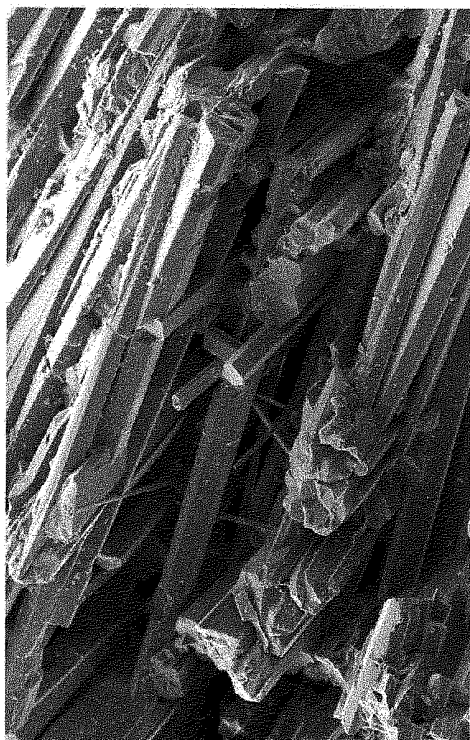


Departament de Ciències de la Terra  
Universitat de les Illes Balears

**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



## **6. ESPELEOTEMAS FREÁTICOS Y PALEONIVELES MARINOS**





## **6.1. Las oscilaciones del nivel marino en el Cuaternario: su conocimiento en la isla de Mallorca**

Tal y como es sobradamente conocido, los tiempos cuaternarios se caracterizan por una complicada sucesión de alternancias climáticas (NILSSON, 1983; ZUBAKOV & BORZENKOVA, 1990), las cuales se traducen en las consiguientes oscilaciones del nivel marino como consecuencia del balance entre aguas inmovilizadas, en forma de hielo glacial, y aguas disponibles en las cuencas oceánicas. De esta forma, se suceden episodios de nivel marino bajo correspondientes a los eventos de signo frío (glaciaciones), alternando con otros de nivel marino similar o superior al actual durante los eventos cálidos (interglaciales).

En el Mediterráneo occidental han sido bien estudiadas, ya desde finales del siglo pasado, las líneas de costa cuaternarias (HEY, 1978), circunstancia que ha quedado cumplidamente reflejada en la nomenclatura del registro cronoestratigráfico del cuaternario marino europeo. La situación geográfica de Mallorca, que emerge en la zona central de la mencionada cuenca, hace de nuestra isla un enclave privilegiado gracias a la riqueza de vestigios y depósitos asociados a líneas de costa cuaternarias (CUERDA, 1975) representadas en un área de extensión relativamente limitada.

Todas las investigaciones realizadas sobre el eustatismo pleistocénico en el área Mediterránea coinciden en una constatación común: mientras los depósitos atribuidos al Pleistoceno Inferior aparecen a elevaciones incluso superiores a los 100 metros s.n.m., los sedimentos correspondientes a líneas de costa más modernas se localizan a altitudes decrecientes a medida que nos acercamos al momento actual (FAIRBRIDGE, 1961; GUILCHER, 1969; HEY, 1978). Aparte de deformaciones tectónicas locales, esta tendencia consistente en un aumento de altitud paralelo al incremento de edad de las líneas de costa estudiadas ha de ser relacionada con factores tectono-eustáticos, en el sentido argumentado por MÖRNER (1987). Ya se ha comentado en un capítulo anterior que dicho autor, además de los fenómenos

*glacio-eustáticos* ligados a alternancias climáticas —variaciones en el volumen de las aguas oceánicas—, enfatiza la trascendencia de la *tectono-eustasia* —variaciones en el volumen de las cuencas oceánicas— así como de la *eustasia geoidal* que ocasiona variaciones en la distribución de las masas oceánicas (ver Tabla 7). A modo de dato informativo referido a este último aspecto, conviene consignar que la topografía de la superficie marina presenta hasta 50 metros de desnivel entre el Mediterráneo occidental y el oriental (PIRAZZOLI, 1987), situándose su zona más deprimida alrededor del arco helénico y Creta, donde se dan procesos activos de subducción.

La rapidez y amplitud con que operan los factores responsables de la eustasia geoidal (MÖRNER, 1983), junto con la participación de cambios de signo tectono-eustático, imposibilita establecer una curva eustática válida incluso para una región limitada como es el Mediterráneo occidental. Aún teniendo en cuenta estas limitaciones, se procederá a pasar revista al conocimiento del Cuaternario marino en dicha cuenca, para luego profundizar en el registro pleistocénico y holocénico de la isla de Mallorca.

### **6.1.1. Las líneas de costa cuaternarias en el Mediterráneo occidental**

Para intentar un esbozo cronoestratigráfico del Pleistoceno y Holoceno marino en el área que nos interesa, por motivos que seguidamente se justificarán, no podremos prescindir de referirnos a las cinco glaciaciones alpinas europeas aún a sabiendas de que la validez de estas unidades —o la precisión de su posicionamiento cronológico— es muy cuestionada en la actualidad. A este respecto hay que decir que, sobre todo en el conocimiento del Pleistoceno Inferior, se constata un cierto grado de heterogeneidad (e inclusive disparidad) terminológica y cronológica, tal como se irá viendo más adelante; de forma contrapuesta, en lo que atañe a los eventos encuadrables en el Pleistoceno Superior existe un alto grado de acuerdo acerca de la correspondencia entre pisos cronoestratigráficos y estadios isotópicos del registro marino profundo.

A pesar de lo expuesto, la referencia al esquema clásico de glaciaciones — períodos interglaciales será de utilidad para encuadrar con simplicidad la cronología de las diferentes unidades, gracias a la enorme esquematización que dicha concepción clásica comporta; por otra parte, no debe obviarse el hecho de que estas alternancias climáticas son las responsables de esta tendencia fluctuante del nivel marino, aunque la realidad sea sumamente más compleja que la cronoestratigrafía simplificada del Cuaternario marino mediterráneo que se aporta en la Tabla 19.

Son muy abundantes los trabajos publicados que tratan de los niveles marinos pleistocénicos y holocénicos en nuestra relativamente amplia área de referencia. No en vano, la cuenca mediterránea occidental es extraordinariamente rica en yacimientos del Cuaternario marino, habiendo sido en particular bien estudiados las antiguas líneas de costa del mar Tirreno (costa occidental italiana, incluyendo Sicilia y Córcega), del litoral meridional italo-francés (golfo de Génova y Costa Azul), así como de la España mediterránea (Sureste Ibérico e isla de Mallorca); en cuanto al continente africano, abundan las localidades representativas en los litorales de Marruecos, Argelia y Túnez (HEY, 1978).

Interesantes visiones de síntesis, elaboradas con enfoques diversos, que se ocupan de las oscilaciones del Mediterráneo durante los tiempos cuaternarios pueden consultarse en BONIFAY (1975), GUILCHER (1969), NILSSON (1983), PIRAZZOLI (1987) y RIBA (1981). Esta bibliografía ha sido seleccionada como herramienta básica para elaborar la cronoestratigrafía simplificada que se desarrollará a continuación, además de contrastar los datos aportados con abundantes referencias las cuales sería tedioso enumerar de forma exhaustiva. De la consulta de la abundante bibliografía disponible sobre la materia se desprenden dos hechos: por un lado la correlación clara ya mencionada entre edad y altitud de las paleolíneas de costa, siendo las playas fósiles más elevadas las de mayor antigüedad y existiendo, por tanto, una tendencia general de descenso relativo del nivel del mar Mediterráneo; por otro lado, será fácil constatar cómo acerca del Pleistoceno Inferior y Medio los datos disponibles son bastante fragmentarios

<i>Cronología (ka B.P.)</i>	<i>Series Geológicas</i>	<i>Glaciaciones alpinas europeas</i>	<i>Pisos y unidades del registro marino mediterráneo</i>	
<b>10</b>	<b>HOLOCENO</b>		VERSILIENSE (Flandriense)	
<b>85</b> <b>125</b>	<b>PLEISTOCENO SUPERIOR</b>	<b>WURM</b>  Riss - Würm	NEORTOTIRRENIENSE (Monastiriense) NEOTIRRENIENSE (Tirreniense III) EUTIRRENIENSE (Tirreniense II)	<b>TIRRENIENSE</b>
<b>350</b> <b>700</b>	<b>PLEISTOCENO MEDIO</b>	<b>RISS</b>  Mindel - Riss  <b>MINDEL</b>  Günz - Mindel	PALEOTIRRENIENSE (Tirreniense I)  MILAZZIENSE (Siciliense II)	<b>CROTONIENSE</b>
<b>1200</b> <b>1700</b>	<b>PLEISTOCENO INFERIOR</b>	<b>GUNZ</b>  Donau - Günz  <b>DONAU</b>	SICILIENSE  EMILIENSE (Calabriense II)  SANTERNIENSE (Calabriense I)	<b>SELINUNTIENSE</b>

Tabla 19: Cronoestratigrafía del Cuaternario marino mediterráneo.

La cronología no está representada a escala.  
En paréntesis se han recogido sinónimos obsoletos, o de uso no demasiado recomendable.

y en ocasiones muy dispares entre autores, aparte del embrollo terminológico existente al hacer referencia a los distintos pisos del registro pleistocénico mediterráneo.

*Pleistoceno Inferior.* Comenzando por las líneas de costa pertenecientes a los inicios de los tiempos pleistocénicos (ver Tabla 19) nos encontramos con los pisos marinos atribuidos al Calabriense, los cuales se hallan relacionados con

antiguas líneas de costa situadas a altitudes muy variables que en ocasiones pueden exceder de mucho el centenar de metros. Se distinguen habitualmente dos pisos diferenciados: el Santerniense (Calabriense I) con fauna marina fría, y el Emiliense (Calabriense II) cuya fauna parece indicar un clima más cálido que el actual. La cronología exacta de ambos episodios dista mucho de estar bien establecida, aunque existe acuerdo sobre su situación antes de la glaciación Günz.

El Siciliense (Selinuntiense Superior) completa el Pleistoceno Inferior con paleolíneas de costa, y depósitos marinos asociados, a altitudes de hasta 90-100 metros por encima del actual nivel del Mediterráneo. La presencia de fauna fría apunta a una posición cronológica imprecisa (800 ka?) pero situada en torno a la glaciación Günz, usando el esquema simplista de las glaciaciones alpinas; algún autor, no obstante, asocia este piso de manera más concreta al interglacial Günz-Mindel (GUILCHER, 1969). Por otra parte, otros investigadores (por ejemplo BONIFAY, 1975) emplean el término Siciliense para designar un ciclo transgresivo amplio que englobaría el Milazziense y el Paleotirreniense situándose en ese supuesto ya en el Pleistoceno Medio, denotando claramente la incierta posición cronoestratigráfica de este evento.

*Pleistoceno Medio.* En este período se sitúa el ciclo Crotoniense en el que, por lo general, se diferencian los pisos Milazziense y Paleotirreniense ambos ubicados cronológicamente entre las glaciaciones Mindel y Riss (Tabla 19).

Las playas fósiles relacionadas con la transgresión Milazziense se hallan en el área mediterránea occidental a altitudes en torno a los 50-60 metros, conteniendo elementos faunísticos que denotan un clima templado similar al actual. Es conveniente hacer constar que, discrepando de la interpretación más frecuente en la bibliografía consultada, CUERDA (1975) y POMAR & CUERDA (1979) al ocuparse del Milazziense de Mallorca sitúan este piso en el interglacial Günz-Mindel, denominándolo como Siciliense II. Aunque no está suficientemente contrastada, cabría suponer una

correspondencia de este evento con el estadio isotópico 11 de SHACKLETON & OPDYKE (1973); en lo que respecta al Pleistoceno Inferior no están suficientemente clarificadas las correspondencias entre el registro marino mediterráneo y los estadios climáticos del registro oceánico profundo, motivo por el cual se ha considerado preferible no aventurar nada al respecto.

El Paleotirreniense —entendido en el sentido en que lo emplean CUERDA (1975) y GUILCHER (1969)— queda posicionado con toda claridad en el interglacial Mindel-Riss, con depósitos marinos a altitudes que abarcan desde 5 a 35 metros; la fauna predominante sugiere unas condiciones térmicas similares a las actuales. Habida cuenta de la presunta cronología del Paleotirreniense (aprox. 350 ka), puede ser correlacionado con el estadio 9 del registro marino de isótopos de oxígeno. Este piso es con frecuencia mencionado como Tirreniense Inferior (BONIFAY, 1975; PIRAZZOLI, 1987) o Tirreniense I (BUTZER & CUERDA, 1962; NILSSON, 1983), nomenclatura esta última que será preferible no emplear con el fin de evitar confusiones con el Tirreniense I distinguido en el Sureste Ibérico (ZAZO & GOY, 1989).

A pesar de la clara situación cronoestratigráfica del Paleotirreniense, no faltan autores que contribuyen a sembrar un alto grado de confusión sobre la posición del mencionado piso. Así, por ejemplo FAIRBRIDGE (1961) —al igual que hace PIRAZZOLI (1987) de una manera más confusa— reserva el uso del término Tirreniense para hacer referencia al último episodio transgresivo del interglacial Mindel-Riss (se trataría por tanto del Paleotirreniense, tal como se aplica en estas páginas); mientras, las capas con *Strombus*, definitorias del auténtico Tirreniense (ZAZO, 1987), son designadas por esos autores mediante el término poco usual y no recomendable de Monastiriense, que estrictamente alude al Neortotirreniense como luego veremos. Estas discrepancias terminológicas están heredadas de investigadores (Depéret, Zeuner ...) que, durante la primera mitad de este siglo, individualizaban las líneas de costa del Pleistoceno Medio y Superior en base a criterios altimétricos y no estrictamente faunísticos (NILSSON, 1983); esos autores calificaban de Tirrenienses las playas fósiles situadas a alturas próximas a los 30 metros —pertenecientes al interglacial Mindel-Riss— y

denominaban como Monastirienses los lechos marinos depositados entre el Riss y el Würm a altitudes mucho más próximas al actual nivel marino.

*Pleistoceno Superior.* Esta serie abarca tanto el último interglacial (Riss-Würm) como la glaciación Würmiense, caracterizándose por la presencia de los depósitos Tirrenienses en el sentido estricto. En la actualidad existe total acuerdo sobre la aplicación del Tirreniense para designar el último interglacial, evento climático presidido por asociaciones faunísticas termófilas entre las que se incluyen especies de alto valor cronoestratigráfico como *Strombus bubonius* (BUTZER & CUERDA, 1962; CUERDA, 1975; NILSSON, 1983; PIRAZZOLI, 1987; ZAZO *et al.*, 1987).

Dentro del último interglacial se individualizan dos pisos principales: el Eutirreniense y el Neotirreniense (Tabla 19). El Eutirreniense —también designado como Tirreniense II— es un episodio transgresivo complejo que dura más de 100 ka, el cual abarca los estadios isotópicos 7 y 5. Los depósitos marinos asociados a estas líneas de costa se localizan a alturas que no suelen sobrepasar los 10-12 metros, salvo en localidades que han sufrido importantes deformaciones tectónicas recientes. Se pueden distinguir en el Eutirreniense dos principales secuencias transgresivas: los primeros depósitos se sitúan cronológicamente entre 200 y 180 ka (estadio isotópico 7) y todavía son pobres en elementos faunísticos de signo cálido; entre los 130 y 110 ka (estadio 5) se dan las playas fósiles ricas en fauna termófila que caracterizan este piso. En esta fase principal del Eutirreniense, son susceptibles de ser distinguidas diversas pulsaciones correspondientes a los subestadios 5e y 5c del registro isotópico marino (ZAZO *et al.*, 1997).

El Neotirreniense (Tirreniense III) constituye la última pulsación transgresiva del interglacial Riss-Würm; su cronología oscila en torno a los 85 ka y se caracteriza por una asociación faunística empobrecida en especies de aguas cálidas. Su correspondencia con el subestadio isotópico 5a es totalmente admitida.

Mención aparte merecen los estudios realizados sobre los niveles marinos recientes en el Sureste de la España peninsular (ZAZO *et al.*, 1987; ZAZO & GOY, 1989). Estos autores distinguen cuatro episodios con *Strombus*, a los que asignan edades en base a dataciones radiométricas (Th/U) de las conchas de los moluscos. La cronología de los episodios que se establecen y la nomenclatura empleada por los autores es la siguiente: Tirreniense I (180 ka, estadio 7); Tirreniense II (128 ka, subestadio 5e); Tirreniense III (95 ka, subestadio 5c); finalmente señalan un Tirreniense IV, de cronología dudosa, y que podría corresponder al subestadio 5a o incluso al Neortotirreniense. Ya se ha mencionado antes que preferiremos siempre no hablar de Tirreniense I, Tirreniense II, etc., para evitar confusiones entre la terminología propuesta por BUTZER & CUERDA (1962) y aquella otra de ZAZO & GOY (1989).

En algunas ocasiones la nomenclatura aplicada a los distintos episodios que conforman el Tirreniense puede diferir muchísimo con respecto a las interpretaciones más habituales, de las cuales nos hemos ocupado con anterioridad (ver por ejemplo ZUBAKOV & BORZENKOVA, 1990); extenderse sobre estas cuestiones sería prolijo ahora y significaría contribuir a enmarañar todavía más la situación terminológica de estos pisos pertenecientes al último interglacial.

La glaciación Würmiense se extiende entre los 80 y los 18 ka B.P., implicando episodios regresivos del Mediterráneo que pueden alcanzar los 100 metros por debajo del nivel marino actual. Dentro de dicha glaciación se admite la existencia de una pulsación transgresiva, correspondiente al estadio isotópico 3, que es denominada habitualmente como Neortotirreniense. Este piso se corresponde con el Monastiriense del Cuaternario marino de Túnez; si bien, como ya se ha discutido con anterioridad, en algunos trabajos (FAIRBRIDGE, 1961; GUILCHER, 1969; PIRAZZOLI, 1987) se usa desafortunadamente este término para designar al Tirreniense en el sentido estricto (Eutirreniense y Neotirreniense).

La última glaciación (Würm) presenta dos máximos glaciales, el último de ellos en torno a los 18 ka. A partir de entonces se inicia una tendencia



Edad [años]	Estadios del registro marino de isótopos de oxígeno SHACKELTON & OPDYKE, 1973	Glaciaciones alpinas	Terminología marina mediterránea	Terminología del Tirreniense mediterráneo ibérico ZAZO & GOY, 1989	Terminología nord-europea	Terminología nord-americana	Terminología marina de Marruecos occidental			
0	1	Post-glacial	Versiliense (Flandriense)				Mellahien			
	2	WÜRM	Neotirreniense (T. IV) (Monastirriense)	Tirreniense IV	Weichselian	Wisconsinian				
	3						Neotirreniense (T. III)	Tirreniense III [95 ka]		
	4		Eutirreniense (T. II)	Tirreniense II [128 ka]	Eemian	Sangamon				
100.000	5						Interglacial Riss-Würm	Eutirreniense (T. II)	Tirreniense I [180 ka]	
	6									
200.000	7	RISS			Saalian	Illinoian				
	8									
300.000	9	Interglacial Mindel-Riss	Paleotirreniense (T. I)		Holsteinian	Yarmouth	Anfatien			
	10									
400.000	11							MINDEL	Milaziense (Siciliense II)	

Tabla 20: Episodios climáticos y paleoniveles marinos del Pleistoceno Medio y Superior: tabla de correspondencias entre las distintas terminologías de uso habitual (entre paréntesis se incluyen sinónimos de algunos de los eventos). Los estadios del registro marino de isótopos de oxígeno que implican un nivel marino similar o superior al actual se han representado rayados.

transgresiva, que incluye diversos dientes de sierra de signo frío (por ejemplo el Younger Dryas, alrededor de los 11 ka), alcanzándose un nivel marino algo superior al actual entre los 7 y 6 ka (PIRAZZOLI, 1996). Los depósitos relacionados con este máximo transgresivo postglacial constituyen el piso Versiliense, también conocido como Flandriense.

Con el fin de intentar clarificar la posición cronoestratigráfica de los distintos pisos del Pleistoceno Medio y Superior, se ha elaborado la Tabla 20 en la que se recogen las correspondencias entre las terminologías de uso habitual para designar episodios climáticos y pisos marinos, correlacionándolas a su vez con los estadios del registro marino de isótopos de oxígeno. Este gráfico complementará la visión más general aportada con anterioridad en la Tabla 19.

### **6.1.2. El registro marino pleistocénico y holocénico de Mallorca**

Aparte de algunas citas pioneras acerca de yacimientos marinos cuaternarios de Mallorca —efectuadas a finales del siglo pasado y comienzos del presente por autores como Hermite o Gignoux— el conocimiento sistemático del Pleistoceno marino de nuestra isla arranca en la década de los 50. En esos años, Joan Cuerda y Andreu Muntaner comienzan sus investigaciones sobre los yacimientos pleistocénicos de la bahía de Palma, las cuales se irán extendiendo de modo progresivo a otras áreas de nuestro entorno geográfico. Estas labores culminan con la visita a Mallorca de los participantes en el *V Congrès International INQUA* (COLOM *et al.*, 1957), que supondrá un fuerte espaldarazo e impulso a las tareas desarrolladas de modo encomiable y autodidacta por los referidos estudiosos locales del Cuaternario.

Entre 1959 y 1962 el geomorfólogo estadounidense Karl W. Butzer efectúa diversas campañas en Mallorca —en estrecha colaboración con Joan Cuerda— que conducen al estudio de gran número de nuevos yacimientos marinos cuaternarios. Los resultados de estas investigaciones serán plasmados, entre otros, en el interesante y clásico trabajo de BUTZER &

CUERDA (1962) en el que se propone una curva eustática para el Pleistoceno Medio y Superior de la isla, basada en el estudio de plataformas de abrasión y depósitos litorales de numerosas localidades de la Mallorca meridional (entre Cala Pi y Portocolom).

El conocimiento del Pleistoceno marino fue haciéndose extensivo, en los años 60 y 70, a la totalidad de la bahía de Palma en concreto al litoral del municipio de Lluçmajor (CUERDA & SACARÉS, 1992). Al mismo tiempo, el primero de los autores citados iba dando forma a una imprescindible monografía que se ocupa con gran detenimiento del Cuaternario de las Baleares (CUERDA, 1975), sobre todo en lo concerniente a los aspectos paleontológicos y estratigráficos de los yacimientos estudiados.

Se procederá acto seguido a revisar con cierto detalle el registro marino pleistocénico y holocénico de Mallorca (ver Figura 80) sobre la base de la obra de CUERDA (1975), la cual supone un todavía vigente estado de la cuestión que lógicamente incluye tanto las numerosas aportaciones previas del propio autor, como los destacables trabajos publicados conjuntamente con K.W. Butzer (consultar la abundante bibliografía referida en la monografía citada); una visión más abreviada —pero que también puede resultar de utilidad al interesado— sobre los depósitos asociados a las líneas de costa pleistocénicas de la isla se encuentra recogida en POMAR & CUERDA (1979).

Esta visión clásica del Cuaternario marino de Mallorca se verá complementada por una aproximación más novedosa (BUTZER, 1975), de la que también nos ocuparemos, la cual ya explora la correlación del registro mallorquín con los datos aportados por el registro marino profundo. Para terminar, dedicaremos diversos apartados a documentar algunas aportaciones más o menos actuales sobre la materia, entre las que cabe destacar las dataciones radiométricas de fósiles marinos efectuadas por C.E. Stearns y D.L. Thurber (STEARNS, 1985) y, recientemente, por HILLAIRE-MARCEL *et al.* (1996), así como los estudios cronoestratigráficos basados en la racemización de aminoácidos llevados a cabo por HEARTY *et al.* (1986).

El registro clásico mallorquín: BUTZER & CUERDA (1962), CUERDA (1975).

Una observación rápida de la Figura 80 nos conduce a la siguiente constatación, materializada en el trazo discontinuo que cruza diagonalmente esta gráfica: es bien patente la tendencia al incremento en altitud de las paleolíneas de costa conforme nos remontamos a pisos del Pleistoceno Medio e Inferior. Esta tónica general ya ha sido mencionada al ocuparnos del Cuaternario marino en el Mediterráneo occidental y debe ser achacada —más que a deformaciones tectónicas locales— a una tendencia tectono-

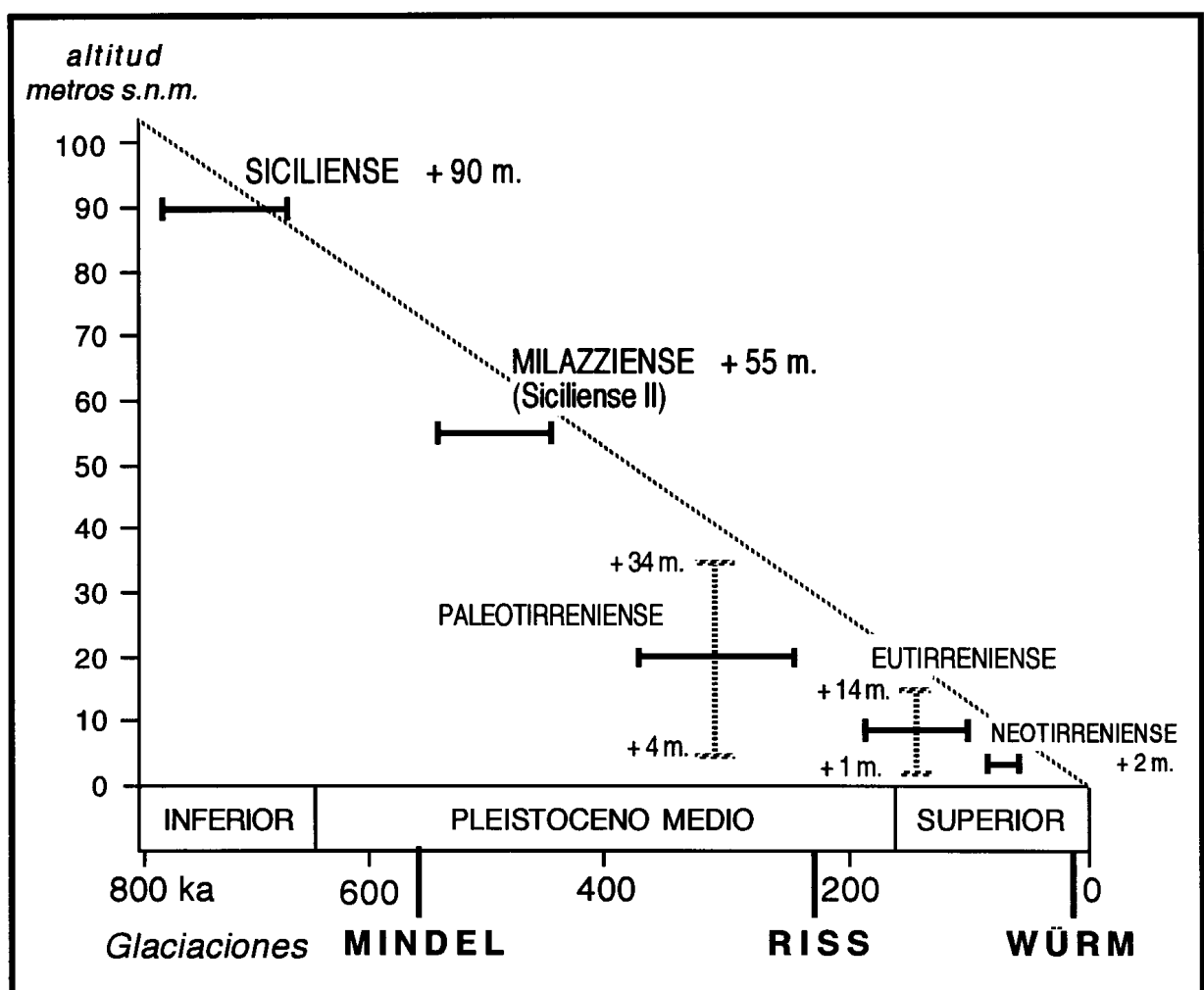


Figura 80: Pisos del Pleistoceno marino en Mallorca según CUERDA (1975), modificado.

Los segmentos horizontales indican la situación cronológica de los diferentes eventos, mientras que los segmentos verticales punteados representan las altitudes a las que se encuentran los depósitos asociados a los distintos pisos marinos.

eustática que afecta a lo largo del Pleistoceno a la totalidad de la citada cuenca.

Comenzando por el Pleistoceno Inferior, éste se encuentra representado en nuestra área geográfica por depósitos atribuidos al Emiliense o Calabriense II (ver Tabla 19), cuyo yacimiento más destacable es el del Pas des Verro (Llucmajor) situado a una altitud próxima a los 75 metros y conteniendo elementos faunísticos de gran valor estratigráfico que denotan un clima templado, como por ejemplo *Ostrea cucullata* y *Purpura plessisi*. También parecen estar relacionadas con este piso las arenas eólicas depositadas en la Cova des Frare de la isla de Cabrera (MATEU *et al.*, 1979), cavidad cuya boca se abre a una altitud de 90 metros.

