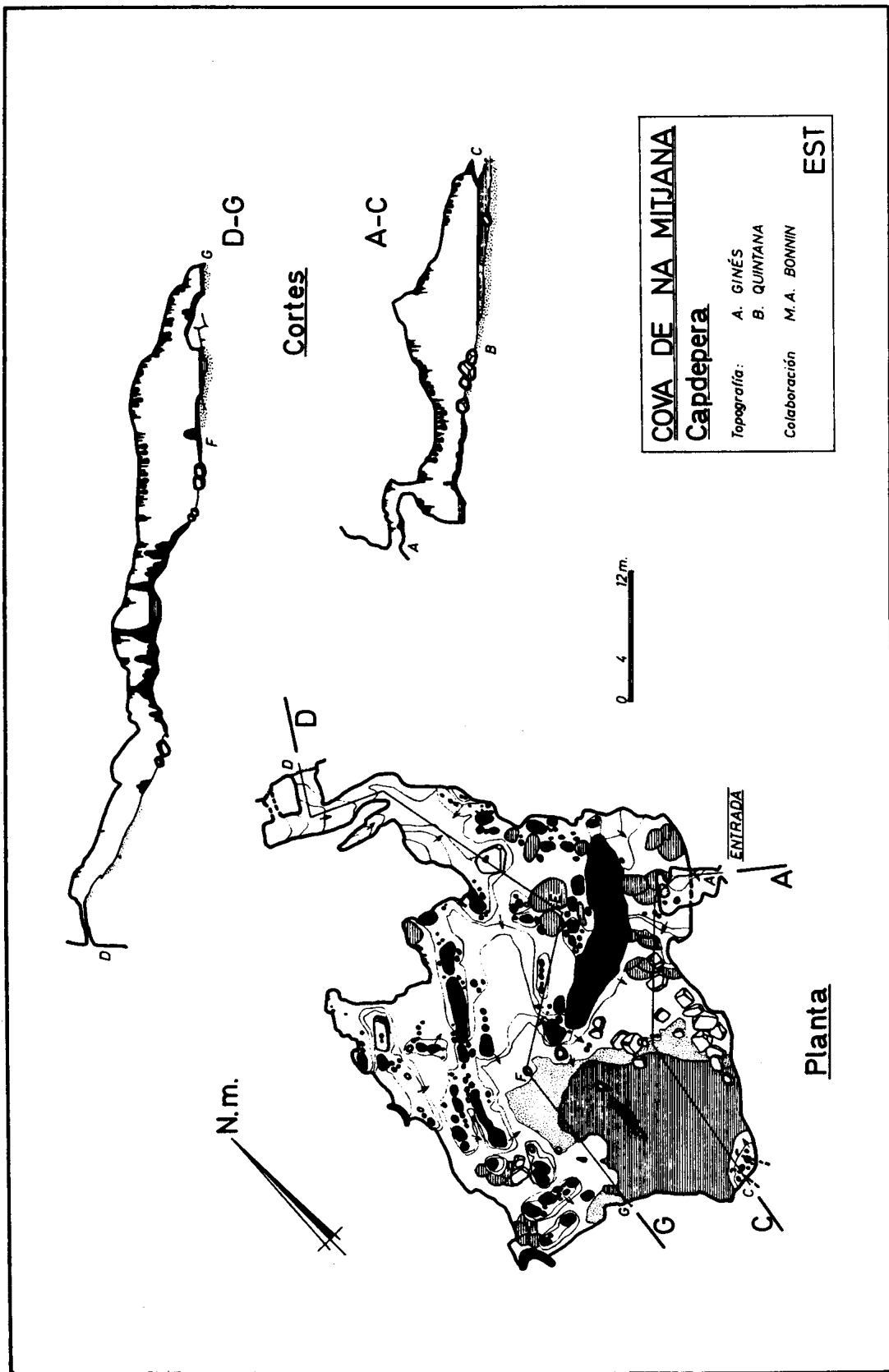


Figura 41: Topografía de la Cova de na Mitjana (Capdepera), la cual es sin duda una de las cuevas más interesantes desarrollada en las rocas carbonatadas mesozoicas de las Serres de Llevant.

Se trata de un reducido conjunto de galerías freáticas, fuertemente evolucionado en condiciones vadosas (estalagmitización, etc.), y capturado por la progresiva actuación de la erosión litoral.

espeleotemas freáticos representados en algunas salas de las Coves d'Artà, como por ejemplo los depósitos de este tipo localizados en el Baptisterio y en la bajada al Infierno.

Dentro de la categoría de las *cuevas litorales*, se puede afirmar que el estado de su conocimiento dista mucho de ser el idóneo, debido a las intrínsecas dificultades de acceso de las cuevas marinas y submarinas. Aún así, se dispone de interesantísimos ejemplos entre los que cabe citar la Cova de na Mitjana, en Capdepera (Figura 41). Esta gruta contiene reducidos fragmentos de conductos freáticos, para los que no es descartable una génesis relacionada con la zona de mezcla litoral; mecanismo que de hecho no se puede excluir a la hora de explicar la formación de otras cavernas, como pueden ser las propias Coves d'Artà. Conviene insistir en que la sistematización espeleogenética propuesta, al comienzo de este capítulo, lleva pareja un gran esfuerzo de simplificación. De esta manera, analizando por ejemplo el caso de la Cova de na Mitjana, ésta podría ser incluida en diversas categorías: la de las *cuevas freáticas*, la de las *cuevas clásticas*, y la de las *cuevas litorales*. Se ha optado por encuadrarla en esta última clase, en razón de que los rasgos más definitorios de su morfogénesis están condicionados por su proximidad a la costa. Así, lo más destacable de la citada caverna lo constituye el amplio repertorio de interferencias entre el modelado kárstico y la erosión litoral, materializado en la existencia de sus distintas bocas —ligadas al retroceso de la línea de costa— y en los peculiares sedimentos y morfologías que alberga su interior. Estas interferencias son objeto de atención más adelante, por lo que no se procederá a detallarlas ahora.