Las líneas de costa adscritas al Siciliense, se localizan a alturas en torno a los 90 metros s.n.m. en forma de horizontes de cuevas de abrasión marina, también en el Pas des Verro, que interesan unos depósitos eólicos atribuidos al Emiliense. La posición cronológica de este piso es incierta, si bien la presencia de fauna fría lo podría situar en los comienzos de la glaciación Günz, si bien no faltan autores (por ejemplo GUILCHER, 1969) que lo colocan en el interglacial Günz-Mindel.

Ya en el Pleistoceno Medio, encontramos los depósitos marinos y rasas de abrasión correspondientes al Milazziense (Siciliense II), episodio que CUERDA (1975) ubica entre el Günz y el Mindel pero que en buena parte de la bibliografía aparece posicionado en el interglacial Mindel-Riss. Este piso está representado por entalladuras y cuevas de abrasión marina, entre 50 y 60 metros de altitud, en la ya citada localidad del Pas des Verro (Llucmajor), en Can Xarpa (Palma), así como en los márgenes de la zona deprimida de Campos. Su fauna viene definida por la abundancia de *Glycymeris violacescens*, también abundante en el Milazziense del Levante Ibérico y de Formentera, en depósitos marinos situados estos últimos a altitudes próximas a los 50 metros s.n.m.

El Paleotirreniense (ver Tabla 20 y Figura 80) queda claramente ubicado entre la glaciación Mindel y la Riss, correspondiéndose de forma bastante plausible con el estadio isotópico 9 (SHACKLETON & OPDYKE, 1973). Se trata de un episodio complejo en el que se distinguen hasta cinco picos ligados a pulsaciones transgresivas, que han dejado en Mallorca plataformas de erosión marina y entalladuras a altitudes decrecientes conforme disminuye su edad; éstas abarcan desde los +34 metros en los restos de playas fósiles presuntamente más antiguas hasta los +5 metros en las más recientes, reconociéndose paleolíneas de costa intermedias a altitudes de +30, +23 y +16 metros s.n.m. El yacimiento fosilífero más característico del Paleotirreniense es el de Es Bancals (Llucmajor) que exhibe dos plataformas de abrasión a +23 y +16 metros, abundando en la última de ellas *Patella ferruginea*, especie que caracteriza los depósitos del penúltimo interglacial. Restos de otras líneas de costa atribuidas al Paleotirreniense, aunque carentes de fauna marina, son reconocibles en las localidades de la Torre de s'Estalella (Llucmajor) y la Punta de sa Plana (Santanyí).

Entramos ya en el Pleistoceno Superior, cuyos depósitos iniciales se individualizan con claridad por la presencia de fauna marina termófila, con las especies denominadas senegalesas como son por ejemplo: *Cardita senegalensis*, *Conus testudinarius*, *Brachyodontes senegalensis*, *Acar plicata*, o la especie más característica del Tirreniense representada por *Strombus bubonius*. Dentro de lo que en sentido amplio se podría considerar como el interglacial Riss-Würm, se distinguen habitualmente dos pisos diferenciados: el Eutirreniense y el Neotirreniense (Figura 80).

El Eutirreniense es una unidad compleja que de hecho engloba los estadios 7 y 5 del registro isotópico marino (ver Tabla 20). CUERDA (1975) distingue cuatro picos transgresivos que han dejado depósitos con fauna termófila a altitudes entre los +14 y +1,5 metros (Figura 81). Desde el punto de vista de su cronología estos momentos iniciales del Eutirreniense se corresponderían con el estadio isotópico 7, abarcando un lapso de tiempo comprendido aproximadamente entre 170 y 200 ka B.P.; este estadio podría considerarse sinónimo del Tirreniense Ila distinguido por BUTZER & CUERDA

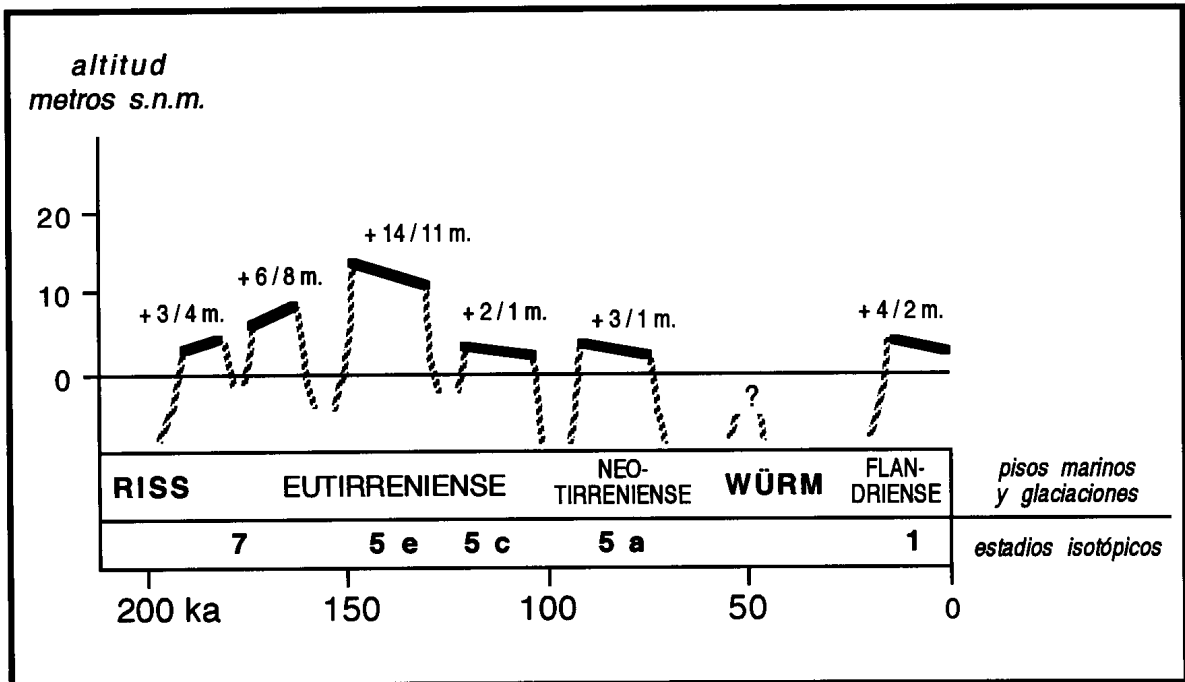


Figura 81: Los pisos marinos del Pleistoceno Superior y Holoceno de Mallorca según CUERDA (1975), modificado.

Se ha incluido su correspondencia con los estadios climáticos del registro marino de isótopos de oxígeno, en base exclusivamente a criterios cronológicos.

(1962), concordando su cronología con el Tirreniense I que ZAZO *et al.* (1987) constatan en el Suereste Ibérico con una antigüedad de 180 ka. Entre los 130 y los 100 ka B.P., CUERDA (1975) distingue dos cortos episodios transgresivos (Figura 81) con rica fauna senegalesa, correlacionables con los subestadios isotópicos 5e y 5c del registro marino profundo (ZAZO *et al.*, 1997). Estos subestadios del último interglacial se sitúan en torno a los 130-120 ka y 105-95 ka respectivamente, representando estadios climáticos bien posicionados cronológicamente en lo que respecta a la historia del nivel marino a escala global (GALLUP *et al.*, 1994).

Si bien la concordancia cronológica de las distintas unidades del Eutirreniense mallorquín es aceptablemente buena en relación a los datos aportados por el registro marino profundo (ver Figura 81), las informaciones suministradas por la altimetría de los depósitos son mucho menos clarificadoras. Así, POMAR & CUERDA (1979) señalan la presencia de playas fósiles correspondientes a los inicios del Eutirreniense a altitudes próximas a

los +3 metros en la bahía de Palma (yacimiento del Campo de Tiro, por ejemplo); por otro lado, depósitos más recientes aparecen a altitudes de +7,5 metros en S'Illot (Manacor) o entre +11 y +13 en la costa de Lluçmajor (Torre de s'Estalella, Es Bancals), yacimientos estos últimos que contienen materiales a los cuales se asigna una edad de aproximadamente 130 ka, cronología que apuntaría al subestadio isotópico 5e. Finalmente las playas fósiles más modernas, atribuidas al Eutirreniense se constatan a alturas de +2,5 a +1,5 metros en localidades de la bahía de Palma (Es Carnatge, Es Molinar...), debiendo corresponder con bastante probabilidad al subestadio 5c.

Los datos que se acaban de enumerar, apuntarían a la presencia de un máximo transgresivo (+13 metros) en torno a los 130 ka, el cual se correlacionaría con el subestadio isotópico 5e. Esta posibilidad no concuerda con las recientes investigaciones de HILLAIRE-MARCEL *et al.* (1996) —de las que más adelante nos ocuparemos— que datan depósitos del Eutirreniense procedentes del Campo de Tiro y situados a altitudes entre +3 y +2,5 metros, para los cuales obtienen edades que oscilan entre 135 y 117 ka (subestadio 5e) y 100 ka (subestadio 5c). En consecuencia, cabría valorar la posibilidad de que las altitudes reportadas por CUERDA (1975) para determinadas playas fósiles eutirrenienses de la costa de Lluçmajor, se encuentren afectadas por deformaciones tectónicas recientes, al igual que algunas otras localidades de la costa levantina de Mallorca, con alturas alrededor de +6 a +8 metros s.n.m. Queda pues bastante por esclarecer acerca de los depósitos del Eutirreniense en Mallorca, su posición cronológica precisa y la magnitud real de las oscilaciones glacio-eustáticas ligadas a los estadios isotópicos 7 y 5.

El Neotirreniense está registrado en Mallorca por abundantes depósitos marinos a elevaciones cercanas a los 2 metros s.n.m., los cuales contienen una fauna empobrecida en especies termófilas en la que todavía aparecen ejemplares de *Acar plicata* y *Brachyodontes senegalensis*. Uno de los yacimientos más típicos del Neotirreniense es el de las casas de Es Carnatge, en el que quedan bien diferenciados sus depósitos de los vecinos



yacimientos del Eutirreniense del Campo de Tiro. Habitualmente se ha situado este piso en los inicios de la última glaciación, suponiendo una breve pulsación transgresiva que precede al máximo glacial würmiense; hoy en día, este piso es correlacionable con el subestadio isotópico 5a, cuya cronología estaría en torno a los 85 ka B.P. Tras la glaciación Würm el nivel marino alcanza su máximo transgresivo postglacial hace unos 6,5 ka, constituyendo las playas fósiles adscritas al Versiliense o Flandriense situadas hasta 2 metros por encima del nivel marino actual.

Las primeras dataciones isotópicas de moluscos marinos del Pleistoceno mallorquín. Procedentes de yacimientos de Mallorca, STEARNS & THURBER (1965) llevaron a cabo una serie de dataciones isotópicas —mediante el método Th/U— de moluscos marinos pertenecientes presumiblemente al Pleistoceno Medio y Superior. Los datos obtenidos sustentaron las posteriores interpretaciones cronológicas que elaboraron CUERDA (1975) y BUTZER (1975) a las cuales ya hemos dedicado, y dedicaremos más adelante, atención detallada.

Los datos aportados en dicho trabajo fueron algunos años después cuestionados y matizados por uno de los autores (STEARNS, 1985). Este autor propone edades en las que se han efectuado correcciones del Torio, que darían para las muestras del Campo del Tiro cronologías situadas alrededor de los 200 ka y los 125 ka B.P., siendo esta última transgresión citada la que presenta una fauna senegalesa completa. Esta reinterpretación de aquellas primeras dataciones absolutas efectuadas en los años 60 vendría a debilitar los esquemas cronoestratigráficos mencionados, los cuales habían sido elaborados sobre la base de dichas investigaciones isotópicas.

La interpretación de BUTZER (1975). En un trabajo publicado con posterioridad a sus campañas en Mallorca, este investigador procedía a reinterpretar la estratigrafía pleistocénica litoral de la isla, relacionándola ya con las modernas aportaciones procedentes del registro marino profundo. Distingue este autor una sucesión de hem Ciclos transgresivos con depósitos marinos asociados —que designa con letras desde la **Z** (postglacial) hasta la

**U** (Milazziense ?)— alternándose con hem Ciclos continentales presididos por la pedogénesis y la deposición de eolianitas, hem Ciclos que son designados con letras desde la **B** (glaciación Würm) hasta la **F** (glaciación Mindel ?). En la Tabla 21 se han compilado las equivalencias entre los hem Ciclos distinguidos por BUTZER (1975), la nomenclatura del Pleistoceno marino empleada por BUTZER & CUERDA (1962) y por CUERDA (1975) y los estadios isotópicos del registro marino profundo.

<i>Cronología (ka B.P.)</i>	<i>Estadios isotópicos</i>	CUERDA (1975)	BUTZER & CUERDA (1962)	BUTZER (1975)	
10	<b>1</b>	FLANDRIENSE	FLANDRIENSE	<b>Z</b> 1-3	
	<b>2</b>	WURM		<b>B</b> 1-3	
	<b>3</b>				
	<b>4</b>				
85	<b>5 a</b>	NEOTIRRENIENSE	TIRRENIENSE III	<b>Y</b> 3	
	<b>5 c</b>	EUTIRRENIENSE		<b>Y</b> 2	
125	<b>5 e</b>			TIRRENIENSE IIb	<b>Y</b> 1
	<b>6</b>			TIRRENIENSE IIa	
<b>7</b>	<b>X</b> 1-2				
300	<b>8</b>	RISS		<b>D</b> 1-2	
	<b>9</b>	PALEOTIRRENIENSE	TIRRENIENSE I	<b>W</b> 1-4	
	<b>10</b>			<b>E</b> 1-3	
400	<b>11</b>	SICILIENSE II ?	SICILIENSE II ?	<b>V</b> 1-2	

Tabla 21: Correspondencias terminológicas en el Pleistoceno Medio y Superior y el Holoceno de Mallorca, incluyendo un intento de adscripción a los estadios isotópicos del registro marino profundo.

La cronología no está representada a escala.

**Z, Y, W, V**: hem Ciclos marinos transgresivos.

**B, C, D, E**: hem Ciclos regresivos continentales, con deposición de eolianitas.

Lo más remarcable de este trabajo radica en el hecho de que queda patente que el Eutirreniense es un evento complejo, el cual incluye los estadios isotópicos 7 y 5 (ver Tabla 21); en este piso son diferenciados dos agrupaciones de picos transgresivos (**X** e **Y**) separados por un episodio regresivo correspondiente al estadio 6 (hemiciclo continental **C**). La Figura 82 da cuenta de la interpretación cronoestratigráfica propuesta, en la que se sitúa un primer episodio con fauna termófila entre 220 y 180 ka (hemiciclo **X**, equivalente al estadio 7), al que sigue un segundo grupo de yacimientos con

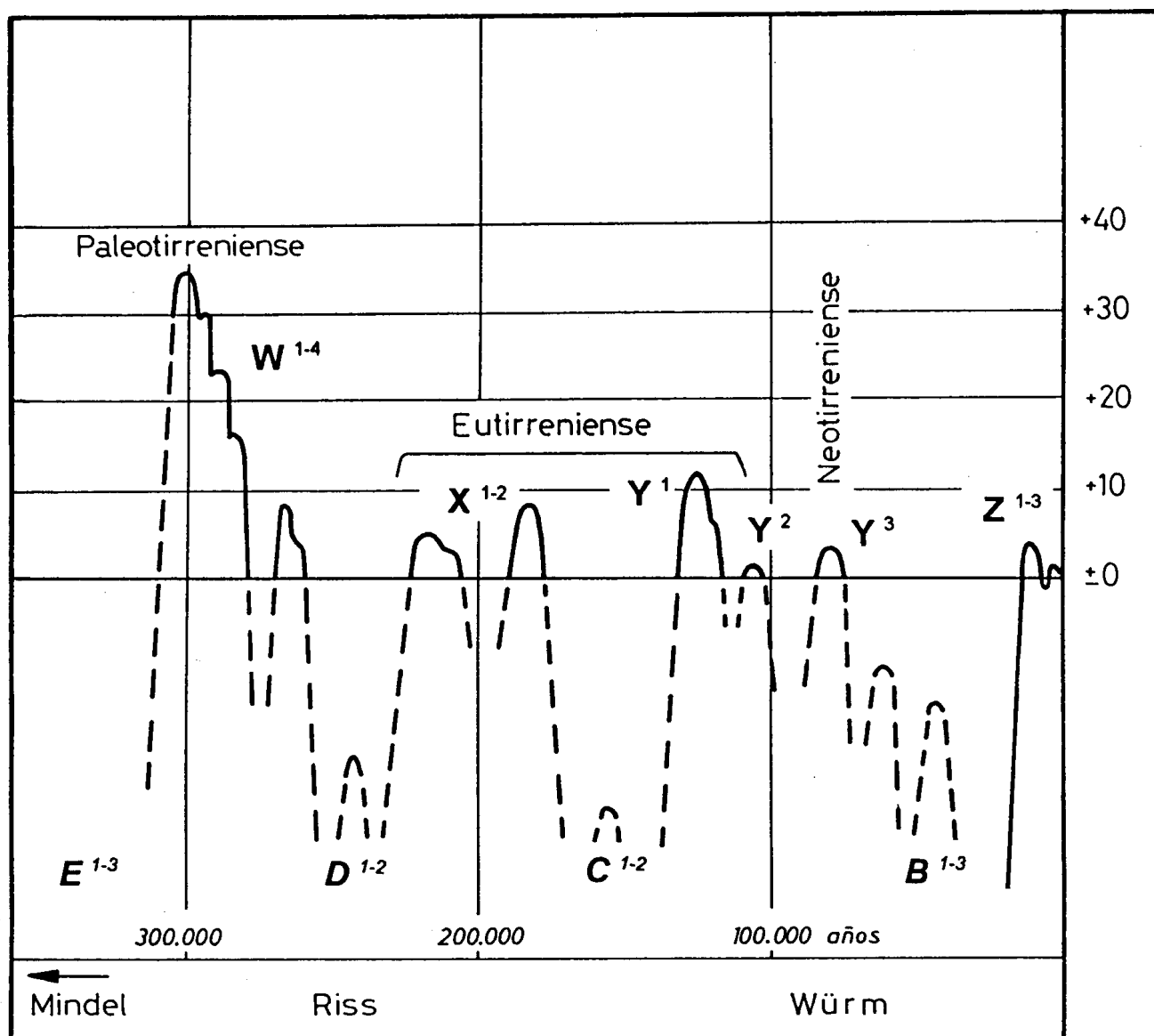


Figura 82: Ciclos sedimentarios y niveles marinos del Pleistoceno Medio y Superior de Mallorca, tal como son interpretados por BUTZER (1975) modificado.

fauna senegalesa completa que abarca desde los 125 a los 105 ka (hemisiclos marinos Y<sup>1</sup> e Y<sup>2</sup>, equivalentes a los subestadios 5e y 5c). El Neotirreniense queda claramente representado por el pico transgresivo Y<sup>3</sup>.

Como ya se ha dicho, la cronología propuesta por BUTZER (1975) se fundamenta en las dataciones Th/U efectuadas por STEARNS & THURBER (1965). Dichas dataciones individualizan los dos grupos de edad ya citados en el Eutirreniense (220-180 ka y 125-105 ka), si bien no existe una muy buena concordancia de estos rangos de edad con las agrupaciones estratigráficas definidas por BUTZER & CUERDA (1962) como Tirreniense Ila y Tirreniense IIb; hay que añadir que, tal como se ha mencionado antes, STEARNS (1985) cuestionaba la validez de los datos cronológicos aportados por él en sus anteriores trabajos.

Las aportaciones cronológicas recientes. Algunos avances se han ido efectuando recientemente, tendentes a la determinación cronológica precisa de los depósitos marinos del Pleistoceno mallorquín. Estas investigaciones se han centrado sobre todo en la cronología del Eutirreniense (estadios climáticos 7 y 5), a causa principalmente de las limitaciones inherentes al método Th/U, cuyo límite de datación se sitúa sobre los 350 ka.

Por una parte hay que consignar las investigaciones realizadas por HEARTY *et al.* (1986) empleando las técnicas relacionadas con la racemización de aminoácidos en las conchas de moluscos; método que requiere de su calibración por medio de una técnica radiométrica de datación absoluta, por ejemplo <sup>14</sup>C o Th/U. Los citados autores estudian moluscos procedentes de localidades de Mallorca, atribuyendo buena parte de las muestras analizadas al subestadio isotópico 5e, que se correspondería con el Eutirreniense típico (125 ka). Los datos relacionados con el yacimiento del Campo de Tiro no resultan clarificadores mediante el uso de esta técnica; mientras la interpretación faunística y estratigráfica apunta al estadio 5, los análisis de aminoácidos sitúan a los moluscos de este yacimiento en el estadio isotópico 7 (aprox. 200 ka).

Nuevas investigaciones publicadas sobre este último yacimiento (HILLAIRE-MARCEL *et al.*, 1996) vienen a precisar la estratigrafía y cronología del Eutirreniense del Campo de Tiro. En este reciente trabajo se atribuyen las muestras datadas al subestadio 5e —se trataría del Eutirreniense típico— distinguiendo dentro de él dos estabilizaciones altas del nivel marino a 135 y 117 ka, entre +3 y +2,5 metros s.n.m.; no se precisa la cronología de los depósitos Neotirreniense presentes en este yacimiento.

Finalmente, en una nota todavía más cercana en el tiempo ZAZO *et al.* (1997) ofrecen una síntesis abreviada del registro pleistocénico marino en el litoral español. Al ocuparse del último interglacial, basándose en datos procedentes de Mallorca, sitúan el subestadio 5e entre 135 y 115 ka, diferenciando las dos estabilizaciones altas antes citadas a 135 y 117 ka; al subestadio 5c le atribuyen una cronología de 95 ka, no definiéndose sobre la edad del subestadio 5a. El máximo transgresivo postglacial lo ubica a 6,5 ka B.P. En esta nota los autores parecen cuestionar la presencia en Mallorca de fauna senegalesa durante el estadio isotópico 7; si nuevos datos cronológicos fiables confirmasen este extremo, sería preciso revisar toda la interpretación cronoestratigráfica del Eutirreniense y Paleotirreniense de nuestra isla.

### **6.1.3. El conocimiento actual del Cuaternario marino en Mallorca**

Después de la visión sobre el tema recopilada en el subcapítulo precedente, se puede concluir que el bagaje de conocimientos sobre el Cuaternario marino de nuestra isla es bastante rico, suponiendo una de las localizaciones geográficas más destacables dentro de la cuenca mediterránea occidental. Recientemente, la incorporación de los avances en dataciones radiométricas, aplicados al estudio de los pisos del Pleistoceno Medio y Superior, ha ido aportando importantes precisiones cronológicas, sobre todo en lo que respecta a la reconstrucción de la historia del nivel marino en el último interglacial.

De todos modos este avance cualitativo al que se ha hecho referencia pone en cuestión algunas de las interpretaciones previas, fundamentadas en la posición altimétrica de los vestigios geomorfológicos estudiados. A modo de ejemplo, la altimetría de los yacimientos de la costa de Lluçmajor ofrece importantes anomalías bien documentadas en la monografía de CUERDA & SACARÉS (1992): en tanto que los yacimientos del Pleistoceno Inferior se encuentran aquí mucho más bajos de lo habitual en el área mediterránea (POMAR & CUERDA, 1979), los depósitos eutirrenienses típicos aparecen en dicha área a altitudes muy dispares, que van desde los +12 metros en el Cap Orenol hasta tan sólo unos pocos metros (aprox. +2 m.) en yacimientos como el de Cala Vella. Por otro lado, mientras a la fauna Eutirreniense de localidades como la recién citada del Cap Orenol (sito a una altitud de +12 m.) se le atribuye una edad próxima a los 130 ka (subestadio 5e), dataciones más modernas efectuadas en el yacimiento del Campo de Tiro por HILLAIRE-MARCEL *et al.* (1996) documentan diversas pulsaciones transgresivas asociadas al subestadio 5e, a alturas de tan sólo +2,5/+3 metros. Queda patente de esta forma, la fuerte discrepancia altimétrica observada para depósitos presumiblemente pertenecientes al mismo estadio climático.

A partir de los datos expuestos se evidencia que la correlación de los vestigios de playas fósiles y paleolíneas de costa resulta problemática, si no se basa en sólidos criterios paleontológicos y estratigráficos apoyados por fiables dataciones radiométricas; por el contrario las correlaciones que se fundamentan de manera exclusiva en parámetros altimétricos resultan de poca fiabilidad.

Aún siendo conscientes de estas limitaciones, se ha intentado reconstruir una curva eustática para el Pleistoceno Medio y Superior de Mallorca los datos disponibles de diferentes índoles (Figura 83). Para elaborar esta gráfica, se ha referido la situación cronoestratigráfica de los distintos eventos no ya al esquema simplista de glaciaciones - interglaciales, sino a la hoy en día bien aceptada sucesión de estadios climáticos del registro marino de isótopos de oxígeno (SHACKLETON & OPDYKE, 1973; MARTINSON *et al.*, 1987). Esta referencia permitirá situar de manera mucho

más unívoca los episodios transgresivos representados, siendo la que se empleará en toda la ulterior discusión relacionada con los espeleotemas freáticos mallorquines empleados como registro detallado de los paleoniveles del Mediterráneo.

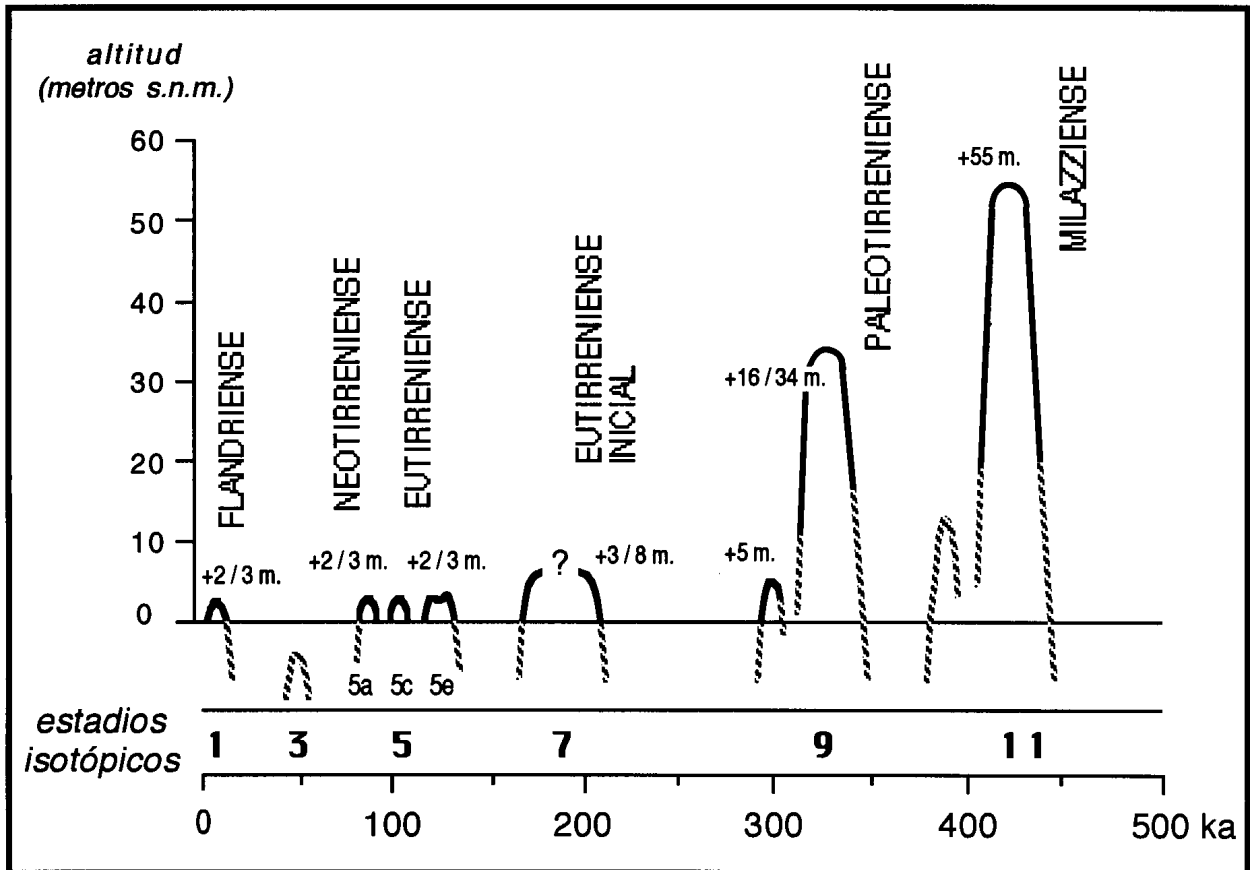


Figura 83: Curva eustática propuesta para el Pleistoceno Medio y Superior de Mallorca (ver discusión y referencias en el texto).

En la mencionada Figura 83 puede observarse, comenzando desde el máximo transgresivo postglacial, cómo el último interglacial (estadio 5) se halla integrado por tres pulsaciones transgresivas de nivel algo superior al actual (entre +2 y +3 metros) correlacionables con los subestadios isotópicos 5a, 5c y 5e del registro marino profundo; no existen evidencias concluyentes sobre una posible subida del nivel marino, asociada a este evento, que alcanzase alturas por encima de las cotas mencionadas. Las cronologías usualmente propuestas por los diferentes autores para estos subestadios son respectivamente de 85 ka (subestadio 5a, que equivaldría al Neotirreniense),

95-105 ka (5c) y 115-130 ka (5e), correspondiendo este último episodio al Eutirreniense con fauna termófila completa. HILLAIRE-MARCEL *et al.* (1996) llegan a distinguir dentro del subestadio 5e, dos pulsaciones transgresivas diferentes datadas en 117 y 135 ka.

Sobre los niveles marinos pertenecientes al estadio 7, el cual todavía formaría parte del Eutirreniense en el sentido de CUERDA (1975), los datos no son todo lo precisos que sería deseable; no obstante suelen individualizarse dos picos que reflejan antiguos niveles del Mediterráneo a altitudes situadas entre +3 y +8 metros s.n.m. (BUTZER, 1975).

Más imprecisos todavía son los paleoniveles marinos atribuibles a los estadios 9 y 11, que equivaldrían tal vez al Paleotirreniense y Milazziense respectivamente. Con respecto al primero de ellos se han distinguido un mínimo de cuatro pulsaciones transgresivas, para las cuales se barajan altitudes que van desde los +5 a los +35 metros; cifras que vienen respaldadas por los paleoniveles de espeleotemas freáticos documentados en la Cova de sa Bassa Blanca (Alcúdia), adscritos por GINÉS & GINÉS (1974) al Paleotirreniense (estadio 9). En cuanto al estadio 11, los escasos datos disponibles apuntan a alturas de sus depósitos marinos en torno a los +55 metros. En ambos casos, está por dilucidar la posible incidencia de deformaciones tectónicas recientes en la altitud de los vestigios y depósitos correspondientes a esos estadios isotópicos.

Estas a modo de conclusiones del presente capítulo, que se acaban de exponer ahora, servirán de información cronoestratigráfica de referencia con la cual se intentará correlacionar los resultados de las investigaciones radiométricas de los espeleotemas freáticos de las cuevas de Mallorca, que se emprenden en los capítulos siguientes. Estas labores se desarrollan en el convencimiento —respaldado por contribuciones previas del autor (GINÉS & GINÉS, 1987b; 1995b)— de que estas investigaciones aportan sustanciosos datos al estudio del Cuaternario de nuestra isla.



## **6.2. Los espeleotemas freáticos: génesis y morfología**

Como paso previo a la posterior discusión de las implicaciones cronológicas que se establecerán para los espeleotemas freáticos de las cuevas costeras de Mallorca, es preciso sentar los conceptos básicos que nos permitan situar estos fenómenos dentro del contexto del amplio espectro de depósitos designados genéricamente como *espeleotemas*.

Este término, aunque de creación relativamente reciente (MOORE, 1952), ha gozado de una amplia aceptación en los ámbitos geomorfológicos internacionales, siendo empleado para designar el variopinto conjunto de formaciones cristalinas presentes en las cavernas. La definición correcta del término *espeleotema* sería la siguiente: *depósito mineral secundario formado en el interior de cuevas o cavidades subterráneas naturales*. De esta definición cabe resaltar dos cuestiones: por un lado el carácter secundario de estos depósitos —no serían pues espeleotemas las mineralizaciones primarias existentes en la roca que alberga una caverna—, y por otra parte su formación en el seno de una cavidad natural, excluyéndose por tanto del campo de aceptación del término las formaciones similares depositadas en otros ambientes geomorfológicos.

Una vez establecido el significado y alcance del término general, se procederá a acotar la ubicación de los espeleotemas freáticos dentro de los esquemas habituales de clasificación de los depósitos minerales de las cuevas, para luego proceder a glosar las generalidades acerca de la morfología y origen de estos particulares espeleotemas subacuáticos.

### **6.2.1. Los diversos intentos de clasificación de los espeleotemas**

Cuando se trata de establecer clasificaciones de fenómenos geomorfológicos como los espeleotemas, se pueden ensayar dos tipos bien diferenciados de aproximaciones: las basadas en la sistematización de los aspectos que regulan la génesis de las formas analizadas, y aquellas otras que se fundamentan en el establecimiento de categorías en base a criterios exclusivamente morfológicos. En el caso de los espeleotemas, la gran variabilidad de formas observables —las cuales, por otra parte, obedecen a unos pocos mecanismos genéticos— propician un relativo éxito de las clasificaciones de carácter morfológico. Esto sucede en detrimento de las sistematizaciones de índole genética, a pesar de que éstas se muestran mucho más útiles a la hora de intentar relacionar aspectos heterogéneos, pero íntimamente ligados los unos a los otros, como son por ejemplo los controles paleoclimáticos, los ambientes deposicionales de las distintas categorías de espeleotemas, o las formas asociadas a dichos ambientes pasados y/o presentes.

Clasificaciones genéticas. Comenzando por las clasificaciones que abordan los espeleotemas desde el punto de vista de los mecanismos que los han generado, una primera distinción viene dada por la dicotomía entre los depósitos cuya morfología está controlada por la gravedad —espeleotemas *gravitomórficos*— y aquellos otros cuyo crecimiento se escapa de la directriz gravitatoria, estando controlado por diferentes procesos físico-químicos, como por ejemplo la capilaridad. Esta distinción ya fue tempranamente formulada por MOORE & HALLIDAY (1953), quienes utilizan el concepto de espeleotemas *erráticos* para aludir a los depósitos minerales de desarrollo anti-gravitatorio, relativamente abundantes en las cavidades subterráneas naturales.

Esta dicotomía, centrada en la modalidad en que tienen lugar los aportes hídricos que originan el espeleotema, es común a la mayoría de clasificaciones genéticas, presentando a lo sumo ligeras diferencias a la hora

de encuadrar las morfologías que no se corresponden de manera estricta con las categorías antes expuestas. Así, por ejemplo, SWEETING (1972) diferencia: 1) espeleotemas de goteo (*dripping water speleothems*); 2) espeleotemas de flujo (*running water speleothems*); 3) espeleotemas de percolación (*seepage water speleothems*); y 4) espeleotemas subacuáticos (*underwater speleothems*). De una manera análoga, WHITE (1976) distingue entre: 1) espeleotemas de goteo y de flujo (*dripstone and flowstone speleothems*); 2) espeleotemas erráticos (*erratic speleothems*); y 3) espeleotemas subacuáticos (*subaqueous speleothems*).

Es conveniente resaltar que en las dos sistematizaciones aludidas aparecen bien individualizados los espeleotemas *gravitomórficos*, generados por aguas de goteo o aguas fluyentes, quedando también claramente diferenciados los depósitos *erráticos* ligados a pequeños aportes de aguas de percolación; en ambas clasificaciones se incorpora una última categoría que incluye las cristalizaciones formadas en condiciones subacuáticas, como son los *gours* (*rimstone pools*, de la bibliografía en lengua inglesa). La Tabla 22 recoge una simple pero válida clasificación genética de los espeleotemas, basada en la propuesta por WHITE (1976).

Este esquema se repite en la mayoría de las obras generales que abordan el estudio del endokarst (por ejemplo, en GILLIESON, 1996), si bien se introducen pequeñas variantes sobre todo terminológicas. En este sentido, por citar tan sólo un caso, FORD & WILLIAMS (1989) se refieren a los espeleotemas erráticos denominándolos *excentric speleothems*, al tiempo que tratan separadamente las perlas de las cavernas y dedican un apartado a los *gours*, ocupándose de éstos de manera independiente con respecto al conjunto de los espeleotemas subacuáticos.

Un intento de clasificación en cierto modo original es el elaborado por XUEWEN (1988), sobre la experiencia de sus investigaciones en el karst de Guilín, en la República Popular China. Este autor establece cuatro categorías distintas de espeleotemas: 1) depósitos de aguas gravitacionales (*gravitational water deposits*); 2) depósitos de aguas no gravitacionales

<p>Espeleotemas gravitomórficos: espeleotemas de goteo y de flujo</p> <p><i>Gravitomorphic speleothems: dripping and flowing water speleothems</i></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- estalactitas / <i>stalactites</i></li> <li>- estalagmitas / <i>stalagmites</i></li> <li>- coladas / <i>flowstone</i></li> <li>- banderas / <i>draperies</i></li> </ul>
<p>Espeleotemas erráticos</p> <p><i>Erratic speleothems</i></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- estalactitas excéntricas / <i>helictites</i></li> <li>- espeleotemas coraloides <i>coralloidal speleothems</i></li> <li>- espeleotemas botrioidales <i>botryoidal speleothems</i></li> <li>- escudos / <i>shields</i></li> </ul>
<p>Espeleotemas subacuáticos</p> <p><i>Subaqueous speleothems</i> <i>Underwater speleothems</i></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- gours / <i>rimstone dams</i></li> <li>- revestimientos subacuáticos <i>subaqueous coatings</i></li> <li>- bandas de nivel / <i>shelfstone</i></li> </ul>

Tabla 22: Clasificación genética de los espeleotemas, basada en WHITE (1976).

Se han incluido los términos usuales en la bibliografía anglosajona.

(*nongravitational water deposits*); 3) depósitos mixtos (*synergetic deposits*); y 4) depósitos sobreimpuestos (*superimposed deposits*). Las principales originalidades de esta propuesta radican en la distinción de dos categorías novedosas: los depósitos mixtos y los depósitos sobreimpuestos. Estos últimos consisten en espeleotemas en los cuales se pueden distinguir dos estadios deposicionales completamente diferenciados; sería el caso, a modo de ejemplo, de un revestimiento subacuático afectando a una estalactita preexistente. Por otra parte, hay que dejar constancia de que XUEWEN (1988) incluye, de manera del todo original, los espeleotemas subacuáticos dentro de la categoría de depósitos de aguas gravitacionales (*gravitational water deposits*).

Clasificaciones morfológicas. En cuanto a las sistematizaciones de los espeleotemas centradas en la morfología de estos depósitos, hay que referirse sin falta a la obra de HILL & FORTI (1986); en ella se agrupan los

espeleotemas en primer lugar según su composición química, para después describir las diferentes formas que se dan en cada mineralogía. Aunque no se incide con profundidad en la génesis de los diversos tipos de depósitos minerales de las cavernas, se enumeran cinco mecanismos hidrológicos condicionantes de la morfología de los espeleotemas de carbonatos, que de hecho son variantes en el modo en que tienen lugar los aportes hídricos: aguas de goteo, de flujo, de percolación, de condensación y, finalmente, de estancamiento (cristalizaciones subacuáticas).

En una segunda edición —ampliada y revisada— de su importante monografía HILL & FORTI (1997) optan de manera decidida por una clasificación exclusivamente morfológica, sobre la que ahora nos extenderemos. Respecto de la génesis de los espeleotemas, estos autores insisten en la existencia de mecanismos hidrológicos que controlan la morfología de los depósitos, distinguiendo —aparte de los cinco mecanismos principales antes enumerados— espeleotemas relacionados con aguas freáticas, con aerosoles, así como con aportes hídricos ascendentes (*geysermitas*). Para proceder a estructurar su clasificación, HILL & FORTI (1997) establecen unos **tipos** básicamente morfológicos, en los que distinguen **subtipos** caracterizados por diferencias en cuanto a su génesis; también distinguen **variedades** consistentes en pequeñas variantes morfológicas producidas por divergencias en la actuación de alguno de los mecanismos genéticos implicados (modalidades del flujo, factores cristalográficos...).

Sin restar valor ni cuestionar la importancia de la monografía de la que estamos tratando, hay que decir que una clasificación de los espeleotemas en base a criterios morfológicos, no se nos muestra demasiado útil de cara al desarrollo de la línea de razonamiento que se pretende seguir. En este sentido, la relativa gran variedad de formas con las que se presentan los espeleotemas freáticos mallorquines puede adscribirse hasta a ocho diferentes tipos y subtipos de espeleotemas, según la clasificación de HILL & FORTI (1997); para clarificar estas cuestiones, en la Tabla 23 se recoge (en negrita) el abanico de tipos y subtipos morfológicos

en los cuales pueden ser encuadrados las cristalizaciones freáticas que serán objeto de nuestra atención.

<b>Tipos</b>	<b>Subtipos o Variedades</b>
<i>Coatings</i> revestimientos	<b><i>subaqueous Coatings</i></b> revestimientos subacuáticos
<i>Coralloids</i> espeleotemas coraloides	<b><i>subaqueous Coralloids</i></b> espeleotemas coraloides subacuáticos
<b><i>cave Rafts</i></b> láminas flotantes	
<i>cave Rafts</i>	<b><i>cave Cones / cave Towers</i></b> estalagmitas cónicas subacuáticas
<b><i>Shelfstone</i></b> bandas de nivel, repisas	
<i>Spar</i> espato	<b><i>subaqueous Spar</i></b> revestimiento espático subacuático
<i>Stalactites</i> estalactitas	<b><i>War-club stalactite / pendulite</i></b> estalactita con revestimiento subacuático globular
<b><i>cave Trays</i></b> "patas de elefante"	

Tabla 23: Tipos y subtipos de espeleotemas según la clasificación de HILL & FORTI (1997), en los que pueden ser encuadradas las diferentes tipologías de espeleotemas freáticos de las cuevas de Mallorca; la gran variedad de sus formas pone de manifiesto la escasa utilidad —para nuestros fines— de las clasificaciones de espeleotemas elaboradas bajo criterios básicamente morfológicos.

Se incluyen términos equivalentes o traducciones al castellano de la nomenclatura usada por los autores de esta importante monografía.

Abundando más en este tema será interesante resaltar a guisa de ejemplo que, siguiendo esta clasificación, dos espeleotemas subacuáticos vecinos depositados simultáneamente en relación con la interfase agua-aire de un lago subterráneo, pertenecerían a tipos distintos según si el sobrecrecimiento subacuático se desarrolla sobre una estalactita (se trataría

de una *war-club stalactite*) o sobre una estalagmita o la pared de la caverna (sería entonces un espeleotema perteneciente al tipo *shelfstone*).

Los espeleotemas subacuáticos. Un rasgo común a la mayoría de clasificaciones, tanto genéticas como morfológicas (consultar Tablas 22 y 23) revisadas en los párrafos anteriores, es la constatación de que existe un amplio y variado grupo de espeleotemas cuya génesis tiene lugar en condiciones subacuáticas: es decir, en el interior o en la superficie de acumulaciones más o menos grandes y más o menos estables de aguas subterráneas. En esta gran categoría de espeleotemas subacuáticos (*subaqueous speleothems* o *underwater speleothems*) entrarían los revestimientos subacuáticos (*coatings, pool deposits*), los gours (*rimstone dams*), las láminas flotantes (*cave rafts*), y las repisas o bandas de nivel asociadas a la interfase agua-aire (*shelfstone*).

Los autores consultados tienden mayoritariamente a relacionar los depósitos subacuáticos con acumulaciones hídricas situadas en la zona vadosa del karst (serían de esta clase los *pool deposits* y *rimstone dams* de la bibliografía anglosajona), o a lo sumo se hace referencia a las cristalizaciones subacuáticas (*subaqueous coatings, subaqueous coralloids...*) sin precisar la caracterización del ambiente hidrogeológico en el que se han originado estos espeleotemas. No obstante hay que dejar constancia de que HILL & FORTI (1997) ya citan la deposición por aguas freáticas, al enumerar los mecanismos hidrológicos que controlan el origen y morfología de los espeleotemas de carbonatos.

Solventar esta habitual falta de definición respecto a la ubicación de los espeleotemas subacuáticos dentro de la zonación hidrológica del karst, resulta crucial con vistas a la posibilidad de relacionar algunos de estos tipos de depósitos cristalinos con condicionantes geomorfológicos regionales y/o globales. En este contexto hay que aludir, finalmente, a la reciente clasificación de los espeleotemas mallorquines propuesta por GINÉS (1995a); en dicho trabajo, aparte de las categorías clásicas relacionadas con aportes de goteo, de percolación, de aguas fluyentes, así como las

cristalizaciones subacuáticas convencionales, se dedica un apartado a la descripción de los espeleotemas freáticos costeros de las cuevas mallorquinas. Este hecho representa una clara mejora cualitativa en cuanto a la sistematización de los depósitos subacuáticos de carbonatos, y a la interpretación de su alcance geomorfológico y cronológico.

### **6.2.2. El concepto de espeleotema freático**

Siguiendo el hilo que se ha comenzado a devanar en el apartado precedente, nos interesa ahora encuadrar los espeleotemas freáticos de las cuevas costeras de Mallorca dentro de las clasificaciones al uso de los depósitos minerales de las cavernas, para proceder acto seguido a enunciar una definición del contenido con el que emplearemos en este trabajo el término *espeleotema freático*.

Ya hemos visto cómo la práctica totalidad de las sistematizaciones existentes acerca de los espeleotemas, su morfología y su origen, tienen en cuenta como factor definitorio la modalidad del aporte hídrico que ha dado lugar a estas formaciones. De esta manera, queda siempre bien individualizada una categoría de espeleotemas cuya génesis tiene lugar en condiciones subacuáticas, abarcando una gama heterogénea de morfologías que incluye desde variados recubrimientos cristalinos originados por aguas estáticas hasta llegar a los gours, relacionados con ambientes acuáticos de mayor dinamismo.

Es preciso, sin embargo, para nuestros fines separar los espeleotemas subacuáticos en dos categorías inferiores (Tabla 24), relacionadas con el contexto hidrogeológico en que se inscribe la formación de estos depósitos. Así, diferenciaremos entre las cristalizaciones subacuáticas depositadas en la zona vadosa de un macizo kárstico (por ejemplo los gours) y aquellas otras cuya deposición tiene o ha tenido lugar en medios subacuáticos que forman parte de la zona saturada del karst: serían los *espeleotemas freáticos* propiamente dichos.



Dentro de los espeleotemas freáticos, aún se puede establecer una segunda dicotomía, segregándolos en dos grupos según sea el carácter del nivel de base que controla la posición y funcionamiento de la zona freática. Distinguiremos, pues, entre unos espeleotemas freáticos relacionados con niveles de base continentales (sistemas fluviales, lagos, etc.), y otros depositados en zonas freáticas litorales directamente controladas por el mar que actúa como nivel de base (Tabla 24). Los espeleotemas freáticos que se estudiarán en las cuevas del Levante de Mallorca pertenecen a esta última clase, pudiéndose reconocer tanto cristalizaciones subactuales —controladas por el actual nivel marino— como alineaciones de cristalizaciones antiguas, que se depositaron en relación con paleoniveles de las aguas freáticas como consecuencia de las fluctuaciones eustáticas del mar Mediterráneo.

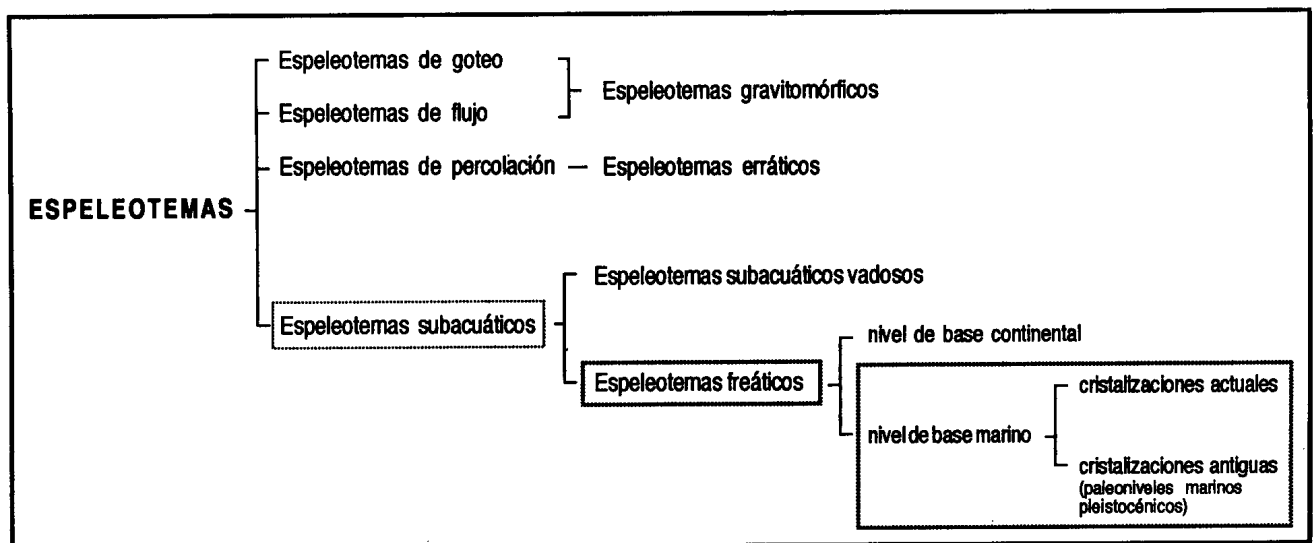


Tabla 24: Encuadre de los espeleotemas freáticos mallorquines en una propuesta de clasificación genético-hidrológica de los depósitos minerales secundarios de las cavernas. Basado en SWEETING (1972), WHITE (1976) y GINÉS *et al.* (1981b).

A la luz de todo lo argumentado, ya estamos en condiciones de plantear una definición que dé cuenta del contenido con el que manejamos y

manejaremos en estas páginas el término *espeleotema freático*: *se trata de un depósito mineral secundario —generalmente carbonatado— presente en una cavidad subterránea natural, precipitado en condiciones subacuáticas en el seno de la zona freática de un macizo kárstico, en correspondencia con un nivel de base marino en el caso de las áreas calcáreas litorales.*

La trascendencia de esta clase de espeleotemas radica en que estos depósitos son o han sido formados en la zona saturada del karst y, por tanto, registran su posición tridimensional, la cual viene determinada por la evolución en el tiempo del nivel de base regional, ya sea continental o directamente marino. De esta manera, los espeleotemas freáticos suponen en potencia unos valiosos registros paleogeográficos y paleoambientales mientras que, por el contrario, las cristalizaciones subacuáticas precipitadas en la zona vadosa del karst ofrecen perspectivas mucho más limitadas; hay que tener presente que los espeleotemas subacuáticos vadosos representan una yuxtaposición de medios deposicionales de carácter muy local y, en consecuencia, de posibilidades mucho menores de cara a posibles análisis paleoambientales.

Dentro de esta línea, se pretende a lo largo de esta memoria dar buena cuenta de las posibilidades que ofrecen los espeleotemas freáticos de las cuevas litorales de Mallorca, con vistas a profundizar en el conocimiento paleoambiental del Cuaternario en nuestra isla y, de forma más concreta, en el registro detallado de las vicisitudes experimentadas por el nivel del Mediterráneo durante el Pleistoceno y Holoceno.

### **6.2.3. Generalidades sobre la morfología y origen de los espeleotemas freáticos**

El mecanismo genético general que controla el origen de los depósitos, que hemos convenido en llamar espeleotemas freáticos, es más bien simple. Su precipitación se asocia a aguas freáticas saturadas en carbonatos que forman estancamientos hídricos relativamente estables a

escala temporal, los cuales se hallan controlados por la evolución del nivel de base regional. En la superficie de estos lagos hipogeos el CO<sub>2</sub> es susceptible de escaparse del agua por difusión, propiciándose la sobresaturación de la parte superior del manto de aguas freáticas y la consiguiente deposición de variados recubrimientos cristalinos. Estos revestimientos afectan a las paredes de la cavidad subterránea y sus proyecciones rocosas, así como cualquier otro soporte existente dentro del vaso ocupado por las aguas (Figura 84), pudiendo poseer un alto valor paleoambiental y cronológico como sucede con el registro isotópico estudiado en Devils Hole, en el estado de Nevada de USA (WINOGRAD *et al.*, 1988). Las morfologías que se generan son habitualmente redondeadas, en la medida que los revestimientos de espeleotemas freáticos tienden a suavizar las formas más o menos angulosas de las paredes del vacío original.

En algunas ocasiones (HILL & FORTI, 1997) se ha podido relacionar la precipitación de importantes revestimientos freáticos con la presencia de aguas termales, que han alcanzado la saturación en carbonatos en ambientes muy ricos en CO<sub>2</sub> de origen profundo. Los procesos de desgasificación que afectan a la franja superior de la capa freática dan origen a extensivos recubrimientos carbonáticos, como los observables en numerosas cavidades italianas (FORTI & UTILI, 1984).

La morfología de los depósitos de carbonatos originados en condiciones freáticas es también en líneas generales bastante homogénea. Se trata de diversos tipos de revestimientos cristalinos que recubren las paredes, techos y suelos de la cavidad natural ocupada por las aguas freáticas. Aún dentro de la relativa homogeneidad morfológica de la que se puede hablar al describir los espeleotemas freáticos, es posible diferenciar diversas variedades de revestimientos así como otras formas, concordantes con las tipologías establecidas por HILL & FORTI (1997); mediante la Figura 84 se ha procurado presentar de manera idealizada las tipologías más habituales de espeleotemas freáticos.

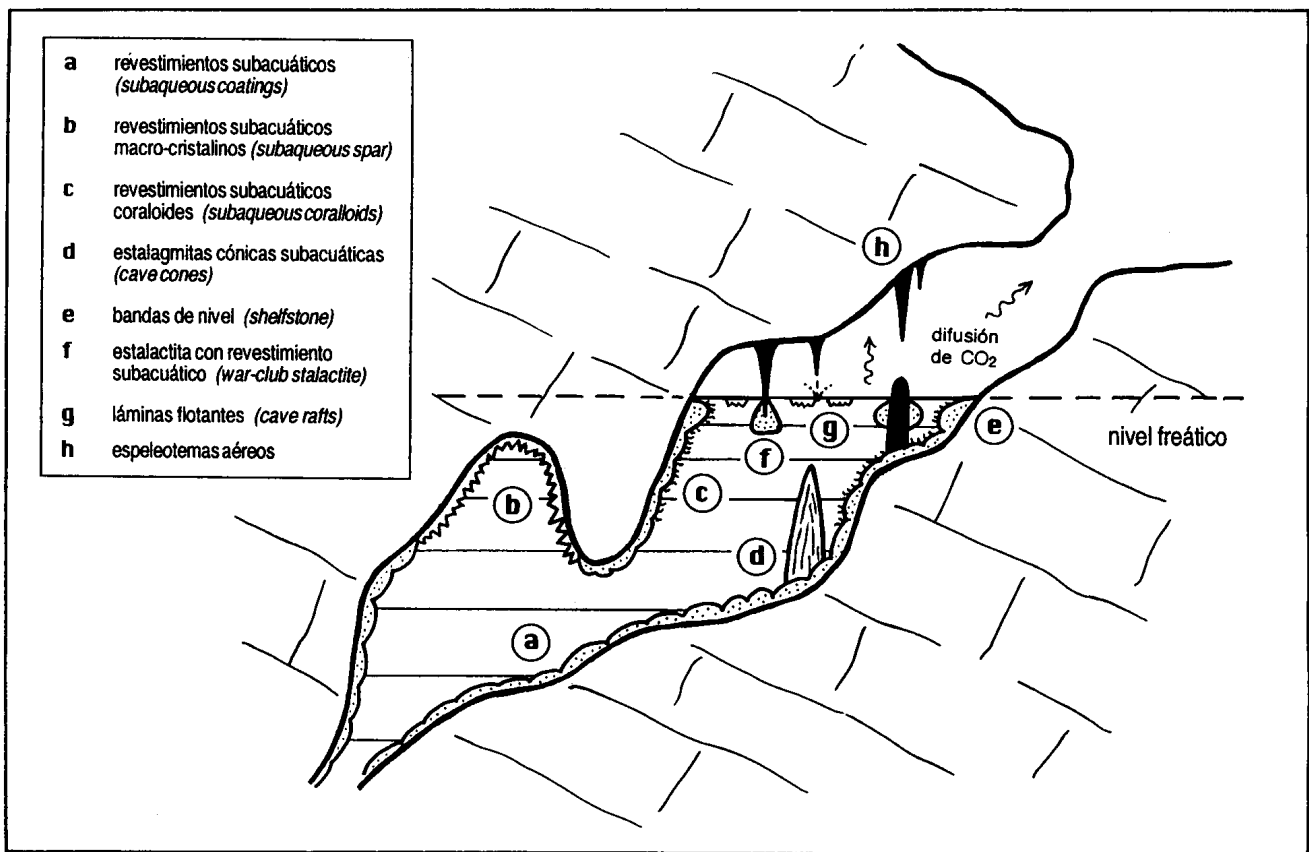


Figura 84: Representación esquemática de las distintas tipologías posibles de espeleotemas freáticos, basada en la clasificación de HILL & FORTI (1997); se ha incluido también la terminología en lengua inglesa empleada por dichos autores.