4.3.2. Cuevas marinas y kárstico-marinas

Como sea que dentro de la categoría espeleogenética de las cuevas litorales (de las que nos ocupábamos hace un momento) pueden participar de manera activa determinados procesos de erosión costera, será conveniente dedicar unos párrafos a las cuevas marinas y a una interesante

consecuencia de la formación de esta clase particular de cavidades no kársticas: se trata de la existencia de formas endokársticas capturadas por el progreso de la erosión litoral y el consiguiente retroceso de las vertientes costeras.

Las *cuevas marinas*, en el sentido estricto del término, son fenómenos del todo ajenos al proceso de karstificación; son cavidades excavadas por la acción erosiva ligada a la dinámica litoral de las aguas marinas. La alta disipación de energía que tiene lugar en la línea de costa durante los episodios tempestuosos provoca la erosión —mayoritariamente mecánica, pero favorecida por los procesos bioerosivos— producida por la propia fuerza del oleaje, y por la carga sólida que éste puede poner en movimiento. Otros procesos, tales como la acción mecánica asociada a la violenta compresión del aire en las partes más profundas de las cavidades, o incluso la posible disolución en estas condiciones de la roca calcárea, pueden contribuir a la excavación de esta clase de morfologías subterráneas costeras. Las cavidades de génesis marina —denominadas con frecuencia *cuevas de abrasión marina*, en la bibliografía en lengua española— no son exclusivas ni mucho menos de las litologías carbonatadas. Al contrario, son un tipo de fenómenos presentes en cualquier litología lo suficientemente coherente como para producir costas acantiladas, favoreciendo su formación la existencia de discontinuidades (diaclasas, fallas, planos de estratificación...) que serán explotadas por la erosión marina. Las numerosas e importantes cuevas marinas estudiadas en la Costa Brava de Gerona (BADIELLA *et al.*, 1992), son muy buenos exponentes de cavidades de estas características excavadas en litologías no calcáreas, concretamente en rocas graníticas.

En los lugares donde las calizas mesozoicas de las Serres de Llevant forman parte del medio litoral no es rara la existencia de cuevas marinas, si bien no se conocen casos demasiado espectaculares. La Figura 42 recoge la topografía de una cueva típica de esta clase (la Cova de s'Embarcador, en Capdepera) en la que es posible apreciar los rasgos definitorios de estas morfologías de erosión costera: se trata de cuevas de escaso desarrollo,

cuyas dimensiones en planta y en alzado tienden a disminuir de forma progresiva hacia su interior —aunque pueden mostrar algunos ensanchamientos intermedios—, presentando además un suelo de tendencia ascendente ocupado por cantos bien rodados y arenas. Las morfologías de detalle denotan una intensa erosión mecánica que se concreta, hacia la parte más interna y estrecha de la cavidad, en superficies rocosas redondeadas y muy pulimentadas.

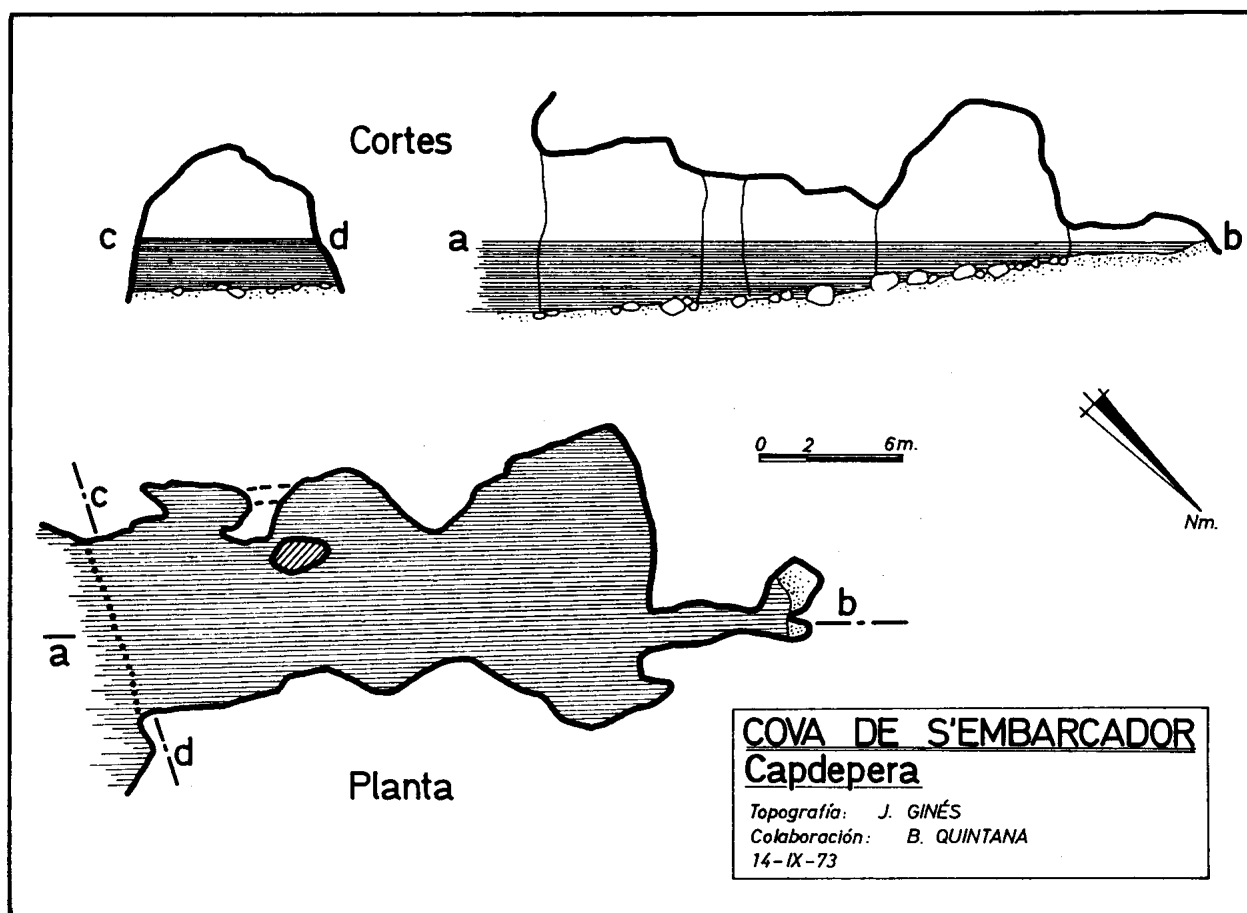


Figura 42: Típico ejemplo de cavidad de exclusiva génesis marina, situada en la costa del Cap Vermell (Capdepera).

Relacionadas morfogenéticamente con las cuevas marinas, una variante de mucho mayor interés la constituyen las *capturas kárstico-marinas*. Este término fue acuñado por MONTORIOL-POUS (1971a) para designar la fenomenología consistente en cavernas de claro origen kárstico, que se encuentran capturadas por el retroceso de la línea litoral ligado a la

progresiva incidencia de la dinámica costera. En unas ocasiones tan sólo se trata de formas endokársticas que tienen su acceso a través de una cueva de génesis marina; otras veces nos encontramos con cavidades subterráneas parcialmente destruidas por la progresión de los mecanismos erosivos asociados a la franja costera. Las capturas marinas de cuevas kársticas suelen ofrecer un interés geomorfológico y cronológico destacable, ya que permiten analizar y situar en el tiempo la historia de las inter-relaciones entre los dos tipos de modelados actuantes: el modelado kárstico y la morfogénesis litoral.

En las Serres de Llevant se dispone de interesantes localidades como la Cova de na Mitjana (Figura 41) y la Cova de na Barxa (Figura 72), las dos ubicadas en Capdepera; en ambos casos se trata de cuevas kársticas que se abren en las inmediaciones de la línea litoral, y están comunicadas con el exterior a causa del retroceso de los pequeños acantilados costeros donde se sitúan. Tanto la una como la otra muestran una compleja y bien documentada evolución morfo-sedimentaria durante los tiempos cuaternarios, que es abordada en detalle en los dos grandes bloques temáticos siguientes, los cuales se centran en las interferencias antes aludidas entre karst y litoral, así como en el papel de los espeleotemas freáticos en cuanto a la investigación de los paleoniveles marinos.

Es preciso consignar que el nivel de conocimiento de las cuevas de acceso marino o submarino es bastante precario —en el conjunto de Mallorca— en comparación con los datos disponibles sobre las formas subterráneas de acceso terrestre. Las exploraciones futuras, en particular las subacuáticas, ampliarán de modo sustancial la visión que hoy en día se tiene sobre esta vertiente del estudio de nuestros litorales calcáreos, aportando interesantes novedades espeleológicas y geomorfológicas en general.

4.4. El endokarst en los depósitos del Mioceno Superior

El Sur y Levante de Mallorca se halla configurado por un relieve tabular de materiales calcáreos, que de modo convencional venimos designando con el topónimo de Migjorn (Figura 39). Esta orla de depósitos carbonatados del Mioceno Superior es la principal área espeleológica de la isla, por lo menos en lo relacionado con el desarrollo planimétrico que alcanzan sus fenómenos endokársticos. Debe tenerse presente que en esta región kárstica se sitúan las cavernas de mayor recorrido horizontal de Mallorca, conociéndose al menos seis cuevas cuyo desarrollo supera los dos kilómetros; de entre ellas, la Cova des Coll (Felanitx) es de momento la más sobresaliente, con sus 4.880 metros de extensión (GRÀCIA *et al.*, 1997). El desnivel de las cavidades es modesto ya que no suele superar los 50 metros de profundidad, circunstancia condicionada por la altimetría general del área situada en su mayoría por debajo de esa cota. En este sentido, ya ha sido puesto de manifiesto cómo el endokarst del Migjorn es radicalmente distinto en relación con el de la Serra de Tramuntana (Tabla 6, Figura 35), la cual representa la región kárstica primordial de nuestra geografía tanto si nos atenemos a la gran cantidad de cavidades inventariadas —sobre todo simas— y a la profundidad que éstas alcanzan, como si nos centramos en la variedad y espectacularidad de sus formas de superficie (GINÉS, 1998a, 1999; GINÉS, 1998b).

En lo concerniente al número de cuevas y simas conocidas, GINÉS & GINÉS (1987a) sitúan en esta región natural un 10 % de las cavidades inventariadas por aquellas fechas en el conjunto de Mallorca. Labores posteriores de catalogación espeleológica, permiten evaluar en más de 300 los fenómenos subterráneos de distintos tipos y dimensiones ubicados en el área de referencia, aún teniendo en consideración los reparos antes apuntados en cuanto a los criterios aplicados en dicha reciente revisión del inventario espeleológico de las Baleares (ENCINAS, 1997).

4.4.1. Rasgos genéticos y morfológicos

La singularidad de las cavidades, muy abundantes en esta parte de la isla, obliga a una enumeración detallada de sus peculiaridades morfológicas y de las evidencias disponibles sobre su espeleogénesis; estos aspectos se ven complementados, dentro de este mismo apartado, con la exposición de un esquema evolutivo que intenta dar cuenta de la complicada historia morfogenética de estas cavernas.

La espeleogénesis en el Migjorn de Mallorca. Si nos centramos estrictamente en los mecanismos genéticos responsables del endokarst que nos ocupa, casi todas las cuevas investigadas entrarían dentro de la tipología que ha sido distinguida bajo la denominación de *cuevas de la zona de mezcla costera*, aunque algunas de las cavidades estén afectadas en alguna medida por procesos de erosión marina. Como se recordará, ese tipo de cavidades ha sido definido —al realizar la clasificación genética de las cuevas de Mallorca— a partir de las localidades paradigmáticas de los alrededores de Portocristo. Son cavernas que han experimentado una notoria y dilatada evolución en condiciones vadosas (procesos clásticos, deposición de espeleotemas...), pero para las cuales cabe suponer una formación inicial asociada a la zona freática litoral. En este peculiar ambiente geoquímico, la mezcla entre las aguas subterráneas continentales y el agua marina puede dar lugar a intensos procesos de disolución de la roca caliza, tal como ha sido puesto de relieve en numerosos karsts costeros de diferentes partes del planeta (BACK *et al.*, 1984; JAMES *et al.*, 1989; SMART *et al.*, 1988). Desde los puntos de vista genético y morfológico, las cavidades del Migjorn presentarían notorias afinidades con las de numerosas islas del Caribe, como sucede en relación con las cuevas del karst de Caguanes, en Cuba (NÚÑEZ-JIMÉNEZ, 1967).