La distribución espacial de los distintos tipos de revestimientos subacuáticos está idealizada y persigue, exclusivamente, una clara representación gráfica.

Comenzando por lo que denominamos sencillamente como revestimientos (*coatings*), podemos distinguir desde recubrimientos freáticos de morfología exterior más bien redondeada y lisa —serían las *clouds* de la bibliografía anglosajona, o los espeleotemas *gluteiformes* de la literatura italiana—, hasta los revestimientos subacuáticos macro-cristalinos (*subaqueous spar*) relacionados con ambientes muy aislados y estáticos. También abundan los recubrimientos de aspecto coraloide (*subaqueous coralloids*), los cuales se encuentran constituidos por diminutas ramificaciones cristalinas de escala milimétrica a centimétrica. Por lo general los distintos tipos de revestimientos descritos no se presentan de manera excluyente; al contrario, es habitual que exista una acusada gradación morfológica relacionada básicamente con la variabilidad de los parámetros físico-químicos de las aguas freáticas.

Tal como se puede apreciar en la Figura 84, es en las proximidades de la interfase agua-aire donde se da una cierta riqueza morfológica de espeleotemas freáticos, relacionada con la mayor relevancia de los procesos de difusión del CO<sub>2</sub> asociada a la superficie de las aguas freáticas. Este hecho es ya constatado por autores como FORTI & UTILI (1984) quienes al ocuparse de la Grotta Giusti —cueva termal, cercana a Florencia— diferencian los espeleotemas estrictamente freáticos (revestimientos gluteiformes) de lo que dichos autores llaman *concreciones freático-vadosas*, cuya génesis y morfología están condicionadas por la proximidad de la superficie hídrica.

Las tipologías de espeleotemas freáticos ligados, de manera más o menos estrecha, con el plano de las aguas son sistematizables en dos grandes grupos. Por una parte, encontramos las bien conocidas láminas flotantes (*cave rafts*) —ya sean de calcita o de aragonito— que se desarrollan en la superficie de los lagos hipogeos, sosteniéndose por tensión superficial. La acumulación de restos de estos depósitos, en puntos donde el goteo sobre la superficie de las aguas ocasiona el hundimiento de las láminas flotantes, da origen a las raras y espectaculares estalagmitas cónicas subacuáticas (*cave cones*). Por otra parte tendríamos las bandas de nivel o repisas (*shelfstone*), constituídas por engrosamientos abultados estrictamente horizontales que se disponen en las paredes de la cavidad o sobre cualquier otro soporte (estalagmita...). Un revestimiento de este tipo, afectando a la punta de una estalactita aérea, daría lugar a la tipología que HILL & FORTI (1997) denominan *war-club stalactite* o *pendulite*, pudiendo también asemejarse a las *cave trays* (patas de elefante) a causa de su extremo inferior en ocasiones totalmente plano; estas circunstancias ponen de manifiesto la debilidad conceptual inherente a las clasificaciones morfológicas de los espeleotemas, hecho al que ya nos hemos referido con anterioridad.

La gran riqueza morfológica asociada a la proximidad de la interfase agua-aire, se presenta como un completo registro de las fluctuaciones experimentadas por la superficie de los lagos hipogeos donde se han

generado los espeleotemas freáticos y, por ende, éstos suponen una buena herramienta para investigaciones paleoambientales ya que posibilitan la reconstrucción de las vicisitudes sufridas por el nivel de base local y/o regional.

En este sentido debe tenerse presente que aquellas variedades de espeleotemas freáticos las cuales están, desde el punto de vista genético, circunscritas al plano de las aguas (ver letras e y f, en la Figura 84) delimitan bandas de nivel rigurosamente horizontales. Moviéndonos en un plano del todo teórico, estas alineaciones de espeleotemas freáticos suponen en potencia un excelente registro de los paleoniveles alcanzados por las aguas freáticas en una localidad concreta; cabe esperar que anteriores posiciones altimétricas del plano de las aguas pueden ir quedando registradas, por ejemplo, en forma de bandas de espeleotemas freáticos, colgadas por encima del actual nivel de base a medida que ha ido evolucionando el relieve exterior.

En el contexto de los karsts litorales, las investigaciones dirigidas al conocimiento de los espeleotemas freáticos adquieren una dimensión novedosa, ya que esta clase de depósitos registrará las vicisitudes del plano de las aguas freáticas el cual a su vez viene determinado por la posición altimétrica del nivel marino. En resumidas cuentas, los espeleotemas freáticos litorales representan un detallado registro de las oscilaciones eustáticas marinas, cuyo potencial de cara al estudio del Cuaternario es remarcable como se irá viendo en los capítulos siguientes.

Esta estrecha relación entre espeleotemas freáticos y niveles marinos, actuales o pretéritos, fue tempranamente intuída a raíz de investigaciones pioneras realizadas en las Coves del Drac, en Manacor (RODÉS, 1925; JOLY & DENIZOT, 1929). Con posterioridad, el estudio de la Cova de sa Bassa Blanca (Alcúdia) permitió describir importantes revestimientos de cristalizaciones freáticas, que delimitaban numerosas bandas de nivel situadas entre las cotas  $\pm 0$  y +35 metros s.n.m.; GINÉS & GINÉS (1972) postularon la correlación altimétrica de estas alineaciones de

espeleotemas freáticos con paleoniveles del Mediterráneo, atribuyendo al Paleotirreniense los depósitos más elevados. De esta forma se inauguraba una prometedora línea de investigación, de la cual esta memoria supone uno más de sus resultados.

Paralelamente a las observaciones efectuadas en Mallorca, los espeleólogos cubanos han realizado una aproximación bastante similar al establecer la relación existente entre los espeleotemas que denominan *formaciones fungiformes* y las fluctuaciones del nivel marino (NÚÑEZ-JIMÉNEZ, 1958; 1975). De un modo análogo FURREDDU & MAXIA (1964), y con posterioridad MUCEDDA *et al.* (1997), atribuyen a un nivel tirreniense ciertas formaciones estalactíticas (*bottiglie, pannochie*) de la Grotta de Nettuno, en Cerdeña. En ambos casos las conclusiones que extraen los autores son similares: existen unos curiosos espeleotemas freáticos en las cuevas litorales —de morfologías abultadas y que registran paleoniveles de las aguas freáticas— cuya génesis viene controlada en última instancia por la posición del nivel marino. Finalmente, en las Bermudas también han sido reportados espeleotemas calcíticos bulbosos, originados en ambiente subacuático, relacionables con antiguos niveles marinos inferiores al actual (HARMON *et al.*, 1978a).

Estas constataciones, efectuadas como ya se ha visto en áreas geográficas tan dispares como el Mediterráneo occidental (Mallorca y Cerdeña), el Caribe (Cuba) y el Atlántico norte (Bermudas), suponen el argumento clave de unas labores que pretenden contribuir a la reconstrucción de la historia del nivel del Mediterráneo durante el Pleistoceno Medio y Superior, a partir del estudio detallado de los espeleotemas freáticos presentes en las cuevas litorales del Levante de Mallorca.





### **6.3. Los espeleotemas freáticos en las cuevas de Mallorca**

En el capítulo precedente se ha intentado establecer el contenido del término *espeleotema freático* —tal como será manejado a lo largo de esta memoria—, poniendo especial interés en situar este tipo de cristalizaciones dentro del marco general constituido por las distintas clasificaciones al uso de los depósitos secundarios de las cavernas. También se hizo una primera aproximación a la descripción de los mecanismos genéticos y la morfología de los espeleotemas freáticos, todo ello en base a la bibliografía disponible sobre la cuestión a nivel internacional.

Se procederá ahora a abordar esta materia dentro del contexto más restringido del endokarst de Mallorca. Para ello se describirán, entre otros aspectos, las características del medio en el que se originan estos depósitos y su distribución geográfica a escala insular, la evolución en el tiempo de su conocimiento, así como las morfologías con las que se presentan los espeleotemas freáticos en nuestra isla. Se dará por ultimado este capítulo con una referencia detallada de las localidades estudiadas, junto con la descripción de los espeleotemas muestreados en ellas.

#### **6.3.1. El endokarst litoral de Mallorca y sus cristalizaciones freáticas**

Las numerosas formas endokársticas existentes en la costa oriental de Mallorca —tanto en las calizas mesozoicas plegadas de las Serres de Llevant, como sobre todo en las calcarenitas post-orogénicas del Mioceno Superior— ofrecen unas características peculiares, que han sido objeto de bastante atención ya desde finales del siglo pasado (LOZANO, 1884; GAY &

CHAMPSAUR, 1885). A grandes rasgos nos encontramos ante una interesante gama de cuevas cuyo origen y posterior evolución morfológica están condicionados, directa o indirectamente, por la proximidad relativa de la línea de costa, tal como se verá a continuación.

*Características generales de las cavidades.* Centrándonos en el endokarst desarrollado en el Mioceno post-orogénico del Levante de Mallorca, hay que consignar que en las investigaciones pioneras de MARTEL (1896) se atribuía, de manera muy poco acertada, la génesis de las famosas Coves del Drac (Manacor) a la acción erosiva estrictamente mecánica de las aguas marinas. Autores posteriores (MAHEU, 1912; DARDER, 1925; FAURA Y SANS, 1926; JOLY & DENIZOT, 1929) sugerían, en cambio, diversas modalidades de excavación de las cuevas de los alrededores de Portocristo por medio de la actuación de las aguas subterráneas continentales. Recientemente se ha propuesto un nuevo modelo genético para estas cavidades (GINÉS & GINÉS, 1992), el cual contempla la formación de unos vacíos iniciales generados por disolución en la zona freática litoral, donde se producen intensos procesos de disolución asociados a la zona de mezcla de aguas continentales dulces y aguas marinas (BACK *et al.*, 1984).

Esas cavidades primigenias, excavadas inicialmente en régimen freático, han experimentado durante el Pleistoceno una importante evolución morfológica en condiciones vadosas consistente en sucesivos hundimientos de sus paredes y techos, los cuales se alternan y coexisten a lo largo del tiempo con intensas fases de estalagmitización. La relevancia que presentan los procesos de reajuste mecánico de las bóvedas condiciona casi totalmente la apariencia de este tipo de cuevas, siendo también responsable de su apertura al exterior mediante hundimientos a veces bastante espectaculares; una exuberante decoración estalagmítica completa el panorama morfológico del endokarst del Levante de la Isla.

Es preciso consignar también la abundancia de *capturas kárstico-marinas* (MONTORIOL-POUS, 1971a; GINÉS, 1995b) las cuales consisten

en cavernas de claro origen kárstico, del tipo antes descrito, 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; en otras ocasiones nos encontramos ante aparatos endokársticos casi desmantelados por la evolución morfológica de la línea de costa.

Muchas de las cuevas a las que hacemos referencia se presentan parcialmente ocupadas por aguas salobres (GINÉS, 1995b) como consecuencia de la subida postglacial del nivel marino, la cual ha provocado la inundación pasiva de las cotas inferiores de las cavidades litorales. Dicho anegamiento parcial de las cuevas costeras originó lagos hipogeos que algunas veces alcanzan grandes dimensiones: se trata de lo que GINÉS & GINÉS (1975, 1977) denominaron en su día como *lagos subterráneos de origen glacio-eustático*. Estos lagos salobres representan un medio freático costero —controlado por el nivel del mar— donde tienen lugar oscilaciones periódicas del plano de las aguas, ajustadas a fluctuaciones marinas menores (mareas, oscilaciones barométricas...).

Diferentes tipos de espeleotemas freáticos se depositan en este singular ambiente geoquímico, representado por las aguas salobres de los lagos subterráneos de nuestras cuevas litorales (Figura 85), tal como se irá viendo a continuación. La deposición de estos conjuntos de cristalizaciones carbonatadas subacuáticas está condicionada por la actual cota de estabilización del nivel del Mediterráneo, registrando además las fluctuaciones que afectan al plano de las aguas freáticas en correspondencia con las oscilaciones menores del nivel marino. Como ya se ha dicho antes, dichas oscilaciones marinas son perceptibles en las superficie de estos lagos hipogeos (RODÉS, 1925), alcanzando rangos de fluctuación superiores a los 60 centímetros en las cavernas muy próximas al litoral; magnitud que se va mitigando a medida que nos alejamos de la línea de costa, si bien este efecto es perceptible incluso varios kilómetros tierra adentro.

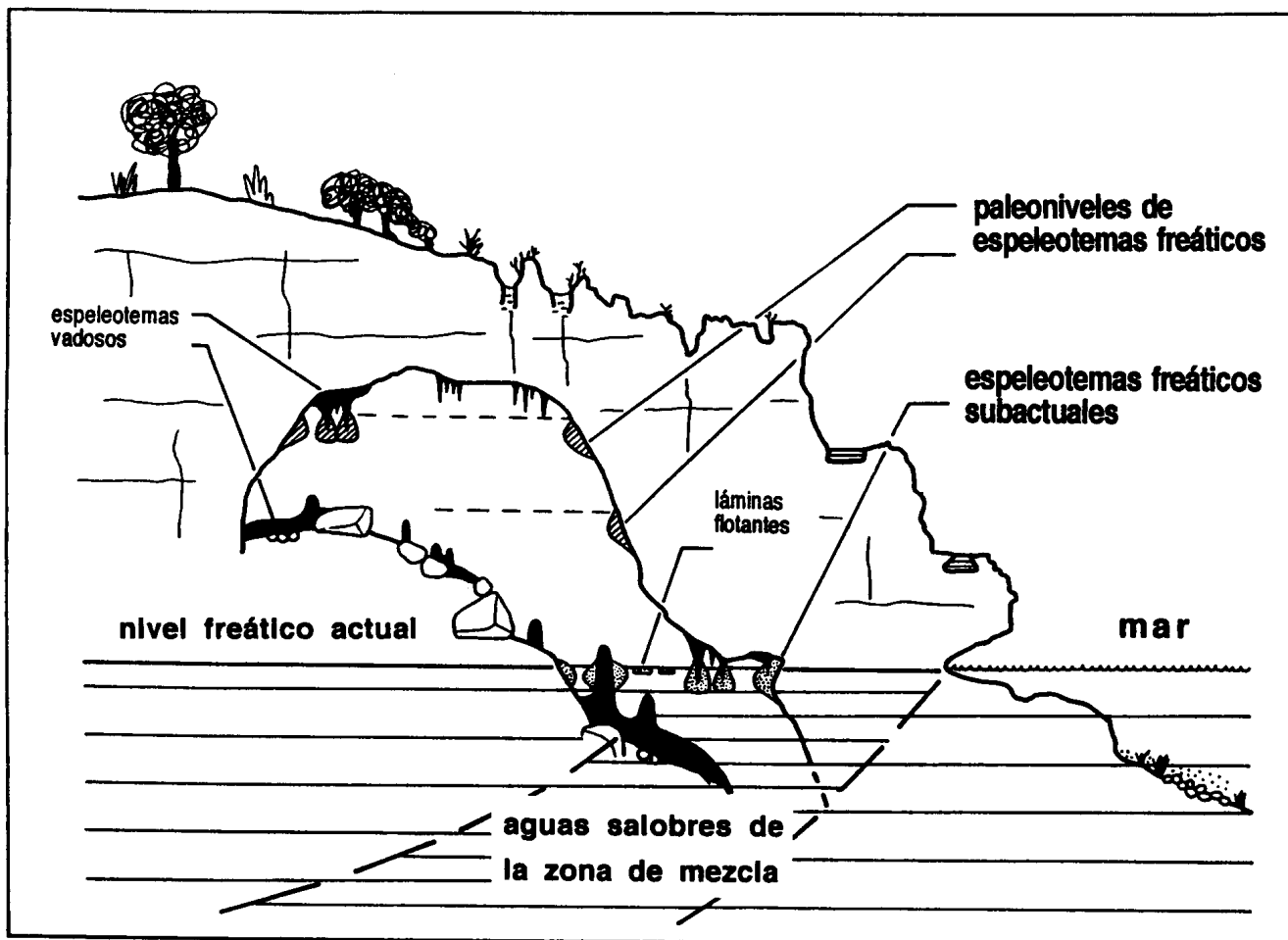


Figura 85: Visión idealizada del ambiente endokárstico que alberga las cristalizaciones freáticas presentes en las cuevas del litoral de Mallorca.

*Implicaciones cronológicas y paleoclimáticas de las cristalizaciones freáticas litorales.* El principal interés de las acumulaciones de espeleotemas freáticos en el endokarst litoral de Mallorca se centra en el siguiente hecho: del mismo modo que la presente cota de las aguas marinas ha dejado su impronta —en el interior de las cavidades costeras— en forma de cristalizaciones correspondientes al nivel freático subactual, antiguos niveles marinos pueden resultar registrados mediante alineaciones de espeleotemas freáticos, situados a alturas diversas en razón de las vicisitudes glacio-eustáticas experimentadas por el Mediterráneo (GINÉS *et al.*, 1981a).

De esta guisa, fluctuaciones positivas del nivel marino ligadas a episodios interglaciales quedan registradas por medio de bandas horizontales de espeleotemas freáticos observables a alturas de hasta +45 metros s.n.m. (GINÉS, 1973). La posibilidad de correlacionar alineaciones de

espeleotemas freáticos y playas fósiles pleistocénicas fue apuntada por GINÉS & GINÉS (1972, 1974), quienes atribuían al Paleotirreniense las cristalizaciones situadas a alturas entre +15 y +35 metros en la Cova de sa Bassa Blanca, de Alcúdia (ver Tabla 25), adscribiendo al Eutirreniense y Neotirreniense los depósitos ubicados a altitud decreciente. Así se introduce una componente cronológica en el estudio de este tipo de espeleotemas, la cual representa el punto de partida de la línea de investigación que se está desarrollando ahora.

Niveles de espeleotemas freáticos en la Cova de sa Bassa Blanca		Niveles del Mediterráneo según BUTZER & CUERDA (1962)	
+ 35,00 m.	Paleotirreniense	}	+ 33/34 m.
+ 31,00 m.			+ 29/30 m.
+ 29,00 m.			
+ 23,00 m.			+ 23/25 m.
+ 18,00 m.			+ 16/19 m.
+ 15,00 m.			+ 4/5 m.
+ 7,00 m.	Eutirreniense	}	+ 10/12 m.
+ 5,80 m.			+ 8/9 m.
			+ 6/7 m.
+ 4,20 m.			
+ 3,90 m.			
+ 3,60 m.	Neotirreniense	}	+ 2/4 m.
+ 3,00 m.			
+ 2,40 m.			+ 2/3 m.

Tabla 25: Correlación altimétrica, propuesta por GINÉS & GINÉS (1974), entre las alineaciones de espeleotemas freáticos de la Cova de sa Bassa Blanca (Alcúdia) y los antiguos niveles del Mediterráneo establecidos a partir del estudio estratigráfico y paleontológico de las playas fósiles de Mallorca.

Debe tenerse en mente que, tal como sucede con las fluctuaciones positivas del nivel marino a las que nos acabamos de referir, existen en numerosas cuevas del litotal oriental de Mallorca paleoniveles de

espeleotemas freáticos situados a cotas de hasta -23 metros bajo el presente nivel del Mediterráneo (GRÀCIA *et al.*, 1998a y 1998b); estos depósitos se deben corresponder a estabilizaciones del nivel marino inscritas en eventos de signo frío. Esta vertiente del estudio de los espeleotemas freáticos está siendo emprendida en la actualidad y augura interesantes y novedosos resultados acerca de un campo muy poco conocido en el estudio del Cuaternario mallorquín: los paleoniveles regresivos del Mediterráneo asociados a los eventos interglaciales y/o interestadiales.

A la luz de lo expuesto más arriba es posible hacerse una idea acerca de las enormes posibilidades que ofrece el estudio de los espeleotemas freáticos para progresar en el conocimiento del Cuaternario. Estos depósitos constituyen de hecho un registro preciso de los paleoniveles del Mediterráneo, e incluso de la amplitud de las fluctuaciones menores del nivel marino; por otra parte, los espeleotemas freáticos pueden aportar importantes datos paleoclimáticos a partir, por ejemplo, del estudio de isótopos estables. Este registro endokárstico es potencialmente más completo y detallado que el obtenido en base al estudio de paleolíneas de costa y playas fósiles (POMAR *et al.*, 1987). Hay que tener presente en este sentido que el registro marino clásico suele ser muy fragmentario, siendo a menudo sustractivo en la medida en que un evento determinado puede retrabajar y/o destruir depósitos correspondientes a pisos anteriores. En suma, los espeleotemas freáticos suponen una herramienta novedosa para la investigación del eustatismo y del paleoclima cuaternario, cuyas grandes posibilidades hemos ido apuntando ya en trabajos publicados anteriormente (GINÉS *et al.*, 1981a, 1981b; HENNIG *et al.*, 1981; GINÉS & GINÉS, 1986, 1987b, 1989a, 1993a, 1993b, 1995b; VESICA *et al.*, 1996, 2000; TUCCIMEI *et al.*, 1997, 1998; GINÉS *et al.*, 1999).

*Distribución geográfica de las localidades conocidas.* Se puede afirmar que, en mayor o menor medida, la totalidad de las regiones kársticas habitualmente distinguidas en Mallorca (GINÉS & GINÉS, 1989b) poseen localidades cuyas características son propicias a la presencia de este tipo de

depósitos. Aún así, es notoria su gran abundancia en la región kárstica del Migjorn en comparación con las demás áreas de la Isla, donde tan sólo se localizan, en cada una de ellas, unas pocas localidades en las que se tiene hoy por hoy constancia de la presencia de espeleotemas freáticos actuales o fósiles (Figura 86).

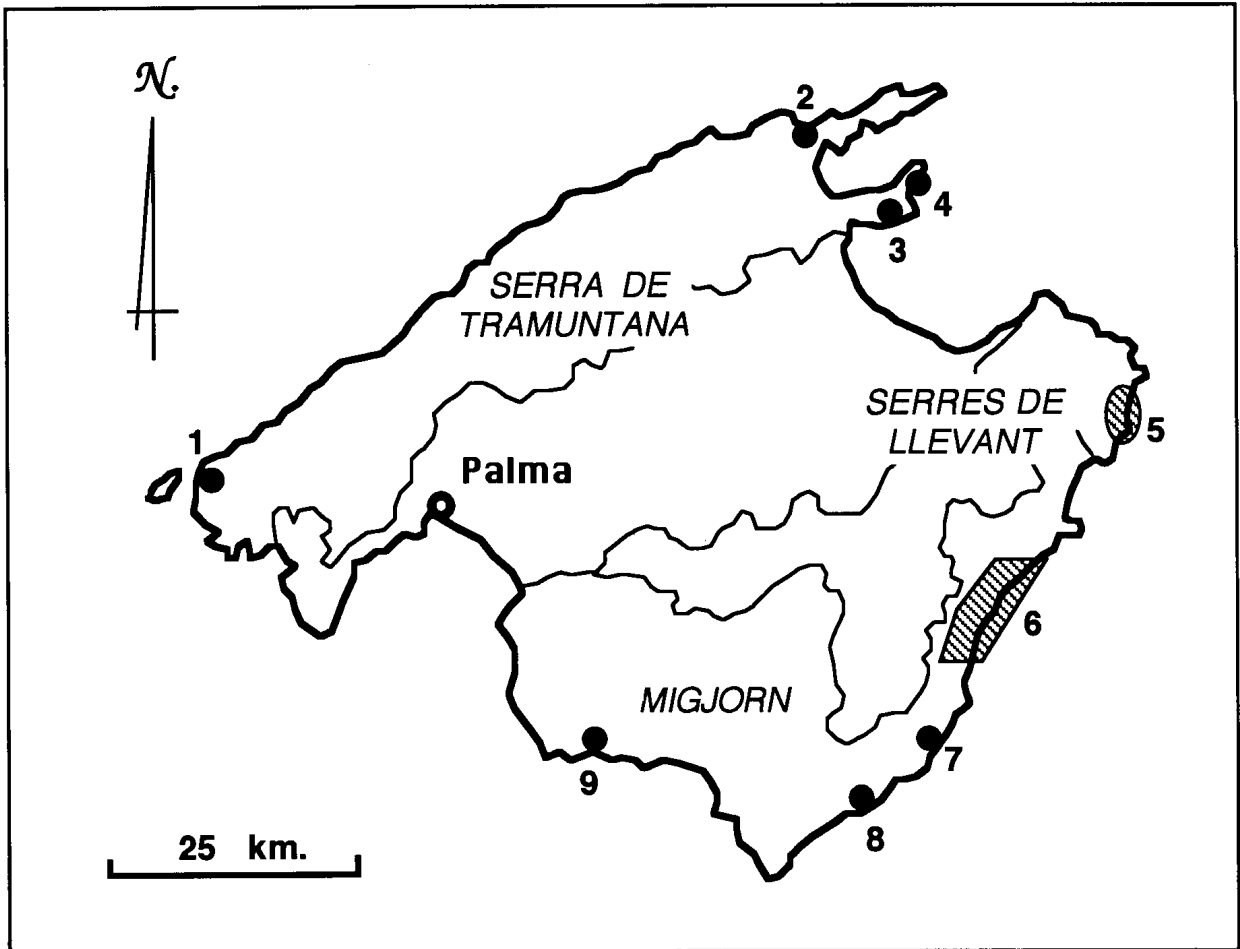


Figura 86: Distribución geográfica de las localidades conocidas en Mallorca que albergan espeleotemas freáticos.

1: Cova de sa Cella, Andratx; 2: Cova de la Marejada, Pollença; 3: Cova de sa Bassa Blanca, Alcúdia; 4: Cova des Bastons, Alcúdia; 5: cavitades del Cap Vermell, Capdepera (Coves d'Artà, Coves Petites, Cova de na Mitjana, Cova de na Barxa); 6: numerosas cavitades en la Marina de Manacor; 7: Cova den Passol, Felanitx; 8: Cova des Drac de Cala Santanyí; 9: Cova des Pas de Vallgornera, Lluçmajor.

Comenzando por la Serra de Tramuntana, la zona kárstica por excelencia de Mallorca, se conocen muy pocas cavidades que alberguen espeleotemas freáticos. Por un lado tenemos la Cova de sa Cella sita en el municipio de Andratx, en los acantilados litorales de la zona de la Trapa, y por otra parte la Cova de sa Bassa Blanca, interesantísima localidad situada

en el término de Alcúdia y perteneciente por tanto a esta área geográfica de forma bastante marginal; también en la península de Alcúdia, se han localizado espeleotemas freáticos en la Cova des Bastons y, hace poco, en la Cova de ses Llàgrimes (GRÀCIA, *com. pers.*). Posiblemente también se encuentran espeleotemas de estas características en la Cova de la Marejada, en el término de Pollença (ENCINAS, 1994). No cabe descartar que el progreso de las investigaciones, sobre las cuevas costeras de la Serra de Tramuntana, pueda incrementar el número de localidades de interés.

En cuanto a las Serres de Llevant se conocen cuatro cavidades, ubicadas en el municipio de Capdepera, a las que haremos frecuente referencia a lo largo de estas páginas. Se trata de las Coves d'Artà (o de s'Ermita), la Cova de na Mitjana, la Cova de na Barxa, y las Coves Petites, excavadas todas ellas en calizas mesozoicas fuertemente estructuradas.

La región kárstica del Migjorn que, en el sentido usado por GINÉS & GINÉS (1977, 1989b) agrupa las "Marines" del Levante y Sur de Mallorca, es mucho más rica en cuevas dotadas de espeleotemas freáticos. Esta orla costera conforma una plataforma tabular de depósitos carbonatados post-orogénicos (Mioceno Superior), que posee más de una quincena de localidades conocidas provistas de esta clase de cristalizaciones; la mayoría de estas cavidades se localizan en la Marina de Manacor, en concreto a lo largo de la franja costera que abarca desde Portocristo a la urbanización de Cales de Mallorca. En las áreas litorales de los municipios de Felanitx y Santanyí, se han reportado en tiempos recientes espeleotemas freáticos en la Cova den Passol y en la Cova des Drac de Cala Santanyí respectivamente (GRÀCIA *et al.*, 1998a y 1998b). Para finalizar, hay que consignar la presencia de espeleotemas freáticos en una única localidad de la Marina de Lluçmajor: la Cova des Pas de Vallgornera (MERINO, 1993).