Aunque la presunción de una génesis freática de las protocavidades iniciales, circunscrita básicamente a la zona de mezcla costera, es del todo coherente con el contexto geomorfológico e hidrogeológico del área en estudio, los vacíos originados en esa temprana etapa parecen bastante

extensivos en cuanto a su disposición espacial, a juzgar por la magnitud y abundancia de las cavernas vadosas observables hoy en día. Así pues, la morfología y la distribución de las formas endokársticas observadas no aportan evidencias que permitan relacionar, de manera unívoca, sus vacíos freáticos primigenios con el modelo de *flank margin cave development*, elaborado por MYLROIE & CAREW (1990). Tan sólo una de las cuevas investigadas —la Cova des Moro, en Manacor (TRIAS & MIR, 1977)— podría incluirse en esta categoría específica, caracterizada por amplias cámaras de origen freático, con ramificaciones poco destacables, que se extienden de modo marginal a lo largo de la franja litoral de islas carbonatadas como las Bahamas (MYLROIE *et al.*, 1991). Curiosamente, bastantes de las cuevas conocidas en el promontorio de la Mola, en la isla de Formentera (TRIAS & ROCA, 1975), sí que parecen corresponderse con el modelo morfogenético concreto al que nos hemos referido ahora.

Los condicionantes litológicos. En lo que respecta a su abundancia, las cavidades subterráneas son muy numerosas en algunas áreas concretas: los alrededores de Portocolom, en Felanitx (GRÀCIA *et al.*, 1997) o el paraje de Can Frasquet, en Manacor (TRIAS & MIR, 1977) muestran densidades de hasta más de diez fenómenos hipogeos por kilómetro cuadrado; esta riqueza espeleológica cabe explicarla en base a condicionamientos de tipo litológico, que se expondrán acto seguido. Los depósitos del Mioceno Superior post-orogénico incluyen a grandes rasgos dos unidades principales de nuestro interés: una unidad inferior de carácter claramente arrecifal y edad Tortoniense (la Unidad Arrecifal), así como un Complejo Terminal de cronología Messiniense, en el que se intercalan depósitos margo-calcáreos bioturbados junto con niveles estromatolíticos y facies oolíticas (POMAR *et al.*, 1983a, 1983b; FORNÓS & POMAR, 1983).

La práctica totalidad de formas endokársticas del Migjorn está excavada en la Unidad Arrecifal, que por lo general se corresponde con un ambiente de plataforma carbonatada somera y poco energética, donde se depositan facies correspondientes a *lagoons* interiores, protegidos de mar abierto por el frente del arrecife. En dicha unidad inferior predominan los

materiales calcareníticos bioclásticos, observándose también colonias dispersas de corales, formando manchones, los cuales no llegan a constituir arrecifes bien desarrollados. Parece ser que las áreas con mayor profusión de fenómenos endokársticos se relacionan con la disolución preferencial de determinadas facies, en particular de los edificios coralinos cuyas estructuras fuertemente corroidas son observables en los techos y paredes de numerosas cuevas. Si bien la mayor parte de las galerías y salas se desenvuelven en el seno de la Unidad Arrecifal (Tortonense-Messiniense), como se acaba de apuntar, la evolución de determinadas cavernas llega a afectar al Complejo Terminal suprayacente (Messiniense) mediante hundimientos de las bóvedas, que pueden interesar estos materiales al producirse su apertura al exterior (FORNÓS *et al.*, 1989b).

Los vacíos y conductos primigenios: características y posición altimétrica. Ya se ha aludido repetidas veces al alto grado de evolución vadosa secundaria que han experimentado las cavidades existentes en los materiales del Mioceno Superior. Son realmente muy escasas las ocasiones en las que se tiene acceso a restos de las pretéritas redes de conductos y vacíos freáticos, que constituyen sin duda las primeras etapas de la espeleogénesis en esta región kárstica. Tan sólo en unas pocas cavidades como la Cova Figuera (Manacor) o la Cova des Drac (Santanyí) es factible reconocer fragmentos de conductos, laberínticos en el primer caso y rectilíneos en el segundo, situados a cotas superiores al actual nivel del mar. Por otra parte la Cova des Coll, en Felanitx (GRÀCIA *et al.*, 1997) también contiene en su topografía una estructura de galerías freáticas que se encuentran en la actualidad todavía en condiciones de inundación, al estar situadas bajo la actual cota ± 0 metros s.n.m.

A pesar de las evidencias suministradas por los ejemplos citados, el hecho de que las zonas inferiores de las grandes salas de origen clástico —que caracterizan al endokarst del Migjorn— penetren por debajo del presente nivel marino, implica necesariamente que los conductos primigenios (a partir de los cuales se desencadenaron los reajustes mecánicos ulteriores) debían estar situados en su inmensa mayoría bastante

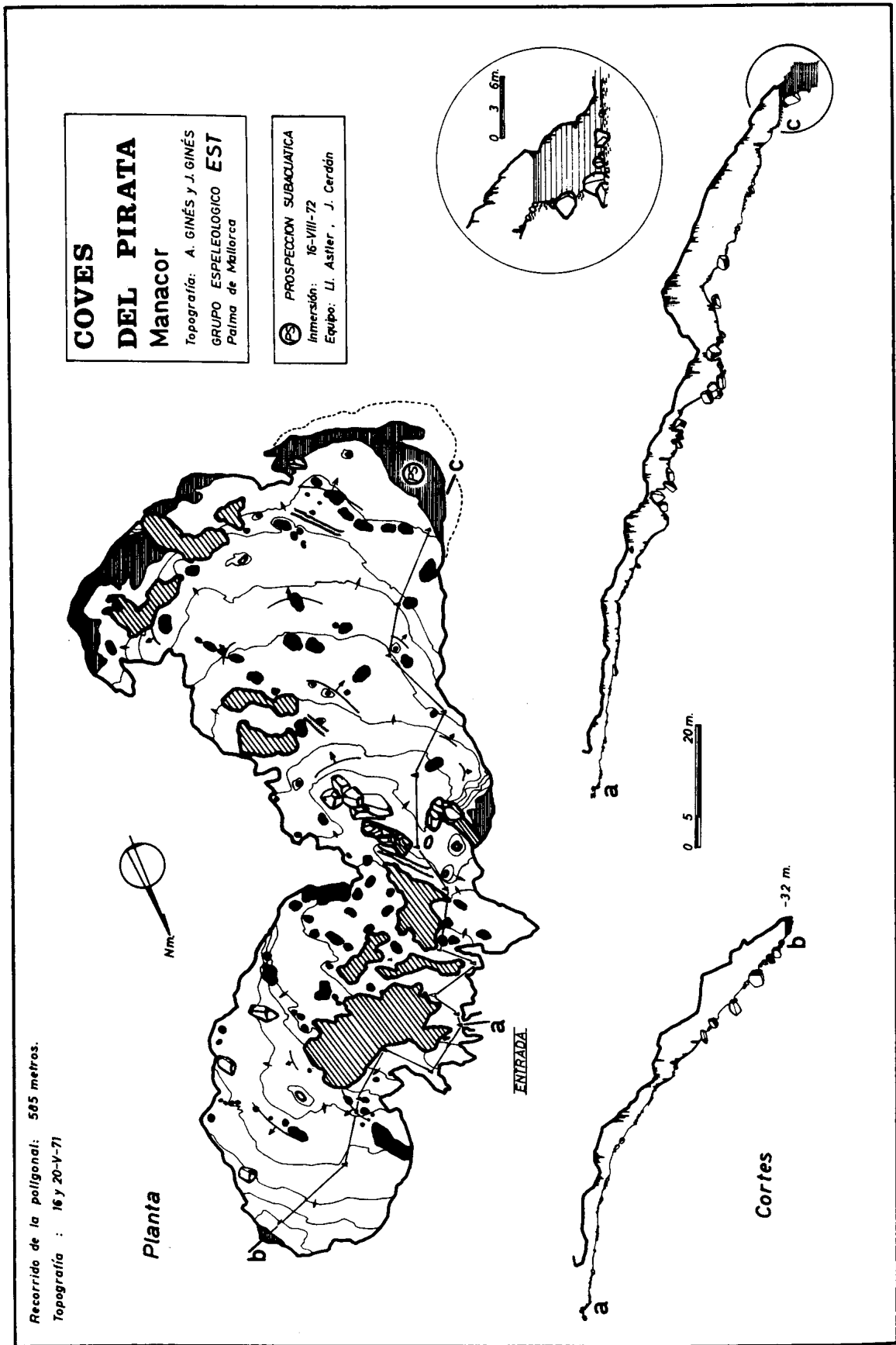


Figura 43: Topografía del sector de las Coves del Pirata (Manacor) que fue acondicionado para su visita turística a finales del siglo pasado.

Se trata de una de las cavernas paradigmáticas en cuanto a la endokarstificación del Migjorn, en la cual se observan llamativas morfologías de soliflucción hipogea.

por debajo de la actual cota de estabilización del Mediterráneo. Se ha aludido ya antes a un punto clave para la argumentación que se está siguiendo: la evolución vadosa de una cavidad kárstica, mediante procesos clásticos generalizados, comporta una constante emigración anti-gravitacional de los vacíos iniciales. Abundando en los comentarios anteriores, las recientes investigaciones espeleosubacuáticas de GRÀCIA *et al.* (1998a, 1998b, 2000) confirman la existencia de galerías y salas situadas a profundidades incluso superiores a los -30 metros bajo el presente nivel marino.

Algunos aspectos morfológicos. Los sucesivos ajustes mecánicos experimentados por los techos y paredes de los vacíos iniciales, junto con la progresiva puesta en solución de los productos clásticos resultantes, ha desorganizado del todo dicha red de protocavidades, confiriendo a las cuevas de esta área geográfica una apariencia muy específica. Por lo general son éstas unas cavernas integradas por una sucesión de salas yuxtapuestas, y comunicadas entre si de modo más bien aleatorio; esta estructura relativamente anárquica de las cuevas obliga al visitante a numerosos ascensos y descensos, que se corresponden con las grandes acumulaciones de bloques rocosos desprendidos de las bóvedas y paredes. De esta forma, con frecuencia quedan individualizadas dentro de la misma cueva diferentes unidades volumétricas, presididas por la magnitud alcanzada por sus procesos clásticos; estas unidades clásticas, que van creciendo tridimensionalmente, dan origen a la presencia de amplias salas intercomunicadas entre ellas en sus cotas inferiores, las cuales están a menudo ocupadas por lagos de aguas salobres. Las archiconocidas Coves del Drac (GINÉS & GINÉS, 1992) son un muy buen ejemplo de lo descrito, al igual que acontece con las diferentes salas de la Cova dels Ases, en Felanitx (GINÉS & GINÉS, 1987a).

El crecimiento tridimensional de las salas que conforman las cavidades objeto de discusión comporta, como ya se ha dicho, una emigración del vacío kárstico en sentido contrario a la gravedad; esta emigración, en última instancia, origina su apertura a la superficie a modo de

hundimiento. En unas ocasiones se trata de hundimientos cenitales, situados más o menos centralmente en la cúpula de voluminosas salas —por ejemplo la Cova des Pont, en Manacor (Figura 37)—; otras veces, son hundimientos de poca entidad que comunican con el exterior, de manera lateral, salas o galerías menos importantes en cuanto a su volumen, pero localizadas en las proximidades de la superficie. Las Coves del Pirata, en Manacor (Figura 43), ejemplifican muy bien esta segunda disposición topográfica, representando asimismo una cavidad bien característica del endokarst que estamos analizando.

En cuanto a los espeleotemas, ya ha sido resaltada antes la riqueza y variedad que presentan estos depósitos, destacando la abundancia de pequeñas estalactitas que tapizan de manera extensiva los techos de determinadas localidades, tal como se ha expuesto en el apartado pertinente. El hecho de que la rica y voluminosa ornamentación estalagmítica de estas cavernas (en particular estalagmitas, columnas y coladas) se asiente sobre grandes acumulaciones de bloques clásticos de marcada inestabilidad, provoca conspicuos fenómenos de soliflucción hipogea que se traducen en la rotura y desplazamiento de los depósitos cristalinos de tipo pavimentario. Un último aspecto a reseñar en cuanto a los espeleotemas de estas cavidades es la presencia, en muchas localidades, de cristalizaciones freáticas que registran el actual rango de oscilación del nivel marino; también abundan los depósitos de estas características relacionados con paleoniveles del Mediterráneo, los cuales son en particular numerosos en altitudes próximas a los 2 metros s.n.m.