De todos modos, es preciso dejar constancia de que el progresivo decurso de las nuevas exploraciones —en particular las subacuáticas— puede hacer aumentar en el futuro de forma notable la lista de cavidades dotadas de estas interesantes cristalizaciones freáticas.



### **6.3.2. El conocimiento de los espeleotemas freáticos mallorquines**

La primera referencia indirecta a la temática que nos ocupa hay que situarla en el siglo pasado, y corresponde a la reseña de la visita efectuada por CABRER (1840) a las famosas Coves d'Artà, en el municipio de Capdepera. Este autor constata un nivel de inundación en una de las salas de la cueva, el cual delimita un engrosamiento a modo de "faja cenicienta" alrededor de diversos pilares estalagmíticos; no reconoce la naturaleza y las implicaciones de los fenómenos por él observados, pero se plantea ya la complejidad de la sucesión de eventos que los originaron: excavación de la cueva y formación de estalagmitas y columnas, anegamiento de la cavidad y deposición de la faja de cristalizaciones subacuáticas y, finalmente, desagüe de la caverna quedando en seco el nivel de inundación.

Ya en el siglo XX, RODÉS (1925) se ocupa de las oscilaciones que sufren los lagos de las archiconocidas Coves del Drac, en las cercanías de Portocristo (Manacor). En este estudio se incluyen algunas observaciones geomorfológicas de interés, ya que se reconoce la existencia de un concrecionamiento alrededor de las columnas y estalagmitas que se sumergen en el plano de las aguas de los lagos de esta cueva; estos depósitos cristalinos son relacionados, en este trabajo, con el rango de fluctuación del plano de las aguas subterráneas (en torno a los 60 cm), que a su vez viene controlado por los cambios actuales del nivel marino estudiados por el citado autor. También se deja constancia de un concrecionamiento análogo dispuesto a una altura de +1,5 metros sobre el presente nivel de los lagos, justificándolo en base a una posición más elevada de la superficie de las aguas subterráneas, pero sin relacionarlo todavía con paleoniveles del Mediterráneo. En un contexto similar en lo que concierne tanto a su fecha de publicación como a las observaciones realizadas, JOLY (1929) y JOLY & DENIZOT (1929) describen cómo las estalactitas que penetran la superficie de las aguas en los lagos de las Coves del Drac, se ven afectadas por un engrosamiento que les confiere morfología de porra ("massue"); no profundizan estos pioneros de la espeleología en la explicación del

fenómeno, sino que se limitan a describir la presencia de un concrecionamiento ligado a la interfase agua-aire de estos lagos hipogeos, tal como lo intuyó también MARTEL (1896) a finales del siglo pasado.

En la segunda mitad del siglo actual, es donde se sitúa cronológicamente la primera cita que relaciona este tipo de cristalizaciones con paleoniveles marinos. En concreto, COLOM *et al.* (1957) mencionan engrosamientos en estalactitas y columnas, que discurren paralelos a la superficie de los lagos en las Coves del Drac, a una altura de +1,5 metros. Relacionan estos engrosamientos con un nivel Tirreniense observable a una cota similar en la localidad de Portocristo, inaugurando la línea de razonamiento que reconoce la posibilidad de un registro endokárstico de los paleoniveles del Mediterráneo.

El estudio pormenorizado de los espeleotemas freáticos va ligado al progresivo desarrollo de la espeleología mallorquina, en la década de los 70. El año 1972 comienzan las investigaciones en la Cova de sa Bassa Blanca, en Alcúdia (GINÉS & GINÉS, 1972, 1974), donde se describe una amplia

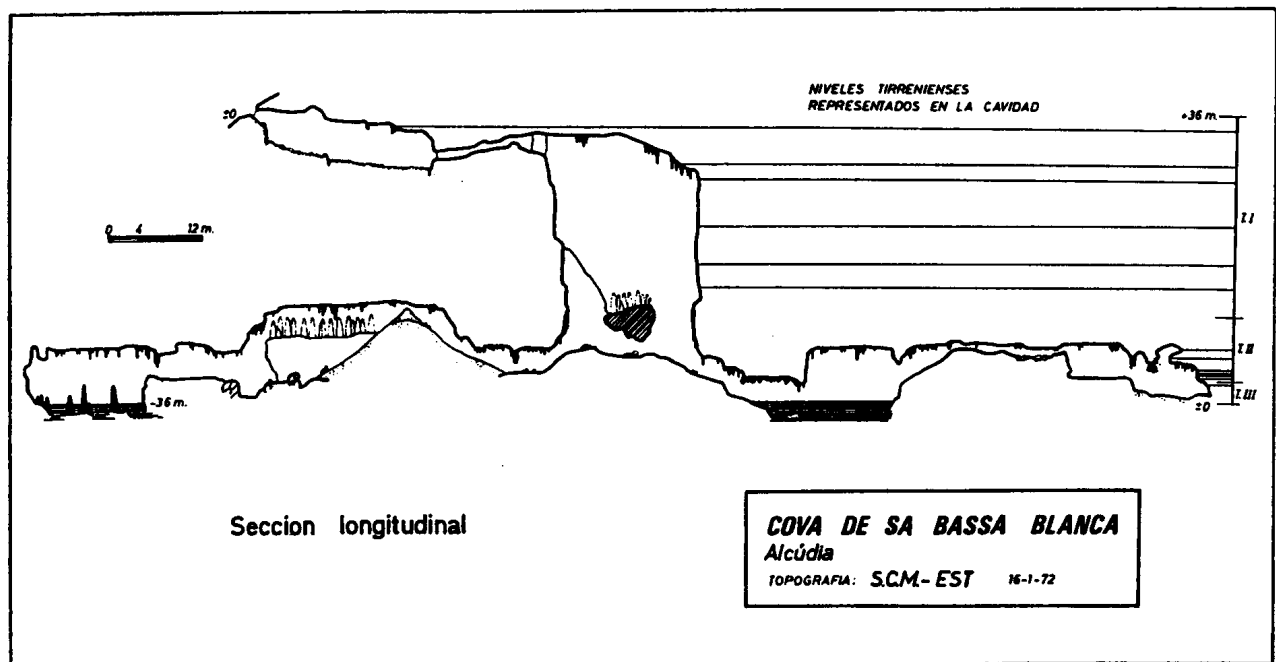


Figura 87: Sección longitudinal de la Cova de sa Bassa Blanca, según GINÉS & GINÉS (1974), con indicación de los paleoniveles de espeleotemas freáticos reconocidos en la cavidad y la cronología que se les atribuye en función de su altimetría.

variedad morfológica de cristalizaciones freáticas que delimitan hasta 13 antiguos niveles de inundación en la cavidad, a alturas comprendidas entre +2,4 y +35 metros s.n.m. (Figura 87). Los autores proponen la posibilidad de correlacionar altimétricamente los niveles de espeleotemas freáticos con restos de playas fósiles, bien conocidas en el Cuaternario de Mallorca; de esta manera, atribuyen al piso Paleotirreniense las alineaciones de estos espeleotemas situadas a altitudes superiores a +15 metros (Tabla 25), mientras que los niveles reconocibles a altitudes menores son adscritos al último interglacial.

En los años siguientes se sucede la exploración y estudio de nuevas localidades que poseen interesantes agrupaciones de esta clase de depósitos. Por un lado, GINÉS (1973) deja constancia de cuatro niveles de cristalizaciones freáticas en las Coves Petites (Capdepera), a alturas que abarcan desde +30 a +46 metros, que son atribuidos al poco preciso piso Milazziense. Por otra parte en la Cova de na Mitjana, en Capdepera también, se describe un llamativo abanico de interferencias entre modelado litoral y endokarst (GINÉS *et al.*, 1975), que incluye un conjunto de espectaculares espeleotemas freáticos a una altura de +6 metros; a dicho paleonivel se le asigna una cronología Eutirreniense, en razón exclusivamente de criterios altimétricos. En años posteriores se irá reportando la existencia, en bastantes cuevas de las cercanías de Portocristo, de cristalizaciones subacuáticas que delimitan paleoniveles a cotas próximas a los +2 metros s.n.m., los cuales son relacionados normalmente con el episodio Neotirreniense (GINÉS & GINÉS, 1976; TRIAS & MIR, 1977).

La implantación de los estudios universitarios en nuestras islas, trajo consigo la consolidación de un Departamento de Geología, inscrito en la Facultad de Ciencias de la por aquel entonces denominada Universidad de Palma de Mallorca. Esta circunstancia propició una clara evolución cualitativa en el conocimiento de los espeleotemas freáticos mallorquines. Como exponente de esta evolución, se comienza a profundizar en la cristalografía, mineralogía y estructura de estos espeleotemas en general (POMAR *et al.*, 1976), estudiando también, en particular, las cristalizaciones

freáticas subactuales de la Cova "A" de Cala Varques, en Manacor (POMAR *et al.*, 1979). Pocos años después ya aparecen las primeras publicaciones de síntesis sobre los aspectos morfológicos y mineralógicos de los espeleotemas freáticos de nuestra isla, así como sobre su utilización como indicadores de paleoniveles marinos (GINÉS *et al.*, 1981a, 1981b); dichas aportaciones tuvieron lugar en ocasión del *Eighth International Congress of Speleology* celebrado ese año en Bowling Green, USA.

El comienzo de la década de los 80 cuenta asimismo con la publicación de un avance de los resultados cronológicos obtenidos mediante la datación isotópica, por medio del método Th/U, de espeleotemas freáticos de diferentes cavidades mallorquinas (HENNIG *et al.*, 1981). Las muestras analizadas en esta primera campaña de dataciones absolutas arrojan unas edades que van desde 3,9 ka B.P. —espeleotemas claramente postglaciales, recolectados próximos al nivel marino actual en la Cova "A" de Cala Varques— hasta >350 ka, cronología correspondiente a especímenes de la Cova de sa Bassa Blanca recolectados a alturas de 30 a 35 metros s.n.m. Las dataciones de estas últimas muestras confirmaban en lo general el modelo establecido en base a correlaciones altimétricas entre cristalizaciones freáticas y playas fósiles, el cual atribuía estos espeleotemas más elevados de la Cova de sa Bassa Blanca a paleoniveles marinos de posible edad Paleotirreniense (GINÉS & GINÉS, 1974); en este sentido, la edad absoluta obtenida para estas muestras se sitúa como mínimo en el estadio isotópico 9, corroborando la cronología deducida a partir de criterios geomorfológicos.

También en los años 80, tienen lugar las aportaciones efectuadas como consecuencia del desarrollo del *Proyecto Hades* (MAROTO & FONT, 1981), proyecto de investigación centrado en la tantas veces citada Cova de sa Bassa Blanca, que fue galardonado con el Premio Ciudad de Palma de Investigación correspondiente al año 1981. Los resultados obtenidos en el decurso de las actividades ligadas al mencionado proyecto, vieron la luz en diferentes publicaciones sucesivas (HADES, 1985; POMAR *et al.*, 1987) las cuales iban suministrando datos adicionales sobre la estratigrafía de las

cristalizaciones freáticas muestradas en las paredes de la cavidad (Figura 88), a altitudes comprendidas entre +4,5 y +8,5 metros s.n.m.

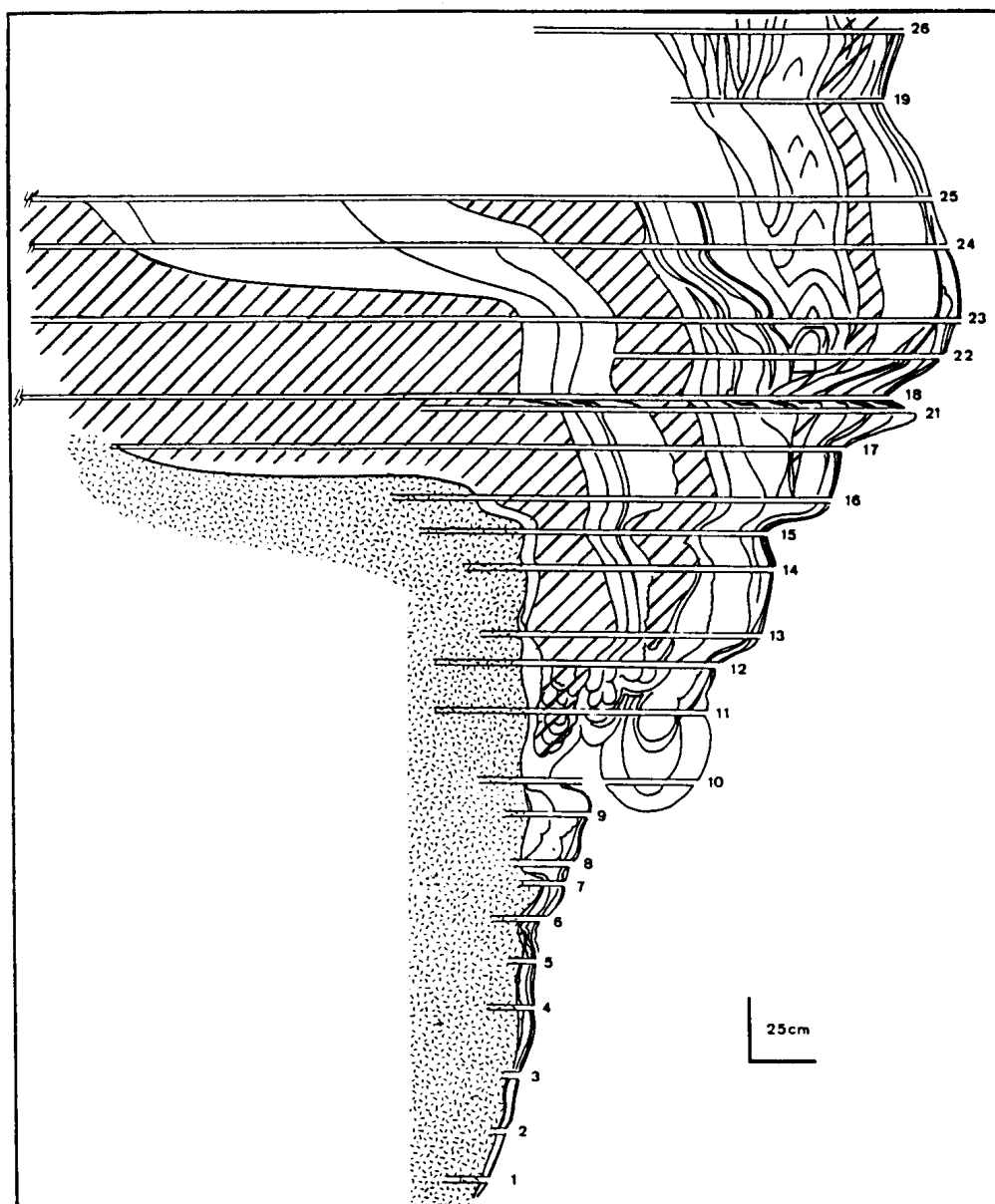


Figura 88: Estratigrafía de las cristalizaciones freáticas muestradas en la Cova de sa Bassa Blanca, Alcúdia, entre +4,5 y +8,5 metros s.n.m. (según Equipo HADES, 1985).

Se han representado rayadas las unidades constituidas por coladas estalagmíticas aéreas. El sondeo nº 21 se corresponde con la secuencia incluida en la Figura 89.

Relacionadas indirectamente con las investigaciones del Proyecto Hades, están las contribuciones radiométricas efectuadas por GRÜN (1985, 1986). Dicho autor efectúa diversas dataciones isotópicas (Th/U) de la secuencia estratigráfica de la Cova de sa Bassa Blanca, que dan edades de

216, 244 y >300 ka; estas dataciones son usadas para establecer una cronología para toda la secuencia muestreada —usando el método ESR (Electron Spin Resonance)— la cual abarca un prolongado lapso de tiempo que va desde 204 hasta 700 ka B.P. (Figura 89). Estos datos sitúan el final de la deposición de la secuencia estudiada en el estadio isotópico 7, si bien la estratigrafía resulta muy compleja, remontándose previsiblemente el comienzo de su formación a estadios remotos del Pleistoceno Medio como pueden ser el 15 o el 17.

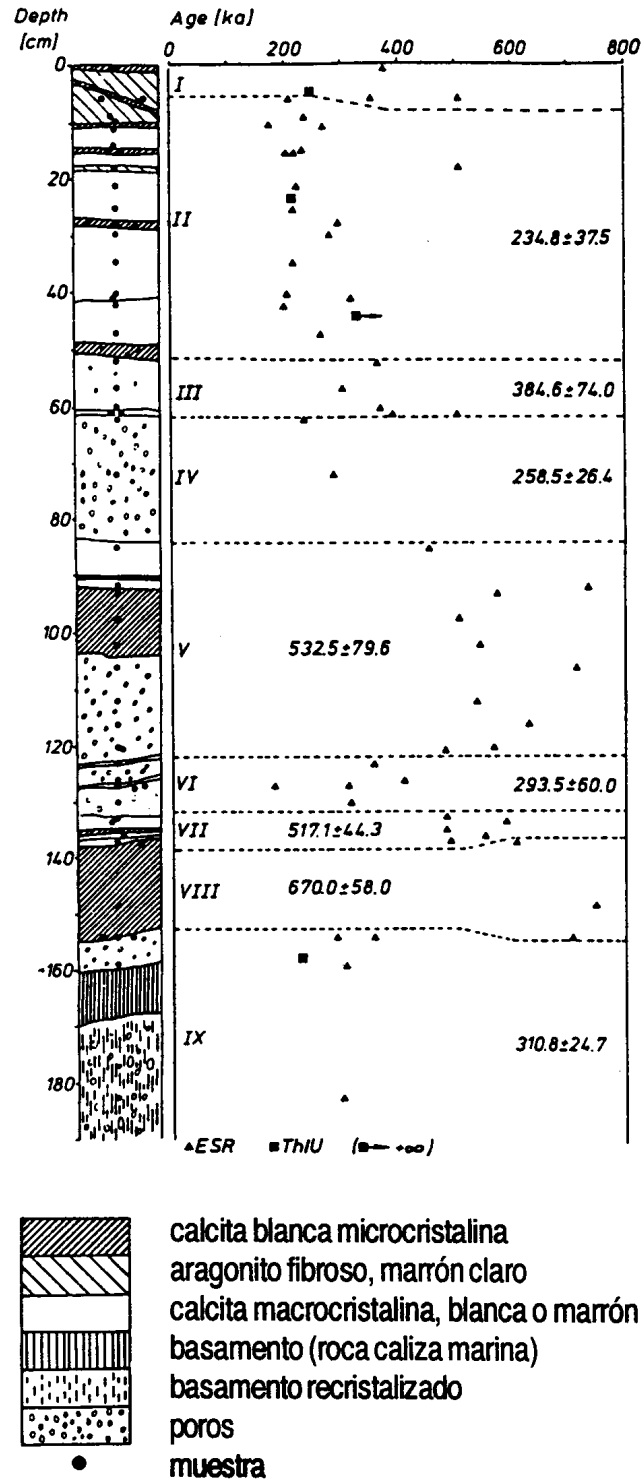
A partir de 1986, y hasta la actualidad, van apareciendo algunos trabajos que se ocupan de los espeleotemas freáticos, analizados en el contexto de las posibilidades espeleocronológicas de los karsts insulares como el de Mallorca; mencionaremos, por ejemplo, las publicaciones de GINÉS & GINÉS (1986, 1987b, 1995b). También se publica alguna nueva revisión de la temática relacionada con las cristalizaciones freáticas (POMAR, 1989), no faltando tampoco referencias a estos depósitos y sus implicaciones cronológicas, incluidas en trabajos generales sobre el karst de nuestras islas (GINÉS & GINÉS, 1989b; GINÉS, 1995a).

Básicamente, en la última década del presente siglo es cuando se materializarán los resultados de diversos programas de dataciones isotópicas, tendencia investigativa iniciada como ya se ha visto algunos años atrás (HENNIG *et al.*, 1981). De esta forma, en GINÉS & GINÉS (1989a) se reúnen los resultados de este primer programa de dataciones absolutas, efectuado merced a la colaboración del *Institut für kernchemie der Universität Köln*, de Colonia, y del *Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung*, de Hannover; hay que lamentar que la prematura muerte del colega y amigo Dr. Gerd J. Hennig truncó de manera definitiva esta fructífera colaboración. Esta campaña de dataciones radiométricas mediante el método Th/U dió también lugar a nuevas publicaciones (GINÉS & GINÉS, 1993a, 1993b) en las cuales queda patente cómo determinadas cristalizaciones freáticas, cuyas edades son inferiores a 250 ka B.P., muestran una buena correlación cronológica con los eventos climáticos que implican un nivel marino similar o más alto que el actual (estadios climáticos 1, 5 y 7); las muestras que aportan

edades por encima de los 300 ka (paleoniveles situados a altitudes superiores a 30 metros s.n.m.) son asignados como mínimo a los estadios 9 o 11 del registro marino de isótopos de oxígeno.

Figura 89:  
Secuencia estratigráfica correspondiente al testigo nº 21 (ver Figura 88) de la Cova de sa Bassa Blanca, en Alcúdia (según GRÜN, 1986).

Los cuadrados representan dataciones absolutas realizadas mediante el método Th/U, mientras los triángulos son edades calculadas a partir de mediciones de ESR (Electron Spin Resonance). Los números romanos designan unidades cronológicas deducidas de los resultados de la ESR, expresándose la edad de cada una de las unidades (ka) y su desviación estándar.



Durante estos años, diversos trabajos de índole geoespeleológica dejan constancia de nuevas citas de espeleotemas freáticos en cavidades

del litoral meridional y oriental de la isla: por un lado TRIAS (1992) y MERINO (1993) reportan —en la Cova des Coloms 1 (Manacor) y en la Cova des Pas de Vallgornera (Llucmajor)— sendos paleoniveles a unas altitudes aproximadas de +2 a +2,5 metros, que son atribuidos al Neotirreniense; por otra parte en las Coves del Drac, de Manacor, se citan seis paleoniveles diferentes de cristalizaciones freáticas distribuidos entre la cota  $\pm 0$  y los +7,5 metros s.n.m. (GINÉS & GINÉS, 1992).

A partir de 1994 tuvimos ocasión de emprender un nuevo programa de dataciones isotópicas de esta clase de espeleotemas, cuyos resultados han aparecido en VESICA *et al.* (1996, 2000) y TUCCIMEI *et al.* (1997, 1998). Esta campaña de dataciones absolutas se está realizando gracias a la colaboración del *Dipartimento de Scienze Geologiche della Università "Roma Tre"*, empleando nuevamente la técnica de las series de Uranio. Los resultados obtenidos suministran interesantes precisiones cronológicas sobre los subestadios incluidos en el último interglacial (estadio isotópico 5), habiéndose distinguido tres estabilizaciones altas del nivel marino a edades en torno a los 83, 108 y 115-130 ka B.P. Asimismo, dentro de estas investigaciones se ha emprendido el análisis de isótopos estables de Oxígeno y Carbono, en muestras de espeleotemas freáticos, de cara a vislumbrar las informaciones paleoclimáticas contenidas en este particular registro.

Respecto a estos últimos años, es preciso consignar las recientes actividades exploratorias que se están llevando a cabo en cavidades subacuáticas del litoral oriental de Mallorca. Las investigaciones de GRÀCIA *et al.* (1998a, 1998b) en diversas localidades, han detectado la presencia de numerosos paleoniveles de espeleotemas freáticos por debajo del actual nivel marino, y hasta profundidades próximas a los -30 metros. La datación absoluta de estos espeleotemas, que se encuentra ahora en curso, ofrecerá informaciones novedosas sobre las estabilizaciones del Mediterráneo a cotas inferiores a su nivel presente. Para finalizar esta revisión bibliográfica, cabe referirse a la sistematización efectuada por GRÀCIA & VICENS (1998) sobre los aspectos geomorfológicos del litoral de Mallorca en la que, entre



las evidencias ligadas a antiguas líneas de costa, se da amplia cuenta de los espeleotemas freáticos y su papel como indicadores de paleoniveles marinos; también en fecha reciente, se han publicado datos isotópicos sobre calcitas flotantes actuales del karst litoral mallorquín (JIMÉNEZ DE CISNEROS & CABALLERO, 1999).

### **6.3.3. Tipología de los espeleotemas freáticos de Mallorca**

En un capítulo anterior nos ocupábamos de situar los espeleotemas freáticos dentro del marco de las clasificaciones usuales de los depósitos minerales secundarios de las cavernas, describiendo asimismo los principales rasgos morfológicos de estas cristalizaciones. Es conveniente ahora abandonar ese plano de análisis —demasiado general— para intentar proceder a la descripción coherente de las diversas tipologías de esta clase de espeleotemas, presentes en las cavidades de nuestra isla.

A modo de precedente sólo se cuenta con escasos intentos de sistematización de las formas observables, incluidos en trabajos pioneros que emprendían el estudio de este tipo de depósitos. Así, al ocuparse de la rica litogénesis freática de la Cova de sa Bassa Blanca, GINÉS & GINÉS (1972, 1974) distinguían una decena de morfologías que eran agrupadas en formas *cenitales*, *parietales*, o *pavimentarias* según cuál fuese su ubicación espacial en el seno de la cavidad; tanto a las morfologías cenitales como a las parietales se les reconocía un rasgo común, consistente en la clara delimitación de alineaciones horizontales indicativas de antiguos niveles de inundación. Otra tentativa temprana de clasificación de los espeleotemas freáticos mallorquines la encontramos en POMAR *et al.* (1976), quienes efectúan una aproximación distinta a la cuestión diferenciando tres categorías: *cristalizaciones flotantes*, *depósitos de cristalizaciones flotantes* y, finalmente, *cristalizaciones subacuáticas*. Dentro de este último grupo describen diversas morfologías externas —lisas, rugosas, anguloso-quebradas— las cuales están relacionadas con la diferente mineralogía y cristalografía de estos depósitos.

En las páginas siguientes se describirán los espeleotemas freáticos de las cuevas de Mallorca conforme a una sistematización distinta, recogida en la Tabla 26, la cual pretende conciliar criterios estrictamente morfológicos con otros de tipo genético e incluso mineralógico. Se ha optado por esta aproximación de carácter novedoso, habida cuenta de que los intentos precedentes no resultaban útiles a la hora de facilitar una visión coherente de la morfogénesis de estos particulares depósitos cristalinos.

<i>categoría</i>	<i>morfología</i>		<i>mineralogía habitual</i>
<b>revestimientos subacuáticos</b>	lisos		aragonito
	rugosos		calcita / aragonito
	coraloides		calcita
	macrocristalinos		calcita
<b>morfologías asociadas al plano de las aguas</b>	láminas flotantes		calcita / aragonito
	estalagmitas cónicas		aragonito
	bandas de nivel	fajas abultadas	calcita / aragonito
		repisas, aceras	
		estalactitas con revestimientos globulares	
		estalactitas globulares de base plana	

Tabla 26: Propuesta de sistematización de las morfologías observables en los espeleotemas freáticos de las cuevas de Mallorca.

La propuesta de clasificación que efectuamos ahora distingue dos grandes categorías de espeleotemas freáticos: por un lado los *revestimientos subacuáticos* propiamente dichos, así como, por otro lado, un amplio abanico de *morfologías asociadas al plano de las aguas* freáticas. Seguidamente se procederá a la descripción detallada de las diversas

tipologías incluidas en cada una de las dos grandes categorías diferenciadas.

Revestimientos subacuáticos. Los depósitos freáticos incluidos en esta categoría presentan en líneas generales una apariencia similar a la de cualquier otro espeleotema de génesis subacuática, como pueden ser las cristalizaciones que se originan en el interior de los gour. Se trata de revestimientos cristalinos que —creciendo perpendicularmente al sustrato— tapizan las paredes, techos o suelos de la cavidad, formando asimismo sobrecrecimientos de aspecto redondeado y bulboso alrededor de cualquier soporte disponible (bloques o proyecciones rocosas, espeleotemas aéreos, etc). La deposición de estos revestimientos puede ocurrir de modo extensivo afectando a la totalidad del vaso ocupado por las aguas freáticas; no cabe duda, no obstante, que la proximidad relativa a la superficie de las aguas puede favorecer el desarrollo de estos depósitos, a través de procesos de difusión de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera de la caverna.

La micromorfología de estos recubrimientos es de hecho muy variada, abarcando desde apariencias externas lisas —por lo general correspondientes a espeleotemas aragoníticos— hasta superficies rugosas que pueden llegar a constituir prominencias exentas de aspecto coraloide. También son frecuentes los revestimientos subacuáticos macrocristalinos, cuyas facetas milimétricas o incluso centimétricas son distinguibles con facilidad en la superficie angulosa de esta tipología de espeleotemas; este tipo de cristalizaciones se asocian a ambientes deposicionales muy tranquilos y restringidos. En condiciones naturales puede existir una gradación entre los distintos tipos de revestimientos, apareciendo raras veces una sola de las variedades descritas asociada a un ambiente deposicional determinado o a una localidad concreta.

La diversidad morfológica que presenta esta categoría de espeleotemas freáticos (ver Tabla 26) está condicionada por las particulares características mineralógicas y cristalográficas de las distintas variedades, las cuales a su vez pueden estar relacionadas tanto con

aspectos geoquímicos locales, como con condicionantes paleoambientales más generales. En este sentido ya se ha mencionado antes que los revestimientos subacuáticos de aragonito originan espeleotemas de superficies externas lisas; la presencia de esta mineralogía ha sido relacionada con eventos climáticos de signo cálido, como el Eutirreniense, caracterizados en el registro marino por la presencia de fauna termófila (GINÉS *et al.*, 1981a). Por otra parte, en los revestimientos de superficie externa muy articulada predominan claramente las mineralogías calcíticas.

El estudio mineralógico, cristalográfico y textural de los distintos tipos de revestimientos freáticos es susceptible de aportar interesantes datos ambientales, en la medida en que se pueda ensayar la correlación entre variedades de recubrimientos y eventos climáticos, sustentando dicha correlación en la determinación cronológica precisa de estos espeleotemas y en el estudio de sus isótopos estables de Oxígeno y de Carbono.

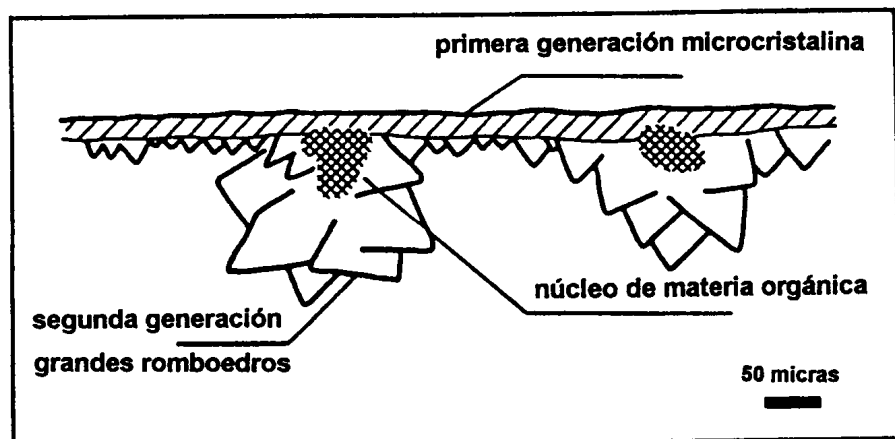
Láminas flotantes. La presente tipología inaugura la descripción de las formas asociadas al plano de las aguas (Tabla 26); dentro de los espeleotemas freáticos, ésta es la categoría que cuenta con mayor variabilidad morfológica y en ella se concentra la potencialidad cronológica de estos depósitos, al definir paleoniveles freáticos controlados por la posición altimétrica del nivel marino.

Esta clase de espeleotemas se presenta en forma de cristalizaciones de carbonato cálcico que se desarrollan en la superficie de los lagos hipogeos, formando láminas flotantes sustentadas por mecanismos de tensión superficial. La mineralogía de estas cristalizaciones suele corresponder a la calcita, aunque también se han encontrado antiguas láminas de aragonito flotante en la tantas veces citada Cova de sa Bassa Blanca (POMAR *et al.*, 1976), originadas en pretéritos lagos subterráneos relacionados previsiblemente con un paleonivel marino Eutirreniense.

La Figura 90 muestra una visión lateral de una lámina de calcita flotante: es posible observar cómo la cara superior (aérea) de la lámina se

presenta completamente plana, debido a que la precipitación cristalina tiene lugar por debajo de la interfase agua-aire. Las láminas de calcita están compuestas por romboedros, cuyo eje C se dispone usualmente orientado de modo perpendicular al núcleo de cristalización. La nucleación de la calcita flotante ocurre en dos formas diferentes, de acuerdo con las investigaciones de POMAR *et al.* (1975, 1976) y GINÉS *et al.* (1981b). En primer lugar encontramos una amalgama de pequeños cristales, cuyas aristas miden unas 5 micras, creciendo juntamente con cristales algo mayores de hasta 20 micras de tamaño. Una segunda generación nos muestra grandes romboedros, que pueden alcanzar hasta 500 micras de dimensión mayor, creciendo de manera radial alrededor de un núcleo constituido por materia orgánica. La deposición de la calcita flotante está controlada por factores tales como: el estatismo de la superficie hídrica; la saturación de carbonatos en la interfase agua-aire a causa de la evaporación y/o difusión del CO<sub>2</sub> disuelto; y la presencia de materia orgánica, que se manifiesta como disparadora de la tasa de precipitación o actúa pasivamente como núcleo de cristalización.

Figura 90:  
Esquema que representa una lámina de calcita flotante, dispuesta en visión lateral. La cara plana superior se correspondería con la superficie de las aguas subterráneas, mientras que los grandes romboedros se desarrollan en condiciones totalmente subacuáticas.

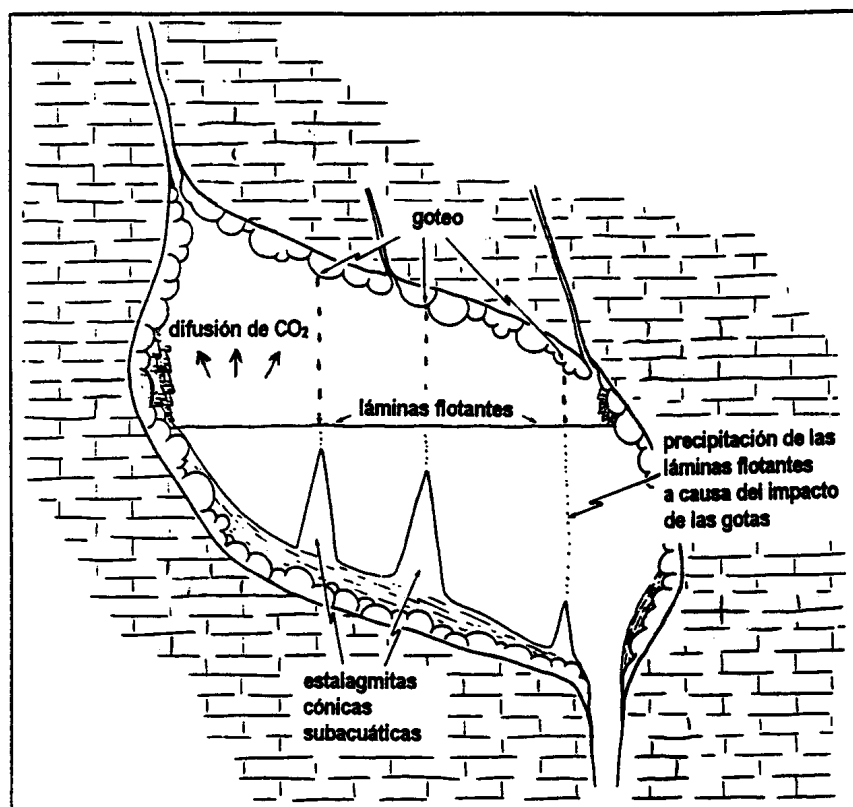


Las láminas flotantes resultan fragmentadas con facilidad por el goteo o cualquier otra perturbación mecánica que afecte a la superficie de las aguas subterráneas. Estos fragmentos de láminas flotantes se acumulan en el fondo de los lagos, experimentando entonces importantes procesos neomórficos degradantes conectados con la actividad de micro-organismos (POMAR *et al.*, 1976). Eventualmente, fragmentos de láminas flotantes pueden ir quedando incorporadas tanto en los revestimientos subacuáticos

antes descritos, como en las bandas de nivel o estalactitas globulares de las que luego trataremos.

*Estalagmitas cónicas subacuáticas.* En lugares donde se dan goteos relativamente regulares, que perturban la superficie de los lagos subterráneos, pueden producirse acumulaciones de láminas flotantes que originan unos curiosos espeleotemas subacuáticos: son los *cave cones* de la bibliografía en lengua inglesa (HILL & FORTI, 1997). Se trata de formaciones con apariencia de estalagmita, pero que presentan una morfología cónica muy regular con el ápice por lo general bastante aguzado (FORTI & UTILI, 1984); su génesis tiene lugar en condiciones subacuáticas pero estrechamente ligada a la interfase agua-aire, que es donde se produce la cristalización de las láminas flotantes. El ulterior hundimiento de estas láminas a causa de los goteos y su rápida cementación en condiciones subacuáticas, producen estos singulares depósitos en los que predomina la acreción vertical (Figura 91).

Figura 91:  
Las estalagmitas  
cónicas subacuáticas  
y su mecanismo  
genético; según  
FORTI & UTILI  
(1984), modificado.



En Mallorca este tipo de espeleotemas sólo se ha reportado en la renombrada Cova de sa Bassa Blanca, en Alcúdia (GINÉS & GINÉS, 1974;

GINÉS, 1995a), donde se encuentran algunos espectaculares conjuntos de estalagmitas cónicas subacuáticas, relacionadas con paleoniveles marinos de edad como mínimo Eutirreniense. La mineralogía de estos espeleotemas freáticos es aragonítica, al igual que también lo son unas gruesas acumulaciones pavimentarias de antiguas láminas flotantes existentes en algunas salas de la misma cavidad (HADES, 1985).

*Bandas de nivel.* Las formas que genéricamente han sido agrupadas bajo este término son las que resultan de mayor interés, en razón de su condición de indicadores de la posición del plano de las aguas freáticas en el momento de la deposición del espeleotema. La variedad de morfologías es grande, yendo desde bandas o fajas horizontales de revestimientos subacuáticos parietales, hasta especímenes más sofisticados a los que nos referiremos más adelante; el repertorio de las tipologías más destacables puede consultarse de nuevo en la Tabla 26.

En el caso más sencillo, estas bandas de nivel representan simplemente el límite horizontal a partir del cual se extingue hacia arriba un determinado revestimiento en correspondencia, como ya se ha indicado, con el límite superior ocupado por las aguas subterráneas. En otras ocasiones nos encontramos no ya con la franja de extinción de un recubrimiento, sino con un cambio de su textura o coloración —también del todo horizontal—, el cual es indicativo de la presencia de diversas generaciones superpuestas de revestimientos de espeleotemas freáticos.

Pero sin duda, los espeleotemas más conspicuos dentro de las bandas de nivel parietales están constituidos por fajas abultadas de depósitos cristalinos (Figura 92 c), dispuestas horizontalmente a lo largo de las paredes de la cavidad o alrededor de otro tipo de soportes (por ejemplo estalagmitas). Esta tipología de espeleotemas freáticos es el resultado de la deposición de carbonatos en la interfase agua-aire, como consecuencia de los procesos de difusión del CO<sub>2</sub> que suceden en la franja más superficial de los lagos subterráneos. La morfología abultada está relacionada con el carácter fluctuante del plano de las aguas (mareas,

oscilaciones barométricas...), que ocasiona una mayor precipitación en el nivel estadísticamente más frecuente de la superficie de estos lagos hipogeos (Figura 92, a y b1); es decir, la zona de máximo grosor del espeleotema se corresponderá con el nivel marino medio que ha controlado la deposición del espeleotema.

Este tipo particular de cristalizaciones freáticas fue descrito en detalle hace algunos años (POMAR *et al.*, 1979), acuñando en aquel momento el término *espeleotema epiacuático* para hacer referencia a aquellas cristalizaciones carbonatadas exclusivamente circunscritas a la franja superficial de las aguas freáticas, y cuya morfología viene condicionada por el rango de fluctuación del plano de las aguas como ya se ha indicado. En estas páginas procuraremos no emplear en exceso ese término, prefiriendo aludir siempre a conceptos menos restringidos como —por ejemplo, simplemente— el de espeleotema freático en abstracto. Esta actitud pretende evitar confusiones terminológicas, que pudieran hacer pensar en los espeleotemas epiacuáticos como depósitos del todo diferenciados con respecto de las cristalizaciones freáticas en general. Por otra parte debe tenerse presente el hecho de que es muy frecuente observar revestimientos subacuáticos, más o menos extensivos, los cuales presentan un fuerte abultamiento en las proximidades del plano de las aguas que los ha generado, como consecuencia de una mayor tasa de precipitación en las inmediaciones de la superficie hídrica. Nos encontramos, pues, con todo tipo de formas de transición entre los revestimientos subacuáticos en el sentido amplio, y los espeleotemas epiacuáticos en el sentido que fueron descritos por POMAR *et al.* (1979). En consecuencia, parece inadecuado insistir en la utilización del citado término ya que la precipitación de los espeleotemas freáticos por lo general no se circunscribe a la interfase agua-aire, sino que puede ser activa, en las cavidades observadas, a profundidades de al menos unos pocos metros.

Morfológicamente similares a las fajas abultadas a las que se ha aludido más arriba, los depósitos freáticos asociados al plano de las aguas pueden configurar a modo de repisas o aceras, que registran también



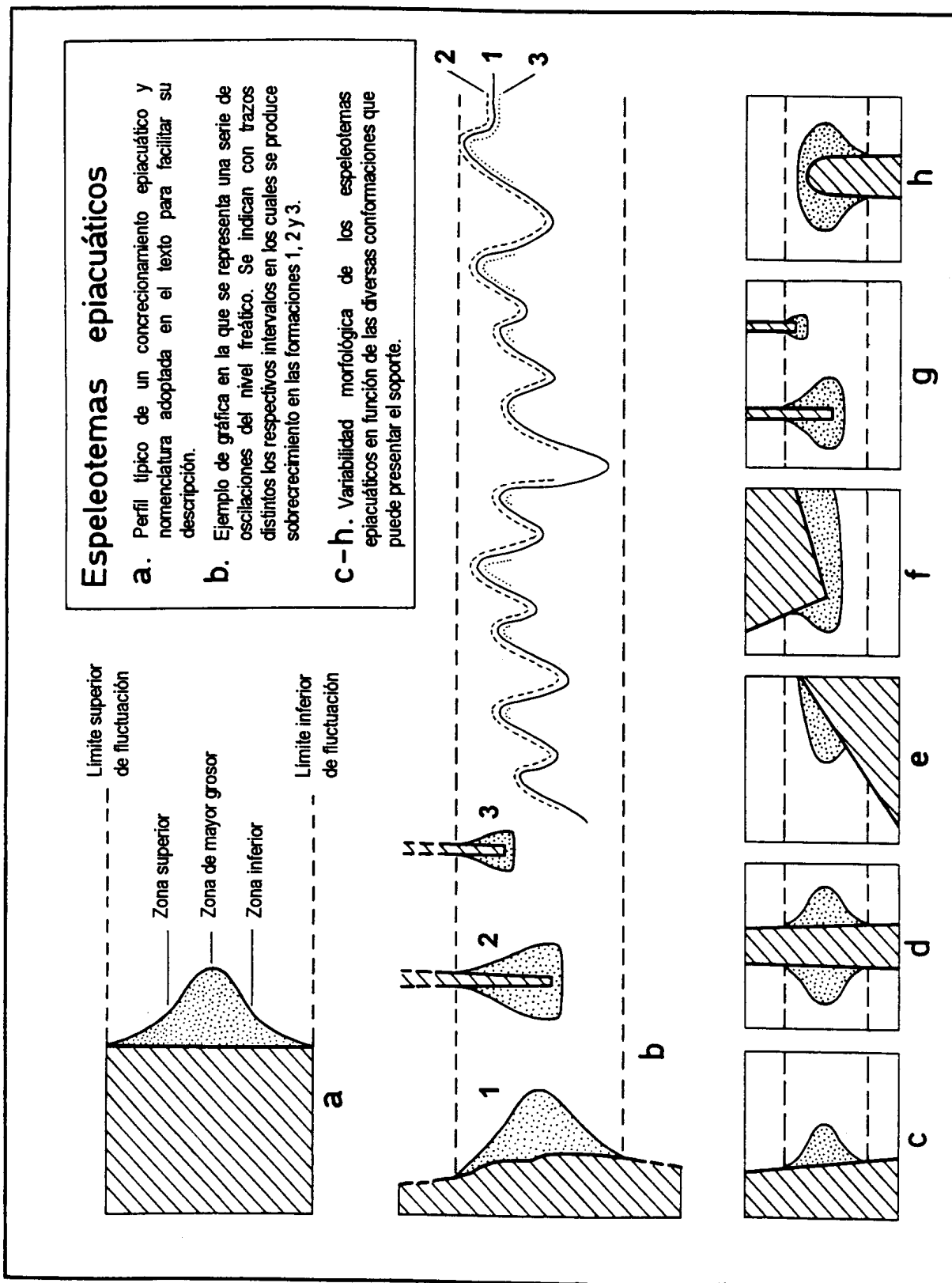


Figura 92: Diversidad morfológica de los espeleotemas asociados a la superficie de las aguas freáticas.

La morfología de estas cristalizaciones viene condicionada por el rango de fluctuación del plano de las aguas, así como por la disposición espacial del elemento que actúa a modo de soporte.

antiguos niveles de inundación de las cavidades subterráneas. Un ejemplo muy espectacular de una banda de nivel de esta tipología, está representado por la abrupta cornisa horizontal que contornea el “lago de los cirios” de la Cova de sa Bassa Blanca, en Alcúdia (GINÉS & GINÉS, 1974; HADES, 1985). La participación de acumulaciones de calcita flotante en la generación de esta morfología parece muy importante; este fenómeno es también extensivo a todas las variedades de bandas de nivel de cristalizaciones freáticas, en las cuales es habitual la presencia de fragmentos de láminas flotantes incluidos en las zonas subverticales de estos espeleotemas.

Aunque sean de apariencia muy diferente, las *estalactitas con revestimientos globulares* son asimilables morfológica y genéticamente a las fajas abultadas antes descritas. La única diferencia entre ambas tipologías radica en el carácter del soporte afectado por el revestimiento —una estalactita— circunstancia que condiciona del todo la apariencia del espeleotema (Figura 92 g). En esta tipología, el cuello de la estalactita —allí donde se extingue el revestimiento subacuático— delimita el límite superior del rango de fluctuación de la superficie del lago subterráneo, pudiendo presentar una zona más abultada correspondiente asimismo al nivel más frecuente de las aguas freáticas.

Las características del soporte controlan totalmente la morfología de las distintas variedades de bandas de nivel. Una simple distinción viene dada según la deposición cristalina tenga lugar a lo largo de las paredes de la cavidad constituyendo una faja parietal de espeleotemas freáticos, o bien si ocurre sobre una estalagmita formando un depósito anular alrededor de ella o, finalmente, sucede sobre estalactitas originando los especímenes con revestimientos globulares ya citados. La Figura 92 (letras c - h) recoge un repertorio ideal de posibles incidencias del carácter del soporte en la morfología de los espeleotemas epiacuáticos, repertorio que es extrapolable a la mayoría de bandas de nivel de cristalizaciones freáticas.

Una última tipología sobre la cual conviene extenderse un poco es la que, en la Tabla 26, aparece recogida como *estalactitas globulares de*

*base plana*, las cuales pueden presentar apariencias similares a las *cave trays* de la literatura internacional (HILL & FORTI, 1997). En nuestro caso, la explicación genética a las peculiaridades morfológicas de esta tipología radica de nuevo en las características del soporte que sirve de sustento al sobrecrecimiento freático. En la Figura 92 (b, 2 y 3) se puede observar cómo esta variedad que nos ocupa está asociada con la presencia de estalactitas aéreas pre-existentes, que penetran por debajo de la superficie hídrica pero sin abarcar la totalidad del rango de fluctuación del plano de las aguas. Tomando como ejemplo la estalactita nº 3 de dicha Figura 92, podremos observar que el revestimiento freático se irá produciendo siempre que el plano de las aguas se halle situado entre el límite superior de fluctuación y el extremo inferior del soporte (línea de puntos); tan pronto el plano de las aguas se sitúe por debajo del ápice inferior de la estalactita, el sobrecrecimiento freático pasará de una tasa de precipitación elevada, cercana al nivel medio de las aguas freáticas, a una tasa cero relacionada con la falta de soporte sobre el que materializarse la deposición cristalina. Esta ruptura dramática en la tasa de precipitación, ocasionada por la posición relativa del plano de las aguas y del soporte disponible para el sobrecrecimiento freático, es la causante de curiosas estalactitas globulares de base plana, allí donde dichas estalactitas penetran sólo someramente la superficie de estos lagos subterráneos.

#### **6.3.4. Los espeleotemas freáticos de las localidades estudiadas**

Se procederá ahora a dar cumplida cuenta de las cavidades del área en estudio en las cuales se ha determinado la localización de espeleotemas freáticos, aportando también datos sobre los paleoniveles marinos registrados en cada localidad y sobre las muestras que en cada caso han sido objeto de datación isotópica. En este aspecto, se han investigado un total de 15 cuevas cuya localización aproximada aparece recogida en el mapa de la Figura 93. Las cavidades localizadas en la región kárstica de las Serres de Llevant se encuentran excavadas en materiales carbonatados

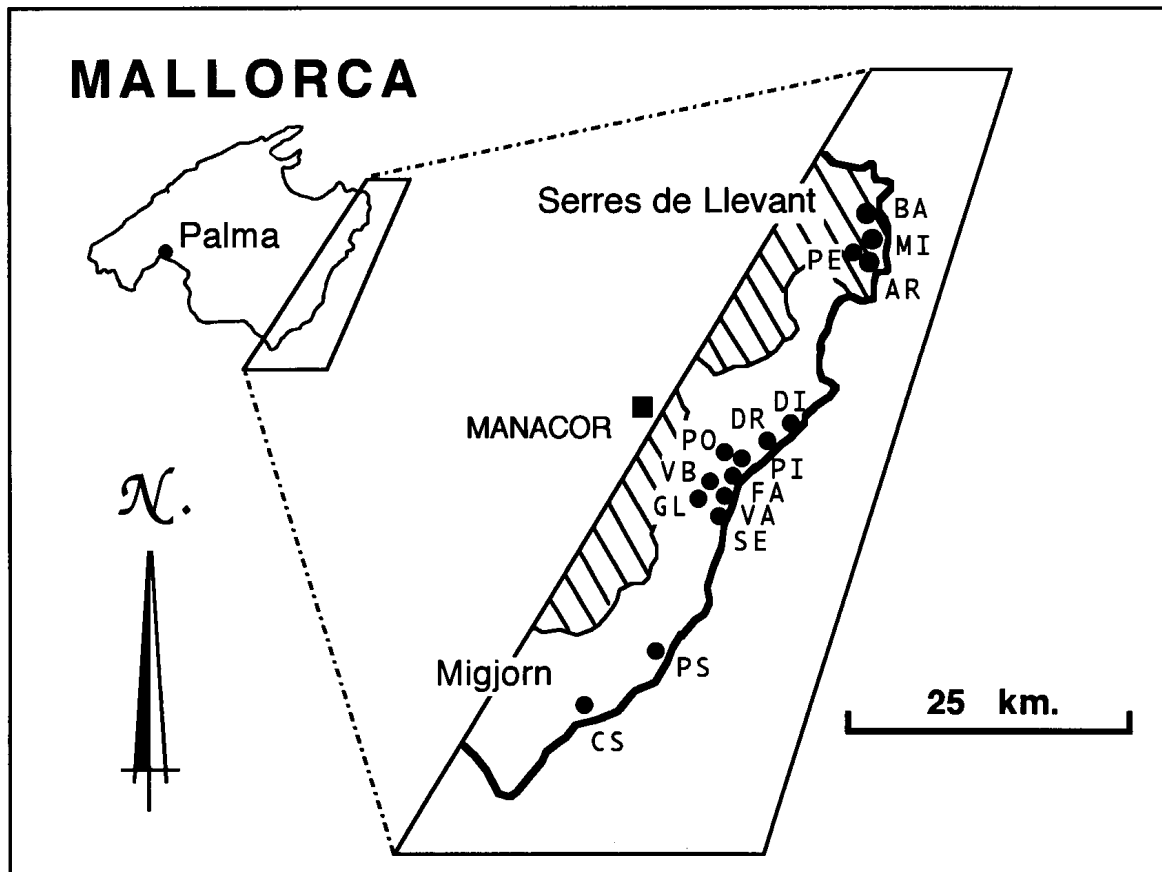


Figura 93: Mapa de localización de las cuevas con espeleotemas freáticos investigadas.

**BA:** Cova de na Barxa; **MI:** Cova de na Mitjana; **PE:** Coves Petites; **AR:** Coves d'Artà; todas situadas en el municipio de Capdepera.

**DI:** Cova del Dimoni; **DR:** Coves del Drac; **PI:** Coves del Pirata; **PO:** Cova des Pont; **FA:** Cova de Cala Falcó; **VA:** Cova de Cala Varques A; **VB:** Cova de Cala Varques B; **SE:** Cova des Serral; **GL:** Cova de sa Gleda; todas ellas en el término municipal de Manacor.

**PS:** Cova den Passol (Felanitx); **CS:** Cova des Drac de Cala Santanyí (Santanyí).

mesozoicos, estructurados durante la orogenia alpina; dichas localidades son las siguientes: Cova de na Barxa, Cova de na Mitjana, Coves Petites y Coves d'Artà. El resto de cavidades están enclavadas en los materiales calcareníticos post-orogénicos del Mioceno Superior, que integran la orla costera del Sur y Levante de Mallorca.

Las localidades estudiadas. A continuación nos detendremos en cada una de las cavidades investigadas, detallando algunas informaciones sobre la

localización y características de los espeleotemas muestreados para su ulterior datación. Para facilitar la consulta de las informaciones que se aportarán, en la Tabla 27 se han recopilado los datos básicos sobre las localidades visitadas, expresando los paleoniveles de espeleotemas freáticos representados en cada una de ellas, indicando asimismo la nomenclatura de las muestras analizadas. Hay que dejar constancia de que en la mayoría de las cuevas estudiadas está presente un nivel de cristalizaciones freáticas, situado en el presente rango de fluctuación de las aguas subterráneas; dicho nivel —presumiblemente subactual— no ha sido muestreado más que en una localidad (Cova de Cala Varques A) con la intención de corroborar su presunta cronología postglacial.

— **Cova de na Barxa** (Capdepera). Esta modesta caverna contiene un importante depósito fosilífero que constituye la localidad tipo de *Myotragus balearicus*, mamífero endémico del Pleistoceno de Mallorca y Menorca. Los materiales osíferos están fosilizados por dos coladas estalagmíticas aéreas cuya edad, obtenida por medio de las series de Uranio, comprende de 195 a 119 ka BP para la primera de ellas y es de 7,5 ka para la segunda (ANDREWS *et al.*, 1989). Se pueden distinguir dos depósitos osíferos con *M. balearicus*: el más antiguo forzosamente anterior a 195 ka, y el más moderno depositado entre los 119 y los 7,5 ka, situándose este último con claridad en el Pleistoceno Superior. Aparte de su interés paleontológico, esta cueva contiene un paleonivel de espeleotemas freáticos localizado a una cota de +2,4 m, que recubre tanto numerosas estalactitas como también buena parte de las paredes y pavimento del sector oriental de su sala principal. Han sido recogidas varias estalactitas dotadas de un grueso revestimiento carbonatado, que les da una morfología mamelonar; dichos espeleotemas pendían del techo que se extiende por encima del lago subterráneo, existente en la parte más interna de esta cueva (ver Figura 72).

*Muestra BA-D3*: sobrecrecimiento freático masivo sobre estalactita (cota: +2,4 m).

— **Cova de na Mitjana** (Capdepera). Se trata de una cavidad de pequeñas dimensiones, pero de una belleza fuera de serie, en la que existe un espectacular conjunto de enormes estalactitas de aspecto bulboso. Estos

espeleotemas freáticos registran un claro paleonivel marino situado en torno a los 6 metros s.n.m. (GINÉS *et al.*, 1975). A pesar de su aparente homogeneidad morfológica, parece posible reconocer la existencia de tres bandas de nivel distintas localizadas a diferentes alturas (+3,9; +4,9; y +5,8 m), de las que se han datado muestras correspondientes a cada una de ellas. Esta cueva es destacable también por las morfologías y sedimentos relacionados con su captura por parte de la erosión litoral, entre los que se cuenta la presencia de una pequeña playa hipogea cuyas arenas se encuentran parcialmente fosilizadas por coladas (Figura 41).

*Muestra MI-D1a:* parte externa del sobrecrecimiento freático de cota +3,9 metros.

*Muestra MI-D1b:* parte interna del mismo sobrecrecimiento de la muestra anterior.

*Muestra MI-D2:* sobrecrecimiento freático de cota +4,9 metros.