4.4.2. Esquema evolutivo de las cavidades

La complicada historia morfogénica de las cavidades del Migjorn mallorquín, y su estrecha relación con las vicisitudes del nivel marino durante el Cuaternario, pretende quedar reflejada de modo esquemático en la Figura 44. En ella se expone una secuencia evolutiva que distingue diversas etapas, que en realidad han podido ocurrir de forma gradual y continuada,

solapándose en el tiempo; cabría entender el esquema propuesto como una evolución secuenciada, en la que las etapas se entremezclan sin ser posible separarlas rigurosamente. El modelo propuesto incluye ideas procedentes de los trabajos de PALMER (1984), JENNINGS (1985), MYLROIE (1988) y FORD & WILLIAMS (1989). Las etapas sucesivas que cabe distinguir serían las siguientes:

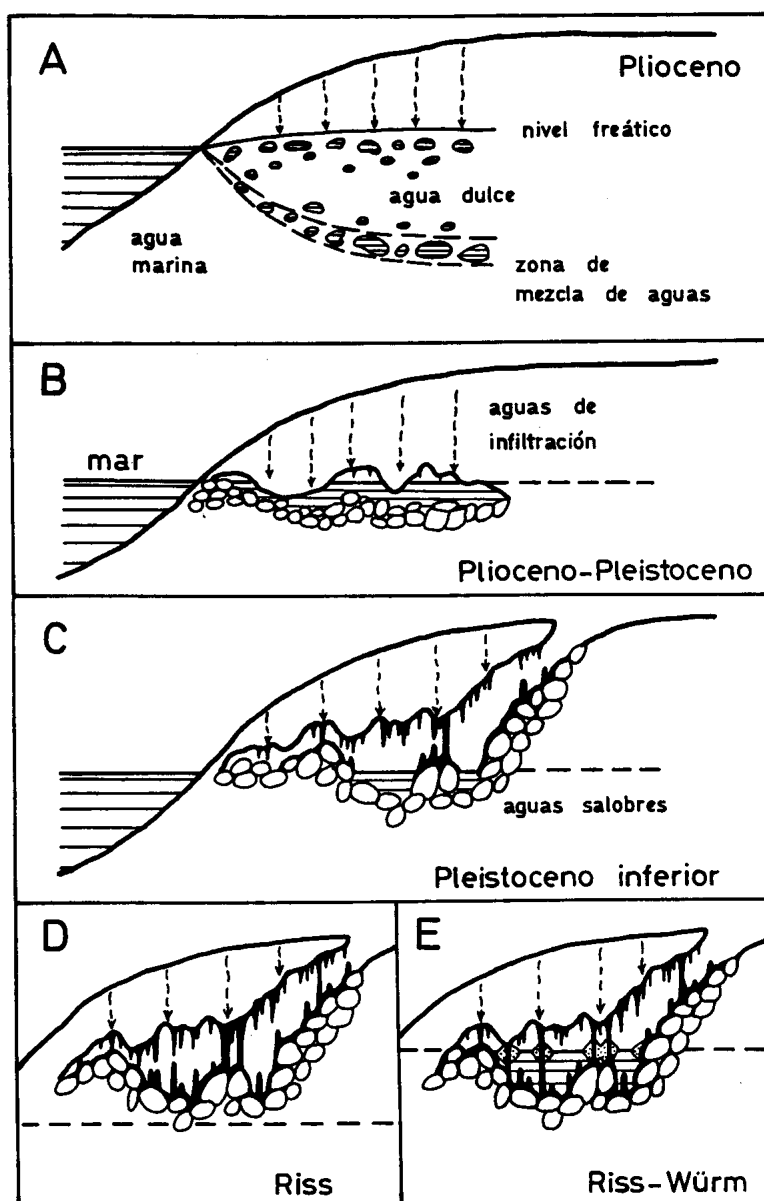
- 1- En la zona freática litoral se excavan por disolución una red más o menos organizada de vacíos y protocavidades, relacionadas con las dos delgadas zonas en las que fluyen aguas potencialmente agresivas: la parte superior de la lente de agua dulce (donde se incorporan al manto freático aguas procedentes de infiltraciones difusas) y la parte inferior de dicha lente, donde la mezcla de aguas dulces y marinas causan su subsaturación en carbonatos. Pueden existir cavidades freáticas lineales, pero probablemente predominan los vacíos irregulares a causa del carácter difuso y poco jerarquizado de las circulaciones de aguas subterráneas en estos terrenos tan porosos; además la disolución preferencial de las masas de corales (mineralogía aragonítica), puede colaborar a la formación de vacíos de geometría caótica en apariencia.
- 2- El crecimiento de las oquedades, producidas por disolución freática, modifica la permeabilidad de la roca y adelgaza (hasta casi anularla por completo) la zona de agua dulce, mientras la haloclina remonta y se llega a aproximar a la superficie freática. De una manera simultánea, empiezan a producirse hundimientos en los lugares en los que la abundancia de protocavidades crea inestabilidades locales. Los productos resultantes de los desprendimientos (bloques y fragmentos de roca) van siendo retirados a causa de su paulatina disolución en las aguas salobres de las cavidades. Es probable que, tal como sugiere PALMER (1985), un importante factor desencadenante de hundimientos no sea otro que las oscilaciones de la superficie freática relacionadas con las fluctuaciones negativas del nivel marino; en esta situación, las bóvedas sufren repetidos desequilibrios y tensiones al perder el soporte

físico de las aguas subterráneas, durante los episodios de descenso del nivel del mar.

3- Las cavidades experimentan considerables modificaciones como consecuencia de una complicada sucesión de crisis mecánicas, que provocan hundimientos, y momentos de relativa estabilidad que permiten el crecimiento de una lujuriosa decoración cristalina. En este decurso la cueva ha crecido significativamente en volumen, y las morfologías de disolución originarias han desaparecido casi por completo.

Figura 44:
Secuencia evolutiva propuesta para la morfogénesis de las cavidades del Migjorn de Mallorca.

A: Excavación inicial por disolución en régimen freático, en particular en la zona de mezcla de aguas dulce y marina.
B: Procesos de hundimientos y ajustes mecánicos de las bóvedas, que contribuyen al desarrollo volumétrico de la caverna.
C: Importantes fenómenos de estalagmitización adornan las cavidades, al tiempo que cubren el sustrato de bloques rocosos.
D: Coincidiendo con fluctuaciones negativas del nivel marino (glaciaciones) se forman estalagmitas aéreas en lo que son los lagos actuales de las cuevas.
E: Las oscilaciones positivas del nivel marino (eventos interglaciales) quedan registradas mediante paleoniveles de espeleotemas freáticos depositados sobre las paredes de las cuevas, así como sobre estalagmitas y estalactitas aéreas pre-existentes.



4- Las fluctuaciones más recientes del nivel marino controlan ciertos retoques morfológicos adicionales. Por ejemplo, durante oscilaciones

de signo negativo (glaciaciones) se forman estalagmitas aéreas en el fondo de lo que son los lagos actuales de la cueva.

- 5- Por el contrario, las oscilaciones positivas del Mediterráneo (eventos interglaciales) quedan registradas —a alturas diversas— por medio de paleoniveles de espeleotemas freáticos depositados directamente sobre las paredes rocosas de la cueva, o formados alrededor de otros soportes tales como estalactitas y estalagmitas aéreas pre-existentes.

La secuencia evolutiva que se acaba de exponer ahora con cierto detalle permite introducirnos en un aspecto clave, el cual constituirá el fundamento de los capítulos siguientes de esta memoria: la posición del nivel marino controla la evolución morfogénica y sedimentaria del karst litoral, ocasionando una serie de interacciones entre los modelados actuantes. Su estudio será de sumo interés para el mejor conocimiento tanto de nuestro karst, en particular, como de los tiempos cuaternarios en nuestro entorno geográfico, en un plano más general.

4.4.3. Cuevas marinas y kárstico-marinas

Son éstas una categoría de cavidades mucho más numerosas en el Mioceno Superior del Migjorn, que en los relieves de las Serres de Llevant. Las cuevas estrictamente marinas son omnipresentes, y abarcan desde minúsculas balmas ligadas a antiguas plataformas de abrasión marina, hasta cuevas de mayor magnitud correspondientes al nivel marino actual. La Cova Gran, en Portocolom (Felanitx), o la Cova Foradada (Santanyí) son localidades clásicas, si bien la toponimia de toda la costa oriental mallorquina evidencia el sin número de estos fenómenos. Por otra parte, conviene incidir en que las formas subterráneas relacionadas con la erosión marina de las costas cálcareas son muy variadas, incluyendo no sólo cuevas marinas sino también arcos, túneles y “bufadors”, morfologías que cuentan con un válido intento reciente de sistematización efectuado por GRÀCIA & VICENS (1998). Uno de estos autores (GRÀCIA *et al.*, 1997) describe un

amplio surtido de cuevas y formas diversas de erosión marina, en las inmediaciones de Portocolom; entre los fenómenos estudiados en dicho trabajo, se menciona la existencia de varias cuevas marinas asociadas a una plataforma de abrasión sumergida a una profundidad aproximada de -15 metros. Estas formas indicarían la presencia de una estabilización relativamente importante del nivel del Mediterráneo, en relación con algún episodio regresivo ligado a condiciones climáticas de signo frío.