*Muestra MI-D3:* sobrecrecimiento freático de cota +5,8 metros.

*Muestra Mitj7a:* parte externa del sobrecrecimiento freático de cota +3,9 metros.

*Muestra Mitj7b:* parte interna del mismo sobrecrecimiento de la muestra anterior.

— **Coves Petites** (Capdepera). Pequeña cueva cercana a las famosas Coves d'Artà, que alberga una espectacular decoración de gruesos pilares estalagmíticos (Figura 36). Se han reconocido hasta cuatro paleoniveles freáticos a altitudes que oscilan entre +30 y +46 metros s.n.m., que aparecen representados en forma de grandes estalactitas bulbosas y, asimismo, como amplias bandas de nivel localizadas en la sala inferior de la cueva (GINÉS, 1973). Se recogió una muestra de cada tipo.

*Muestra Peti5:* grueso sobrecrecimiento freático alrededor del extremo de una estalactita (cota: +40 m).

*Muestra Peti6:* banda de nivel prominente que se extiende a lo largo de las paredes de la sala inferior (cota: +30 m).

— **Coves d'Artà o de s'Ermita** (Capdepera). La visita de esta archiconocida cueva turística, permitió la observación de un mínimo de seis paleoniveles de cristalizaciones freáticas en las salas siguientes, y a las alturas que se señalan: Sala de las Banderas (+32 m), el Teatro (+30 m), el Baptisterio (+27 y +25 m) y el Infierno (+24 y +23 m). Se trata en general de gruesas y abultadas bandas de nivel que son discernibles en las paredes de la cueva —sobre todo en la bajada al Infierno— así como sobre columnas y/o estalagmitas —es el caso de la pila bautismal que da nombre al

<i>localidad</i>	<i>municipio</i>	<i>coordenadas UTM</i>	<i>paleoniveles presentes</i>	<i>muestras datadas</i>	<i>ubicación del paleonivel</i>
Cova de na Barxa	Capdepera	539.300 4.392.960 7	+ 2,4 m.	BA-D3	lago principal
Cova de na Mitjana	Capdepera	539.010 4.390.710 8	+ 5,8 m. + 4,9 m. + 3,9 m.	MI-D3 MI-D2 MI-D1 Mitj7	sala principal (corredor de acceso)
Coves Petites	Capdepera	538.405 4.390.180 40	+ 46 m. + 40 m. + 31 m. + 30 m.	Peti5  Peti6	sala principal " " sala inferior " "
Coves d'Artà (o de s'Ermita)	Capdepera	538.770 4.389.880 45	+ 32 m. + 30 m. + 27 m. + 25 m. + 24 m. + 23 m.		Sala de las Banderas Teatro Baptisterio " Infierno "
Cova del Dimoni	Manacor	530.025 4.377.355 3	+ 2,5 m. + 1,3 m.	DI-D1 DI-D3	sala principal " "
Coves del Drac	Manacor	528.430 4.376.485 27	+ 7,5 m. + 4,5 m. + 3,3 m. + 2,4 m. + 1,2 m.	DR-D4	Sala de la Palmera Llac Negre " " " " Cova dels Francesos
Coves del Pirata	Manacor	525.880 4.373.310 32	+ 2,1 m.	PI-D1	lagos meridionales
Cova des Pont	Manacor	525.590 4.373.360 33	+ 2,1 m.	Pont9	Llac Victòria
Cova de Cala Falcó	Manacor	525.890 4.372.950 1	+ 1,9 m.	FA-D3-4	sala septentrional
Cova de Cala Varques A	Manacor	525.550 4.372.450 2	± 0 m.	Var1	sala principal
Cova de Cala Varques B	Manacor	525.500 4.372.500 7	+ 1,4 m. - 13,5 m. - 14 m. - 16,5 m. - 21 m.	VB-D1 VB-D2  VB-D3 VB-D5	sala principal galerías subacuáticas " " " " " "
Cova des Serral	Manacor	525.095 4.371.690 31	+ 1,5 m.	Serr10 SE-D2	lago sud-oriental
Cova de sa Gleda	Manacor	523.805 4.372.315 36	- 1,5 m. - 14 m. - 15 m. - 16 m. - 17,5 m.	GL-D4 GL-D2 GL-D1 GL-D5 GL-D3	galerías subacuáticas " " " " " " " "
Cova den Passol	Felanitx	521.340 4.360.415 22	- 8 m. - 10,5 m. - 12 m. - 13,5 m. - 15,5 m. - 18 m. - 23 m.	PS-D1 PS-D2 PS-D3 PS-D4 PS-D7 PS-D5 PS-D6	Sifó des Somnis " " " " Sifó des Crancs Sifó des Somnis " " " " " "
Cova des Drac de Cala Santanyí	Santanyí	512.830 4.353.625 15	- 13,5 m. - 15 m. - 17 m. - 19 m.	CS-D1 CS-D2 CS-D3 CS-D4	galerías subacuáticas " " " " " "

Tabla 27: Paleoniveles de espeleotemas freáticos observados en las cavidades estudiadas.

Se incluyen datos diversos sobre las localidades, indicándose asimismo aquellos paleoniveles de los cuales se ha efectuado datación isotópica.

Baptisterio—. En otras salas (el Teatro) se observan también revestimientos freáticos redondeados que afectan a numerosas estalactitas.

De esta caverna no se ha tomado ninguna muestra para su datación, hecho que se debe sólo de forma parcial a razones conservacionistas ligadas al carácter turístico de la cavidad. Como se verá más adelante, las relaciones isotópicas medidas en las muestras de las vecinas Coves Petites se sitúan ya en los límites de resolución del método Th/U; esta situación presumiblemente es extensiva a las Coves d'Artà en función de la altimetría de los paleoniveles detectados, que es siempre superior a los 23 metros sobre el nivel marino actual. La presunta edad atribuible a estos depósitos —la cual puede remontarse al estadio isotópico 9 o anteriores— ha desaconsejado la datación de muestras de esta localidad ante la poca certeza de obtener resultados clarificadores, que vayan más allá de la mera confirmación de la pertenencia de estos espeleotemas a algún paleonivel marino del Pleistoceno Medio como mínimo.

— **Cova del Dimoni** (Manacor). En esta interesante cavidad, que se encuentra ya capturada por la erosión litoral (ver Figura 75), abundan los depósitos freáticos carbonatados, algunos de ellos constituidos por finas agujas de aragonito. Concretamente se han analizado diversos de estos espeleotemas aragoníticos, que delimitan un claro paleonivel marino ubicado a una altura de +2,5 metros s.n.m.

Además del citado paleonivel se ha podido observar otro, a una altitud de +1,3 metros, cuyas muestras no han podido ser datadas al presentar relaciones isotópicas poco favorables ligadas a procesos de recristalización. Este paleonivel parece ser cronológicamente más antiguo ya que se encuentra recubierto de restos de cristalizaciones freáticas de aragonito, previsiblemente relacionables con el nivel de +2,5 metros que ha sido datado.

*Muestra DI-D1-1:* parte externa de un recubrimiento freático parietal de textura acicular (cota: +2,5 m).

*Muestra DI-D1-2:* parte interna del mismo revestimiento freático (cota: +2,5 m).



*Muestra DI-D3: sobrecrecimiento freático aragonítico de morfología bulbosa y superficie lisa, afectando a una estalactita (cota: +2,5 m).*

— **Coves del Drac** (Manacor). Desde la óptica de su morfogénesis, esta famosa y extensa cueva turística constituye un ejemplo paradigmático del endokarst de la región kárstica del Migjorn mallorquín (GINÉS & GINÉS, 1992); sus diversas salas contienen al menos cinco paleoniveles de espeleotemas freáticos dispuestos a las altitudes siguientes: +7,5; +4,5; +3,3; +2,4; y +1,2 metros. La mayoría de los paleoniveles están bien representados en la zona no turística de la caverna (Cova Negra, Sala de la Palmera), mientras que en el sector visitable destacan tanto el sobrecrecimiento correspondiente al actual rango de fluctuación de los lagos, como un paleonivel a una altura de +1,2 metros.

Sólo ha sido posible datar el nivel de +3,3 metros s.n.m., ya que el resto de las muestras obtenidas constituían sistemas abiertos desde el punto de vista isotópico. La muestra analizada procede de las inmediaciones del Llac Negre (ver topografía en GINÉS & GINÉS, 1992), estando constituida por una estalactita provista de un revestimiento freático aragonítico de morfología exterior redondeada y lisa.

*Muestra DR-D4: Revestimiento freático de aragonito sobre estalactita (cota: +3,3 m).*

— **Coves del Pirata** (Manacor). Se trata de una caverna destacable, ricamente adornada por una amplia variedad de espeleotemas, y que exhibe las características morfológicas típicas de la endokarstificación en las calcarenitas del Mioceno Superior post-orogénico de la isla (Figura 43). A finales del siglo pasado fue acondicionada para su visita turística, pero no se encuentra abierta al público en la actualidad. En las proximidades de los lagos de esta destacable gruta se reconoce una banda de cristalizaciones subacuáticas, que delimitan un claro paleonivel de inundación. Algunas estalactitas provistas de un delgado sobrecrecimiento freático fueron recolectadas para su datación, las cuales registran un paleonivel marino situado a una cota de +2,1 metros. Estas estalactitas de formas redondeadas

abundan en las inmediaciones de los lagos que circundan el sector meridional de esta cueva (GINÉS & GINÉS, 1976).

*Muestra PI-D1:* revestimiento freático rugoso alrededor de estalactita (cota: +2,1 m).

— **Cova des Pont** (Manacor). Esta extensa cavidad vecina a las Coves del Pirata — y con la cual se encuentra comunicada subacuáticamente— se abre al exterior por medio de un espectacular hundimiento (Figura 37), dotado con un puente de piedra que da nombre a la localidad, cuya finalidad reside en facilitar el acceso al interior. Procedentes del techo de una de sus salas, se recogió un grupo de pequeñas estalactitas y helictitas cubiertas por cristalizaciones subacuáticas de calcita, que forman un revestimiento de tan sólo unos centímetros de grosor. Las estalactitas muestreadas registran un antiguo nivel de las aguas freáticas que está situado 2,1 metros por encima del lago denominado Llac Victòria (TRIAS & MIR, 1977).

*Muestra Pont9:* estalactita con revestimiento freático rugoso (cota: +2,1 m).

— **Cova de Cala Falcó** (Manacor). La entrada marina de la cueva permite acceder a un conjunto modesto de salas, ocupadas parcialmente por pequeños lagos subterráneos (TRIAS & MIR, 1977). A una altura de +1,9 metros s.n.m. se recolectaron diversas prominencias rocosas dotadas de un revestimiento freático de aproximadamente un centímetro de grosor máximo. En este caso el sobrecrecimiento freático no ha ocurrido sobre un soporte prominente constituido por un espeleotema aéreo, sino que tiene lugar alrededor de proyecciones rocosas relacionadas con la peculiar litología del complejo arrecifal del Mioceno Superior, donde se halla excavada la cavidad. Las muestras fueron obtenidas en los alrededores de los pequeños lagos periféricos existentes en la zona septentrional de la cueva (consultar la topografía recogida en la Figura 77).

*Muestra FA-D3-4:* fino sobrecrecimiento freático desarrollado sobre prominencia rocosa (cota: +1,9 m).

— **Cova de Cala Varques A** (Manacor). Sumergida en un lago salobre de la sala principal de esta cueva (TRIAS & MIR, 1977; GRÀCIA *et al.*, 2000), se extrajo un fragmento de una columna rota cuyo extremo superior presentaba un grueso sobrecrecimiento subacuático de calcita, generado en el actual

rango de fluctuación del plano de las aguas freáticas (ver descripción de la muestra en POMAR *et al.*, 1979). Se individualizaron tres muestras, una de ellas correspondiente al espeleotema aéreo que sirve de soporte al revestimiento freático.

*Muestra Var1a*: parte exterior del sobrecrecimiento freático (cota:  $\pm 0$  m).

*Muestra Var1b*: parte interior del sobrecrecimiento freático (cota:  $\pm 0$  m).

*Muestra Var1c*: núcleo integrado por una formación estalagmítica depositada durante un episodio de descenso del nivel freático.

— **Cova de Cala Varques B** (Manacor). Procedentes de esta cavidad, se han analizado diversas cortas estalactitas recubiertas por un sobrecrecimiento freático centimétrico. Las estalactitas fueron recolectadas a +1,4 metros en las inmediaciones del lago que ocupa la cavidad de Norte a Sur, en el sector más próximo a la entrada de la caverna (TRIAS & MIR, 1977). En las importantes extensiones subacuáticas de esta cueva, que han sido exploradas recientemente (GRÀCIA *et al.*, 2000), se han detectado varios paleoniveles de espeleotemas freáticos a profundidades que oscilan entre -13,5 y -21 metros; algunos de ellos han sufrido intensos procesos postdeposicionales de disolución y por lo tanto no ha sido posible datarlos.

*Muestra VB-D1-2*: parte interna de sobrecrecimiento freático sobre pequeña estalactita (cota: +1,4 m).

*Muestra VB-D2*: sobrecrecimiento freático alrededor de estalactita (cota: +1,4 m).

*Muestra VB-D3*: revestimiento freático sobre estalactita (cota: -14 m).

*Muestra VB-D5*: revestimiento freático sobre estalactita (cota: -16,5 m).

— **Cova des Serral** (Manacor). La presente localidad consta de una gran sala, abierta a la superficie mediante un amplio hundimiento de la bóveda (Figura 57). Cerca de los lagos que contornean su pared oriental se recolectó un fragmento de una abultada banda de cristalizaciones freáticas, situada a +1,5 metros s.n.m. Se ha muestreado tanto la zona exterior como la interna de esta abultada faja horizontal, constituida por delicadas proyecciones en las que es observable, a simple vista, el hábito de los cristales de calcita que las componen.

*Muestra Serr10*: parte externa de una abultada banda de nivel de espeleotemas freáticos (cota: +1,5 m).

*Muestra SE-D2*: parte interna de la mencionada banda de nivel (cota: +1,5 m).

— **Cova de sa Gleda** (Manacor). La sala principal de esta cavidad se abre al exterior en forma de un espectacular hundimiento de su bóveda (FORNÓS *et al.*, 1989b), el cual interesa en particular los materiales del Complejo Terminal (Messiniense) que cierra la secuencia del Mioceno post-orogénico de Mallorca. La exploración, todavía en curso, de extensas galerías subacuáticas ha llevado a la detección y muestreo de cinco paleoniveles negativos de espeleotemas freáticos, situados entre las cotas -1,5 y -17,5 metros bajo el actual nivel del mar.

*Muestra GL-D1:* potente revestimiento freático macrocristalino, desarrollado sobre una delgada estalactita (cota: -15 m).

*Muestra GL-D2:* sobrecrecimiento freático macrocristalino sobre estalactita (cota: -14 m).

*Muestra GL-D3:* delicado revestimiento freático macrocristalino sobre estalactita (cota: -17,5 m).

*Muestra GL-D4:* sobrecrecimiento freático macrocristalino sobre estalactita (cota: -1,5 m).

*Muestra GL-D5:* potente revestimiento freático a base de delicadas proyecciones macrocristalinas, desarrolladas sobre una estalactita (cota: -16 m).

— **Cova den Passol** (Felanitx). Se trata de una cavidad típica del Migjorn de Mallorca, que cuenta con importantes continuaciones subacuáticas exploradas y topografiadas hace pocos años (GRÀCIA *et al.*, 1998a). Se han consignado un total de siete paleoniveles de cristalizaciones freáticas, situados a profundidades de entre -8 y -23 metros bajo el presente nivel marino. La mayoría de cristalizaciones han sido recolectadas en el Sifó des Somnis, mientras tan sólo una de las muestras procede del Sifó des Crancs.

*Muestra PS-D1:* revestimiento freático rugoso sobre estalactita (cota: -8 m).

*Muestra PS-D2:* revestimiento freático rugoso sobre estalactita (cota: -10,5 m).

*Muestra PS-D3:* revestimiento freático de aspecto coraloide sobre finas estalactitas (cota: -12 m).

*Muestra PS-D4:* revestimiento freático arborescente sobre estalactita, incorporando abundantes sedimentos arcillosos en sus zonas subverticales (cota: -13,5 m).

*Muestra PS-D5:* revestimiento freático sobre estalactita, de superficie angulosa y con cristales milimétricos muy bien formados (cota: -18 m).

*Muestra PS-D6:* revestimiento freático de aspecto botrioidal desarrollado sobre estalactita (cota: -23 m).

*Muestra PS-D7:* revestimiento freático macrocristalino sobre pequeña estalactita (cota: -15,5 m).

— **Cova des Drac de Cala Santanyí** (Santanyí). Esta pequeña cavidad, conocida de antiguo, ha alcanzado una nueva dimensión tras las importantes exploraciones subacuáticas efectuadas en los últimos años (GRÀCIA *et al.*, 1998b). En sus galerías inundadas se han observado cuatro paleoniveles de espeleotemas freáticos a profundidades de -13,5 a -19 metros por debajo de la actual cota  $\pm 0$ , de los que se han recogido las muestras pertinentes para su eventual datación.

*Muestra CS-D1:* revestimiento freático coraloide sobre estalactita (cota: -13,5 m).

*Muestra CS-D2:* revestimiento freático coraloide sobre estalactita (cota: -15 m).

*Muestra CS-D3:* revestimiento freático sobre estalactita, de superficie angulosa con cristales de orden milimétrico muy bien formados (cota: -17 m).

*Muestra CS-D4:* revestimiento freático de aspecto botrioidal sobre estalactita, con restos de láminas flotantes y depósitos arcillosos en sus zonas subverticales (cota: -19 m).



#### **6.4. Métodos de estudio aplicados**

La investigación de los espeleotemas freáticos, existentes en las cuevas costeras del levante de Mallorca, ha sido efectuada conforme a una metodología compleja la cual echa mano —como se verá— de diversas técnicas analíticas que podríamos considerar de vanguardia, en lo que atañe a su aplicación al estudio del karst costero y del Cuaternario de nuestra isla.

Tras la aplicación de una estrategia de muestreo, que también se describe ahora, se ha procedido al estudio mineralógico y cristalográfico de las muestras, realizándose por otra parte la datación absoluta por métodos radiométricos de los espeleotemas recolectados; en concreto las técnicas geocronológicas empleadas han sido las series de Uranio (Th/U) y las mediciones de ESR (Electron Spin Resonance). También se han llevado a cabo análisis de isótopos estables del Oxígeno y del Carbono, destinados a la consecución de datos paleoclimáticos.

De todas las técnicas aplicadas, la datación isotópica por el método Th/U representa la columna vertebral de estas investigaciones. Esta técnica es de contrastada fiabilidad para la determinación absoluta de la edad de los espeleotemas carbonatados (GASCOYNE, 1984; FORD & WILLIAMS, 1989; FORD, 1997), proporcionando una sólida base cronométrica para ubicar en ella los datos paleoambientales y de otros tipos que se consigan; el preciso encuadre temporal obtenido, podrá posibilitar la propuesta de una curva eustática detallada para los últimos 300 ka, válida para el Mediterráneo occidental.

Metodología del muestreo. Como norma general se han recolectado —para su eventual datación— estalactitas aéreas dotadas de revestimientos freáticos globulares, habida cuenta de la gran facilidad que

ofrecen para su muestreo; tan sólo en algunas pocas ocasiones se han muestreado sobrecrecimientos subacuáticos parietales. Los espeleotemas a datar han sido siempre recogidos lo más cerca posible del límite superior de la banda de nivel a la que pertenecen, de tal manera que sean indicativos de la altimetría máxima del nivel freático que delimitan. En este sentido se ha procurado trabajar siempre con muestras de estalactitas globulares en las cuales se distinguiese, y fuese susceptible de ser medido, el límite superior del rango de fluctuación de la superficie de las aguas (ver Figura 92). Cuando esto no ha sido factible, se ha procedido a muestrear el paleonivel freático lo más próximo al límite horizontal donde tiene lugar la extinción de un determinado revestimiento, obteniendo por lo tanto un dato altimétrico no en extremo exacto, pero que representa al menos una cota mínima atribuible a dicho paleonivel.

A la hora de establecer, de la forma más precisa y cómoda, la altimetría de los paleoniveles de espeleotemas freáticos registrados en las diversas localidades, se ha determinado siempre la altitud del límite superior del rango de fluctuación correspondiente a cada paleonivel concreto; de esta manera se ha obviado la imprecisión que podría conllevar la medición de la zona de mayor grosor del espeleotema, la cual en ocasiones no resulta demasiado evidente. Como origen de altitudes se ha tomado la superficie de los lagos de cada una de las cuevas visitadas, considerándolos éstos representativos del nivel medio marino actual. Esta determinación altimétrica se ha efectuado en cada localidad —siempre que ha sido posible— previa comprobación de que el nivel marino en el momento de la medición no difería de una cota  $\pm 0$  establecida en su día en el muelle de Portocristo, correspondiente a una jornada de referencia caracterizada por una situación atmosférica estable. Con esta metodología se obtiene una precisión altimétrica superior a la que se alcanzaría, por métodos topográficos, partiendo de elementos contenidos en la cartografía exterior a escala 1/5.000; en cualquier supuesto, pensamos que la cota atribuida a cada nivel de espeleotemas freáticos por término medio no debe diferir en más de 10 centímetros de su altimetría exacta.



En algunas localidades se han constatado y muestreado espeleotemas freáticos correspondientes a paleoniveles inferiores al actual nivel marino. Esto ha sido posible gracias exclusivamente a las importantes exploraciones subacuáticas realizadas por Francesc Gràcia y Bernat Clamor, que han suministrado para su datación muestras de cristalizaciones relacionadas con estabilizaciones negativas del Mediterráneo (GRÀCIA *et al.*, 1998a, 1998b). En el caso de las muestras subacuáticas, éstas han sido también recolectadas conforme a los criterios antes expuestos; su posición altimétrica ha sido cuantificada con los profundímetros usados en cada caso por el equipo de buceo y redondeada a 0,5 metros.

Observaciones sobre aspectos mineralógicos y cristalográficos. Estas cuestiones se han abordado empleando algunas de las técnicas habituales en este tipo de investigaciones: la difracción de rayos-X, la microscopía óptica mediante la elaboración de réplicas en acetato de las muestras, y la microscopía electrónica de barrido (SEM).

La mineralogía de las cristalizaciones freáticas ha sido determinada empleando la difracción de rayos-X, por medio de un dispositivo marca SIEMENS modelo D-5000, obteniendo datos semicuantitativos de las distintas especies minerales presentes. El muestreo de las distintas capas de crecimiento de los espeleotemas se realizó pulverizando de manera selectiva —usando una broca fina de sobremesa de eje flexible— las diferentes bandas observables macroscópicamente; estas bandas fueron numeradas de manera secuencial, asignando el número 1 a la capa más externa de cada espeleotema.

Los porcentajes de los distintos minerales, que integran una muestra, pueden ser calculados a partir de la altura de los picos de los difractogramas, método que proporciona resultados cuyos errores son considerables. Una manera más precisa para cuantificar los datos de difracción de rayos-X consiste en la evaluación de la intensidad total de los picos, la cual se

consigue procediendo a la medición de sus áreas (MILLIMAN, 1974); esta técnica permite una precisión mayor, siendo la utilizada en nuestras investigaciones. En lo relativo al contenido de magnesio (TUCKER, 1988), la calcita ocurre en dos formas: calcita cuya proporción de magnesio es inferior a 4 % moles de  $\text{MgCO}_3$  (LMC = *Low Mg Calcite*) y calcita magnesiana (HMC = *High Mg Calcite*), con valores superiores a 4 % moles aunque el rango más común comprende de 11 a 19 % moles de  $\text{MgCO}_3$ . En las determinaciones mineralógicas semicuantitativas realizadas se han distinguido, para ofrecer mayor detalle, los siguientes intervalos en cuanto al contenido en Mg de la calcita: 0-4 %, 4-11 % y >11 %.

Las réplicas en acetato, para su observación a través del microscopio óptico, se elaboraron siguiendo una técnica similar a la propuesta por ADAMS *et al.* (1984). Los espeleotemas freáticos una vez seccionados, y convenientemente pulidos, fueron atacados con una disolución de HCl al 10 %. Después de enjuagar la muestra, y seca ésta, se roció la superficie a replicar con abundante acetona aplicándosele una hoja de acetato de un grosor inferior a 0,1 mm. Cuando el espécimen se ha secado y la réplica está del todo endurecida, se puede proceder a despegar ésta con cuidado y dejarla prensada, para que se aplane, hasta su ulterior examen microscópico.

Fragmentos selectos de las muestras fueron individualizados para su observación e interpretación con el microscopio electrónico de barrido (SEM). El dispositivo empleado fue un HITACHI modelo S530. Se capturaron abundantes imágenes, de las cuales se incluye una selección de las más ilustrativas en el anexo fotográfico.

*Dataciones isotópicas Th/U.* Esta técnica de datación absoluta se fundamenta en la cuantificación de las relaciones isotópicas que resultan de la desintegración radioactiva de la serie  $^{238}\text{U} - ^{236}\text{Pb}$  (Figura 94), basándose en concreto en el desequilibrio entre los isótopos  $^{234}\text{U}$  y  $^{230}\text{Th}$

de la mencionada serie. Los aspectos teóricos y metodológicos de las técnicas de datación relacionadas con las series del Uranio pueden ser consultados en los pormenorizados trabajos de GASCOYNE (1984), GEYH & SCHLEICHER (1990), e IVANOVICH & HARMON (1982).

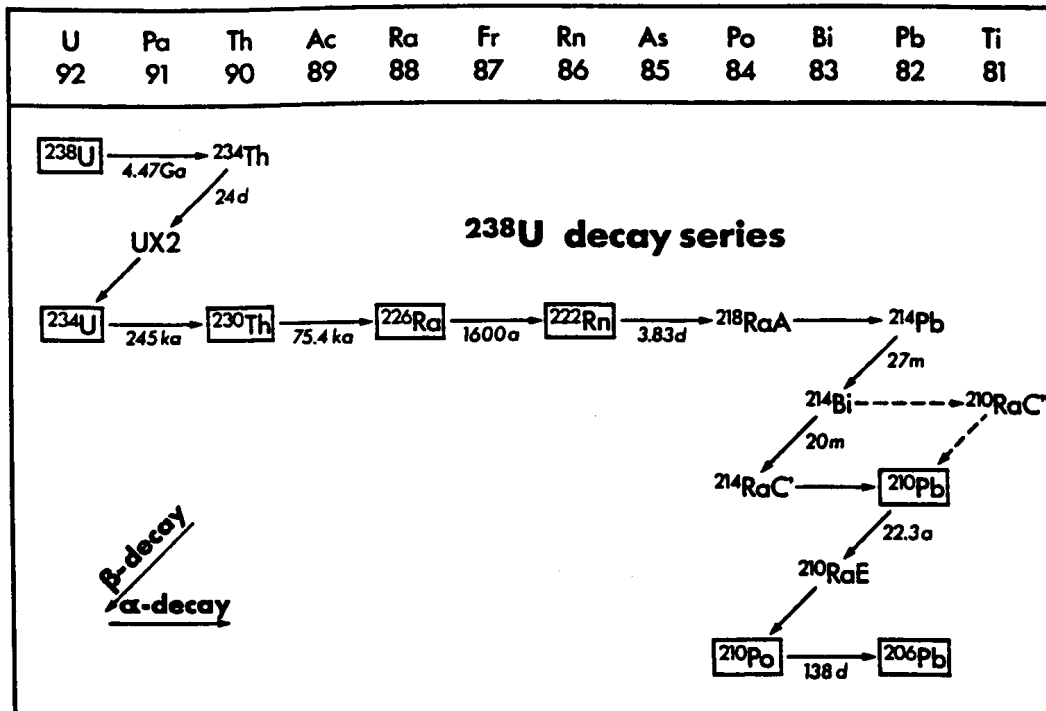


Figura 94: La serie de desintegración radioactiva del  $^{238}\text{U}$ , según GEYH & SCHLEICHER (1990) modificada.

En la parte superior se indican los distintos elementos de la serie, junto con sus respectivos números atómicos. Los miembros de mayor importancia geocronológica están incluidos dentro de recuadros; las cifras expresadas bajo las flechas indican la duración de la semivida de cada isótopo.

La aplicación de este método necesita de una serie de requerimientos, que por lo general se suelen dar en los carbonatos depositados en cuevas:

- Presencia de una cantidad medible de Uranio en la muestra (>10 ppb, o mejor aún >1 ppm); la fuente primaria de este elemento es la meteorización de las rocas ígneas, con la consiguiente incorporación de los isótopos del Uranio al ciclo hidrológico y sedimentario.
- Ausencia de productos de desintegración del Uranio, concretamente de Th de origen alogénico, en el momento de la deposición de la muestra.