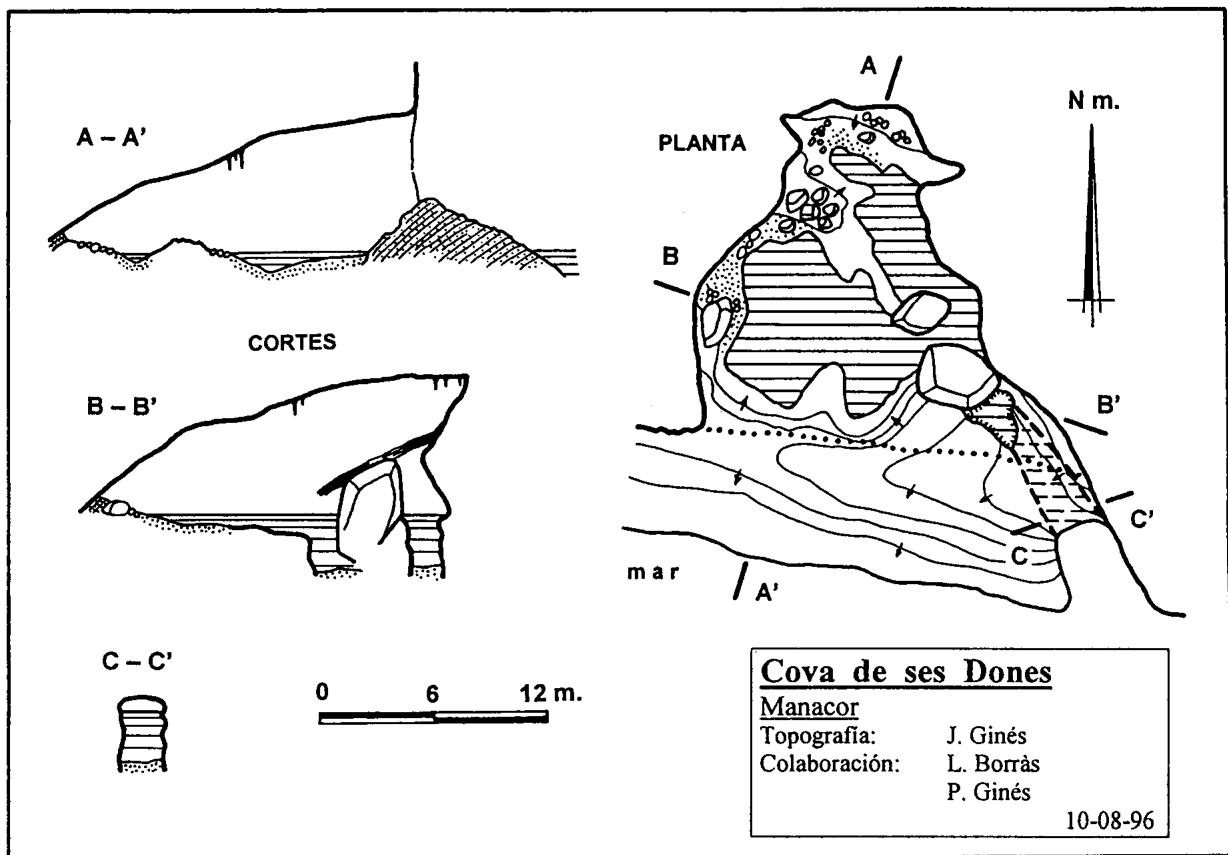


Figura 45: Topografía de la Cova de ses Dones —situada en Cala Virgili— un buen ejemplo de captura kárstico-marina del litoral de Manacor.

Se trata de una amplia cavidad kárstica parcialmente desmantelada por la erosión litoral, que ha formado en su interior una pequeña playa de materiales arenosos. Obsérvanse restos de coladas estalagmíticas, en la sección B-B' de la topografía; asimismo, en la zona oriental de la cavidad se localiza un corredor, también ocupado por el mar, que podría representar un fragmento relicto de antiguas galerías de origen kárstico. El umbral rocoso que separa el suelo de la cueva del mar abierto, está constituido por eolianitas pleistocenas retrabajadas por la erosión costera.

Si las cuevas marinas son cuantitativamente destacables igual sucede con las capturas kárstico-marinas (Figura 45), cuyas características

generales ya han sido referidas al tratar de la otra zona kárstica implicada en el área a estudiar. La Cova des Coloms (TRIAS, 1992) o la Cova de Cala Falcó (ambas en Manacor) serían muy buenos ejemplos de cavernas típicas del endokarst del Migjorn, pero comunicadas con el exterior por medio de espectaculares cuevas de abrasión marina. Lo mismo sucede con la extensa sucesión de salas clásticas de la Cova dets Ases (Felanitx), la cual también posee —aparte de dos entradas terrestres de hundimiento— una tercera boca submarina (GRÀCIA *et al.*, 1997). Los casos diferentes observables son variadísimos, siendo prolijo ahora hacer una descripción exhaustiva de diferentes localidades. Tan sólo es conveniente consignar que las formas resultantes abarcan una completa gama, que se extiende desde cavidades kársticas abiertas mediante estrechas bocas merced al retroceso de acantilados costeros —la Cova del Dimoni, en Manacor, por citar una localidad—, hasta cuevas casi destruidas del todo por la dinámica litoral, como es el caso de la Cova Marina des Pont (TRIAS & MIR, 1977). En muchas de estas cavernas es posible reconocer fragmentos relictos de rellenos estalagmáticos (Figura 45), los cuales denotan la relativa antigüedad de las cuevas que los contienen. El estudio geomorfológico y cronológico de estas complejas cavidades y de sus sedimentos resulta de lo más prometedor, tal y como se irá exponiendo más adelante.

4.4.4. El papel de los colapsos paleokársticos

En el capítulo correspondiente al modelado epigeo del área en estudio se ha descrito de manera detallada el paleokarst observado en los materiales del Mioceno Superior, aludiendo a su repercusión en la morfología de detalle de la línea de costa. Para complementar estas cuestiones, se expondrán ahora algunas ideas en relación con la incidencia que tienen en las cavidades subterráneas las formas relacionadas con dicho paleokarst.

La presencia de colapsos paleokársticos parece tener una influencia poco clara —presumiblemente muy limitada— en lo que atañe a la génesis

y evolución ulterior de las cuevas kársticas típicas del Migjorn mallorquín. En algunas cavidades es posible apreciar cómo el desarrollo clástico de sus salas ha interceptado estructuras relacionadas con colapsos paleokársticos. Así, en las paredes y techos de ciertas cuevas investigadas se observan ya sea inflexiones en las capas de materiales rocosos, ligadas a las depresiones superiores de dichas estructuras paleokársticas (por ejemplo, en la Cova des Drac de Cala Santanyí), o bien zonas brechadas correspondientes al cuerpo central de esos colapsos, como sucede en la rampa de acceso a la Cova des Serral, en Manacor. De todos modos, da la impresión que los mecanismos espeleogénicos, implicados en la formación de las cavidades citadas, no han explotado de modo preferencial las zonas afectadas por fenómenos paleokársticos y, por lo tanto, su observación en algunas localidades es un hecho más bien aleatorio.

En cambio, en el desarrollo de las cuevas marinas sí que la existencia de colapsos paleokársticos tiene un papel mucho más destacado. No obstante este papel tiene un carácter ambivalente —como se verá a continuación— al igual que sucedía al ocuparnos de la morfología de la línea de costa. Por una parte nos encontramos localidades en las que la zona brechada, correspondiente a la chimenea del colapso, constituye claramente una zona de debilidad a favor de la cual la dinámica litoral ha excavado importantes cuevas marinas; la Cova Gran, en Portocolom (Felanitx) es un exponente clarísimo de esta situación (GRÀCIA *et al.*, 1997).

El fenómeno contrario ocurre cuando el centro del colapso se muestra más resistente a la erosión marina, a causa de la fuerte cementación de las brechas que integran la chimenea del colapso. Entonces, las áreas de mayor debilidad son las inflexiones de los materiales rocosos en los flancos del colapso, a causa de la mayor frecuencia de fracturación existente en esos puntos. En tales flancos laterales es donde se concentra la acción erosiva litoral, dando origen a sendas cuevas marinas excavadas a ambos lados de la chimenea del colapso; la cual queda en relieve gracias a la erosión diferencial provocada por la presencia de estas estructuras paleokársticas. En el sector de costa que se extiende al sur de Mondragó, en el municipio de

Santanyí —el cual incluye el Caló de Solimina y el Caló des Savinar—, son muy abundantes los colapsos paleokársticos de estas características. Como sea que todas estas cuestiones son abordadas en otros capítulos, remitimos a ellos al interesado para evitar reiteraciones innecesarias.