- Debe tratarse de un sistema cerrado desde el punto de vista geoquímico, en el cual no hayan tenido lugar intercambios químicos (recristalización...) después de la coprecipitación del carbonato de Calcio y las sales de Uranio.

Cuando una roca que contiene Uranio es meteorizada, una proporción alta de átomos de  $^{234}\text{U}$  son movilizados junto con una cuantía relativa menor de  $^{238}\text{U}$  y  $^{235}\text{U}$ . Las tres especies citadas son oxidadas con

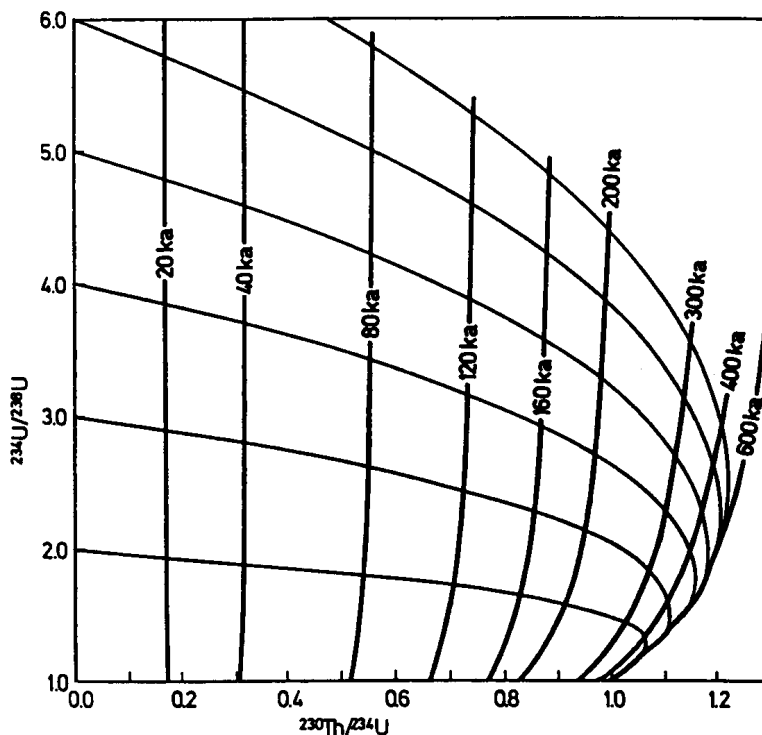


Figura 95:  
Solución gráfica de la ecuación cronométrica sobre la que se basa el método de datación  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  (según GEYH & SCHLEICHER, 1990, modificado).

En condiciones ideales los espeleotemas se depositan con una relación inicial  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  superior a 1, y una relación  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  de 0. Con el paso del tiempo, las relaciones isotópicas se desplazan hacia la derecha hasta alcanzar valores de  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  cercanos a la unidad, ya en el límite de aplicación del método.

facilidad, siendo transportadas en disolución por las aguas bicarbonáticas; con posterioridad dichas especies resultan coprecipitadas en los espeleotemas, junto con la calcita y/o el aragonito. Estos átomos de Uranio se desintegran por emisión de partículas  $\alpha$  y  $\beta$ , resultando isótopos intermedios entre los que se cuenta el  $^{230}\text{Th}$  (ver Figura 94). El método de datación principal de las series del Uranio se basa en la desintegración del exceso de  $^{234}\text{U}$  el cual, mediante la emisión de partículas  $\alpha$ , se transforma en  $^{230}\text{Th}$ . En un sistema cerrado ideal, el  $^{230}\text{Th}$  se acumula sólo como resultado de la descomposición radioactiva del  $^{234}\text{U}$ , de tal manera que la relación isotópica  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  tiene valor cero en el momento de la formación

del espeleotema (Figura 95). La posible presencia de Torio no radiogénico es evaluada calculando la relación  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ , la cual debería ser  $>20$  para poder descartar la existencia de contaminación de origen detrítico. El límite temporal para la aplicación fiable de la técnica  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  se sitúa en torno a los 350 ka.

El procedimiento analítico es muy complejo (GEYH & SCHLEICHER, 1990; IVANOVICH & HARMON, 1982; PAZZELLI, 1999) e incluye la separación de los complejos isotópicos del Uranio y del Torio presentes en los espeleotemas estudiados, y la medición de su actividad efectuada ya sea mediante conteo de desintegraciones alfa o por medio de espectrometría de masas. La preparación de las muestras se ha realizado de acuerdo a los procedimientos descritos por EDWARDS *et al.* (1986-87), para los análisis de espectrometría de masas, y por BISCHOFF *et al.* (1988) en lo relativo a la técnica de conteo de desintegraciones alfa. El equipamiento empleado para la medición de las composiciones isotópicas ha consistido en un espectrómetro alfa EG&G ORTEC 920-8, así como un espectrómetro de masas FINNIGAN MAT262. La edad Th/U y la relación inicial  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  han sido calculadas con el programa ISOPLOT, diseñado por LUDWIG (1994) para el proceso de datos de isótopos radiogénicos.

En los espeleotemas de antigüedad mayor a los 200 ka, las edades obtenidas pueden tener márgenes de error superiores al 10 %; no obstante, en la mayoría de las muestras los errores asociados a las edades calculadas suelen ser inferiores al 5 %, tal como puede observarse en las tablas incluidas en el subcapítulo 6.6. En dichas tablas los errores aparecen expresados indistintamente como  $1\sigma$  ó  $2\sigma$ , según se indica en cada caso.

Mediciones de ESR (Electron Spin Resonance). Se trata de una técnica geocronométrica bastante reciente, cuyas bases teóricas y metodológicas están ampliamente desarrolladas en GEYH & SCHLEICHER (1990), GRÜN (1985), y HENNIG & GRÜN (1983). Este sistema de datación absoluta tiene

su fundamento en el siguiente principio: la radiación ambiental —resultante tanto de la desintegración de los elementos radioactivos (emisión de partículas  $\alpha$ ,  $\beta$  y  $\gamma$ ) como originada por la radiación de procedencia cósmica que llega a la superficie del planeta— actúa liberando electrones de sus posiciones iniciales en la estructura cristalina de un compuesto químico, produciendo así deficiencias en ella. Los electrones libres quedan atrapados en defectos del enrejado cristalino, en los cuales tiene lugar la acumulación de electrones extra; estos defectos de los cristales (o *trampas* de electrones) se van produciendo a una tasa proporcional a la radiación ambiental, hasta alcanzar un punto en que su ritmo de desintegración espontánea es igual a su tasa de formación. Dicho umbral, conocido como *saturación* del cristal, supone el límite de las posibilidades de datación para una determinada muestra. De esta forma, conociendo la radiación total (*Dosis Acumulada*) absorbida a lo largo del tiempo por un depósito cristalino —en estado de no saturación— y la tasa anual de radiación recibida por él (*dosis anual*), es factible determinar de manera muy simple su edad.

A la vista de lo expuesto, no es de extrañar que esta técnica de datación se incluya —junto con la Termoluminiscencia (TL) y otros numerosos métodos— en lo que GEYH & SCHLEICHER (1990) denominan *radiation damage techniques*, las cuales quedan bien individualizadas con respecto a los métodos estrictamente *radiométricos* (Th/U, por ejemplo) basados en la desintegración de isótopos radioactivos. Para GILLIESON (1996) las mediciones de ESR se encuadrarían en las técnicas de datación que algunos autores califican como *radiogénicas*, considerándolas asimismo separadas de los procedimientos radiométricos propiamente dichos.

Pasando a aspectos más concretos, diremos que la edad ESR resulta de la aplicación de la siguiente fórmula sencilla:

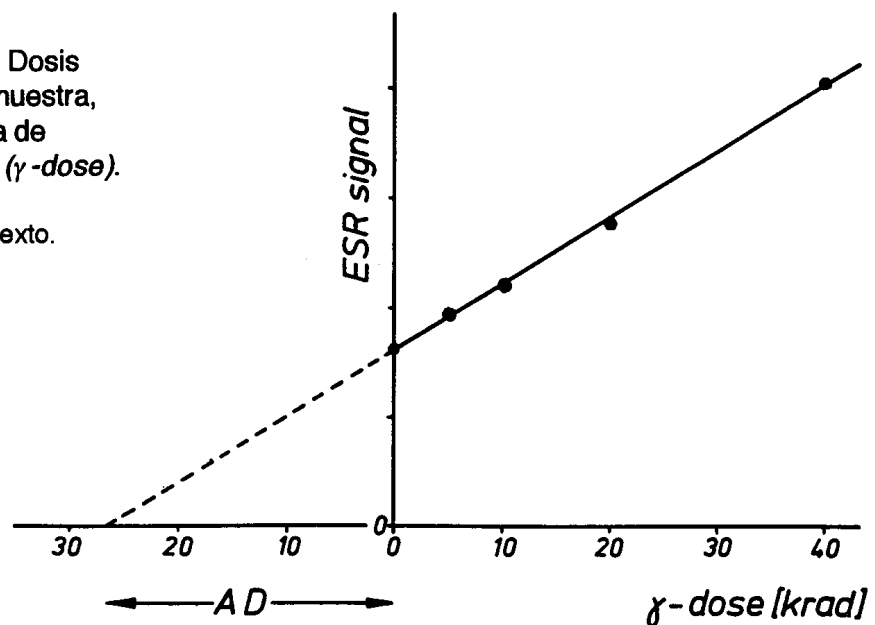
$$\text{edad [años]} = \frac{\text{Dosis Acumulada [rad]}}{\text{dosis anual [rad/año]}}$$

en la cual las dosis de radiación, recibidas por la muestra a datar, se expresan indistintamente en las unidades radiológicas siguientes: el **rad**

(*radiation absorbed dose*) y sus múltiplos —Mrad, krad, mrad—, o el gray (Gy) que equivale a 100 rad.

La cuantificación de la *Dosis Acumulada* —también denominada: *accumulated dose, total dose* o *archaeological dose*— se efectúa midiendo la señal paramagnética del depósito mediante espectroscopia-ESR. La muestra a analizar es sometida a la técnica de *irradiación aditiva* (HENNIG & GRÜN, 1983), consistente en tratar muestras homogéneas del

Figura 96:  
Determinación mediante espectroscopia ESR de la Dosis Acumulada (AD) de una muestra, utilizando la técnica aditiva de irradiación artificial gamma ( $\gamma$ -dose). Según GRÜN (1986). Explicación detallada en el texto.



mismo depósito con dosis crecientes de radiación  $\gamma$ , midiendo las señales ESR obtenidas (Figura 96, mitad derecha). La extrapolación hasta el 0 del eje de ordenadas, permite determinar la Dosis Acumulada previa a la irradiación artificial (mitad izquierda de la Figura 96).

El mayor problema del método ESR radica en la estimación de la *dosis anual* —*annual dose, environmental dose*— de radiación que ha recibido un determinado espeleotema. Dicha dosis anual se estima en base a la concentración de elementos radioactivos presentes en el depósito, así como teniendo en cuenta la radiación  $\gamma$  que llega a una localidad dada;

ambos componentes de la dosis anual se suelen denominar respectivamente *internal dose rate* y *external dose rate*. La primera de ellas se determina de manera analítica a partir de la actividad de los elementos radioactivos (U, Th...) de la muestra, mientras la segunda precisa de mediciones de rayos- $\gamma$  in situ.

La dificultad en el establecimiento preciso de la dosis anual hace que la fiabilidad de esta técnica geocronométrica sea hoy en día cuestionada (FORD & WILLIAMS, 1989; GILLIESON, 1996), por lo menos en cuanto a su aplicabilidad a la datación de espeleotemas. Por estos motivos las investigaciones relacionadas con mediciones de ESR suelen apoyarse en dataciones Th/U, con la finalidad de calibrar la dosis anual en base a edades de contrastada solidez. En esta línea, algunos autores como GILLIESON (1996) consideran la técnica de ESR más como un procedimiento de datación relativa, que no como un auténtico método de datación absoluta.

*Análisis de isótopos estables.* Este tipo de estudios se han centrado en los isótopos estables del Oxígeno ( $^{18}\text{O}$  y  $^{16}\text{O}$ ) y del Carbono ( $^{13}\text{C}$  y  $^{12}\text{C}$ ), cuyas aportaciones al conocimiento de paleotemperaturas y otras variables ambientales están de sobras documentadas (FAURE, 1986). Cabe recordar al respecto que la sucesión de estadios climáticos del Cuaternario, internacionalmente admitida en la actualidad (SHACKLETON & OPDYKE, 1973; MARTINSON *et al.*, 1987), está elaborada en base al registro de  $^{18}\text{O}$  en sedimentos oceánicos. Esos estadios isotópicos, establecidos a partir de la sedimentación marina profunda, han sido también reconocidos en los registros de  $^{18}\text{O}$  correspondientes a carbonatos freáticos continentales (WINOGRAD *et al.*, 1988, 1992) así como en sondeos realizados en el hielo polar (JOHNSEN *et al.*, 1992).

El Oxígeno tiene tres isótopos estables ( $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  y  $^{18}\text{O}$ ) de los cuales el  $^{16}\text{O}$  es con mucho el de mayor abundancia. Aunque el  $^{18}\text{O}$  se encuentra en la naturaleza en cantidades más pequeñas (el  $^{18}\text{O}$  es alrededor de 500



veces menos abundante que el  $^{16}\text{O}$ ), la abundancia de este isótopo presenta ligeras variaciones; éstas pueden ser usadas para estimar oscilaciones paleotermométricas, conforme al siguiente hecho: la relación isotópica  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  no es constante, pudiendo variar en el tiempo según el principio de que el isótopo más pesado se concentra preferencialmente en la fase de mayor densidad.

Estas variaciones en la relación  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ocurren como resultado del proceso de *fraccionamiento*. En este proceso, un isótopo es transferido de manera preferencial con respecto a otro cuando tiene lugar un cambio de estado, por ejemplo durante la cristalización de un espeleotema. Además de otros muchos factores —que actúan en ocasiones de manera contrapuesta— el fraccionamiento isotópico está controlado por la temperatura, de tal modo que los episodios climáticos fríos se traducen en un enriquecimiento de sus depósitos en  $^{18}\text{O}$  (o sea en composiciones isotópicas “pesadas”), mientras que los ascensos termométricos ocasionarán precipitados con relaciones  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  más bajas (composiciones isotópicas “ligeras”). El desarrollo de todas estas cuestiones geoquímicas queda claramente fuera de las pretensiones y posibilidades de estas páginas, remitiendo al interesado a obras específicas que profundicen sobre la materia (FAURE, 1986; GILLIESON, 1996).

Las relaciones isotópicas del Oxígeno son medidas mediante espectrometría de masas, y los valores expresados según la siguiente fórmula:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{muestra}} - {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{estándar}}}{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{estándar}}} \times 1000$$

como se puede observar, el valor de  $\delta^{18}\text{O}$  (expresado en ‰) resulta de la diferencia entre la relación  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  medida en la muestra y aquella otra correspondiente a un estándar internacionalmente admitido. Ese estándar en el caso de la calcita corresponde a un fósil de belemnite de una formación

geológica concreta (**PDB** = *PeeDee Belemnite*), usándose por otro lado el valor medio del agua oceánica (**SMOW**= *Sea Mean Oceanic Water*) para los análisis isotópicos de aguas; existen fórmulas simples de conversión para los valores expresados en relación a uno u otro estándar (FAURE, 1986). Como se puede deducir de la fórmula antes indicada, los valores más elevados de  $\delta^{18}\text{O}$  corresponden a composiciones isotópicas pesadas (enriquecimiento en  $^{18}\text{O}$ ), a la vez que las magnitudes negativas indican relaciones isotópicas inferiores al estándar utilizado.

Aparte de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$ , se han determinado también las relaciones  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  de las mismas muestras, expresando asimismo los resultados como  $\delta^{13}\text{C}$  de modo análogo a lo expuesto al hacer referencia a los isótopos estables del Oxígeno. A pesar de que existen escasos estudios interpretativos sobre los isótopos estables del Carbono en los espeleotemas, éstos son susceptibles de aportar indicios acerca de posibles cambios paleoambientales, como pueden ser las tasas de evaporación o las variaciones en el tipo y la extensión de la cubierta vegetal (FORD, 1997; GILLIESON, 1996).

Las muestras seleccionadas para esta clase de investigaciones han sido básicamente espeleotemas freáticos de los cuales se habían realizado las oportunas dataciones Th/U, lo que permite poder situar en el tiempo los resultados conseguidos. También se han analizado —para su comparación y estudio integrado— algunos especímenes de espeleotemas de origen vadoso, además de muestras de agua procedentes de los lagos salobres de algunas localidades. Las muestras de espeleotemas han sido preparadas conforme al procedimiento descrito por McCREA (1950), tratándolas con  $\text{H}_3\text{PO}_4$  al 100 %, a 25 °C, y midiendo las relaciones isotópicas del Carbono y del Oxígeno a partir del  $\text{CO}_2$  obtenido. El equipamiento empleado fue un espectrómetro de masas FINNIGAN MAT252. La precisión de los datos isotópicos aportados es del orden del  $\pm 0,05$  ‰.

## **6.5. Datos mineralógicos y cristalográficos**

La mineralogía, textura y estructura de los espeleotemas freáticos es un campo todavía poco trabajado, sobre el cual se han publicado hace ya algunas décadas unas pocas aportaciones pioneras, más o menos extensas y detalladas (POMAR *et al.*, 1976, 1979; GINÉS *et al.*, 1981b; HADES, 1985). Aparte de dichos trabajos, la cristalografía de estos depósitos es mal conocida, como consecuencia de la menor atención dedicada a los cementos carbonáticos precipitados por aguas dulces, en comparación con aquellos otros generados en el medio marino (SCHNEIDERMANN & HARRIS, 1985). Aún así, algunas publicaciones recientes se ocupan de los cementos de carbonatos formados en ambientes no marinos, incidiendo en la cristalografía de los espeleotemas en general (CHAFETZ *et al.*, 1985; GONZÁLEZ *et al.*, 1992; ONAC, 1997); estos trabajos incluyen referencias, hechas de pasada, a las fábricas cristalinas de los espeleotemas originados en condiciones subacuáticas.

Sin ánimo de efectuar una aproximación profunda a estas cuestiones, se procede a continuación a exponer las informaciones mineralógicas y cristalográficas, que ha sido posible reunir como resultado de las investigaciones destinadas a la elaboración de esta memoria. Las observaciones que se detallan corresponden al estudio de las muestras de espeleotemas freáticos recolectados —en la primera fase de nuestros trabajos— por encima o en las inmediaciones del nivel marino actual. Los especímenes recogidos a diferentes profundidades por debajo de la presente cota  $\pm 0$  metros no han sido todavía objeto, de manera sistemática y pormenorizada, de análisis mineralógicos y cristalográficos.

### **6.5.1. Mineralogía**

Ha sido determinada la mineralogía de las distintas subcapas acrecionales, distinguibles en 13 ejemplares de espeleotemas freáticos. De cada muestra se han obtenido entre 2 y 5 submuestras —dependiendo de la complejidad del espeleotema y de la magnitud del sobrecrecimiento subacuático— individualizadas desde el exterior hacia la parte interna del depósito; estas submuestras se han etiquetado secuencialmente a partir de la letra **a**, correspondiente siempre a la subcapa más externa de la cristalización. Para evitar confusiones, en ningún momento se han analizado los espeleotemas vadosos que sirven de soporte a la mayoría de revestimientos freáticos.

Los datos mineralógicos obtenidos se detallan en la Tabla 28, tratándose de datos porcentuales calculados en base a las áreas de los picos de los difractogramas (MILLIMAN, 1974). En lo que respecta a la presencia de calcita ( $\text{CaCO}_3$ ), se han diferenciado tres rangos relativos a su contenido en Mg: 0-4 %, 4-11 % y >11 % (TUCKER, 1988); el primero de ellos corresponde a calcita con bajo contenido en magnesio (LMC = *Low Mg Calcite*), y los otros dos a calcita magnesiana (HMC = *High Mg Calcite*). En la presente tabla se han reflejado, como informaciones adicionales, la cronología Th/U de las muestras (ver siguiente capítulo) así como la edad del sustrato geológico que acoge a cada localidad.

Un primer vistazo a la Tabla 28 deja ya bien patente el predominio total de las mineralogías calcíticas, en concreto calcita magnesiana (HMC)

---

Tabla 28: Datos mineralógicos obtenidos mediante difracción de rayos-X, correspondientes a muestras de espeleotemas freáticos. Se trata de datos semicuantitativos, calculados a partir de las áreas de los picos de los difractogramas. Las muestras aparecen relacionadas en orden creciente de antigüedad.

Las distintas localidades aparecen designadas por las siglas siguientes: **VB**: Cova de Cala Varques B; **FA**: Cova de Cala Falcó; **DI**: Cova del Dimoni; **SE**: Cova des Serral; **PI**: Coves del Pirata; **PO**: Cova des Pont; todas ellas en el municipio de Manacor. **BA**: Cova de na Barxa; **MI**: Cova de na Mitjana; ambas en el municipio de Capdepera. **a**: submuestra más externa; **b - e**: submuestras obtenidas secuencialmente hacia el interior del espeleotema. **Mz**: Mesozoico; **m**: Mioceno Superior.

muestra	Calcita			Aragonito	Dolomita	Cuarzo	estadio isotópico	sustrato
	LMC < 4 % Mg	H M C 4-11 % Mg	>11 % Mg					
VB-SA	a	—	100,00	—	—	—	sub-actual	m
	b	—	100,00	—	—	—		
	c	—	100,00	—	—	—		
VB-D2	a	—	100,00	—	—	—	5a	m
	b	—	100,00	—	—	—		
	c	—	100,00	—	—	—		
	d	—	100,00	—	—	—		
	e	—	100,00	—	—	—		
FA-D3-4	a	—	23,85	60,18	2,62	13,35	5a	m
	b	—	11,73	—	85,64	2,63		
	c	—	12,68	—	82,32	5,00		
DI-D3	a	—	—	—	98,00	2,00	5c	m
	b	—	53,59	—	45,61	0,80		
	c	—	1,88	—	94,77	3,35		
	d	—	25,95	—	74,05	—		
DI-D1-1/2	a	—	28,03	—	68,71	3,26	5e	m
	b	—	44,48	—	54,12	1,40		
	c	—	74,74	—	25,26	—		
SE-D2	a	—	100,00	—	—	—	5e	m
	b	—	100,00	—	—	—		
	c	—	100,00	—	—	—		
PI-D1	a	—	100,00	—	—	—	5e	m
	b	—	100,00	—	—	—		
BA-D3	a	63,44	—	—	34,92	1,64	5e	Mz
	b	—	—	90,76	1,30	7,94		
	c §	—	95,50	—	—	4,50		
	d	—	—	81,60	—	18,40		
MI-D1a/b	a	—	100,00	—	—	—	7?	Mz
	b	—	100,00	—	—	—		
	c	—	100,00	—	—	—		
	d	—	100,00	—	—	—		
MI-D2	a	—	100,00	—	—	—	7	Mz
	b	—	100,00	—	—	—		
	c	—	100,00	—	—	—		
MI-D3	a	—	100,00	—	—	—	9?	Mz
	b	—	100,00	—	—	—		
	c	—	100,00	—	—	—		
DI-D4	a	—	41,02	52,62	1,02	0,46	sin datación	m
	b	—	100,00	—	—	—		
	c	—	100,00	—	—	—		
PO-D2	a	—	100,00	—	—	—	sin datación	m
	b	100,00	—	—	—	—		

§ = indicios de arcillas

(HMC) con un contenido de  $\text{MgCO}_3$  situado en el intervalo del 4 al 11 %. De hecho, hasta 26 de las submuestras analizadas están integradas al 100 % por esta mineralogía. Sólo unas pocas submuestras están constituidas (en proporciones diversas) ya sea por LMC, o por HMC con porcentajes de Mg superiores al 11 %. La segunda mineralogía más frecuente es con claridad el aragonito —variedad polimorfa de  $\text{CaCO}_3$ — que alcanza en bastantes submuestras porcentajes superiores al 70 %, los cuales se complementan con cifras porcentuales menores de HMC (4-11 % de Mg) y de dolomita.

La presencia de dolomita ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ) es casi siempre poco relevante desde el punto de vista cuantitativo (<5 %), aunque en dos de las submuestras estudiadas alcanza valores superiores al 10 %. En uno de los casos (muestra *BA-D3*), al relativamente alto contenido de este mineral es factible atribuirle un origen detrítico, relacionado con el carácter dolomítico de las rocas mesozoicas en las que está enclavada esa localidad; en las otras muestras donde aparece la dolomita, su presencia también podría estar ligada a la dolomitización de las rocas encajantes, en esta ocasión las calizas tabulares del Mioceno Superior. En cuanto al cuarzo, éste sólo ha sido detectado (<5 %) en la capa más externa de una única muestra (*DI-D4*), pudiendo estar vinculado a aportes exógenos de dicho mineral.

Aparte del predominio avasallador de las mineralogías calcíticas, los datos aportados ahora ponen de manifiesto la frecuencia del aragonito, como constituyente mineral habitual de los espeleotemas freáticos; hecho que ya se había constatado en publicaciones anteriores (POMAR *et al.*, 1976; GINÉS *et al.*, 1981b). La presencia de este polimorfo del  $\text{CaCO}_3$  suele tener lugar, en las muestras estudiadas, en forma de capas milimétricas o centimétricas de aragonito que alternan con otras más delgadas de mineralogía calcítica.

En cuanto a la cronología de los espeleotemas freáticos analizados, es posible comprobar cómo las cristalizaciones de aragonito quedan circunscritas a los depósitos pertenecientes a los diferentes subestadios del último interglacial (estadio isotópico 5). Esta constatación podría apuntar

hacia un significado paleoclimático de las mineralogías aragoníticas, las cuales se corresponderían con eventos de marcado signo cálido (POMAR *et al.*, 1976).

En este sentido, aunque está bien documentado que la mineralogía de los carbonatos marinos varía con la temperatura del agua, la casuística local puede ser muy compleja. La experimentación por precipitación inorgánica indica, en el caso de agua marina normal, que por encima de 30° C sólo precipita aragonito, con morfologías características formadas por agujas y esferulitas, mientras que entre 15 y 17° C el precipitado es una mezcla de aragonito y HMC, en forma de agujas y de cristales equigranulares. A temperaturas inferiores a 3° C es la LMC la que precipita en forma de rombos y grandes cristales (KINSMAN & HOLLAND, 1969). De esta manera, también la morfología de los cristales puede servir para inferir la temperatura de deposición de la calcita (RAO, 1981). Un aspecto a tener presente asimismo es que, en el caso de la LMC, a temperaturas bajas la calcita suele estar asociada a otros carbonatos metaestables, los cuales pueden ser estables en condiciones marinas, pero cambian rápidamente a calcita y/o aragonito al variar las condiciones del medio (MARLAND, 1975).

A pesar de lo expuesto, debe ser tenido en cuenta que entre los 7 espeleotemas investigados pertenecientes al estadio isotópico 5 abundan también los depósitos de calcita, circunstancia que no sustenta la existencia de una relación causal unívoca entre precipitación de aragonito y máximos termométricos interglaciales. En relación con estas cuestiones RAO (1996) y HILL & FORTI (1997) ponen de relieve la concurrencia de factores muy diversos —además de las temperaturas elevadas— que pueden condicionar la deposición de aragonito en el medio subterráneo: contenido de Mg y Sr de las soluciones hídricas, grado de subsaturación de dichas soluciones, procesos de evaporación, pCO<sub>2</sub>, salinidad, concentración de Ca, etc. La complejidad de las variables involucradas hace pensar que la presencia de aragonito tal vez está más controlada por factores físico-químicos de carácter local (a nivel de cada cavidad o de cada lago concreto), que no por condicionantes estrictamente paleoclimáticos ligados a eventos cálidos.

Haciendo abstracción de las últimas argumentaciones —y abundando en una cierta componente paleoclimática en la precipitación del aragonito— conviene comentar ahora que no han sido detectadas cristalizaciones aragoníticas, mediante la observación macroscópica de las muestras de espeleotemas freáticos recogidos por debajo del nivel marino actual. Como ya se ha comentado antes, está por efectuar el estudio mineralógico y cristalográfico de estos especímenes; sin embargo su morfología externa, y la textura cristalina observable a simple vista en las secciones de estas muestras, no permiten constatar los rasgos característicos de los depósitos de aragonito (superficies lisas, estructura radial...) que más adelante se describirán en detalle. La aseveración incuestionable de que estos espeleotemas freáticos sumergidos corresponden a pulsaciones climáticas de carácter frío, podría justificar por sí sola la ausencia de cristalizaciones aragoníticas durante esos paleoniveles regresivos, echando mano tan sólo del factor temperatura.

Debe tenerse en consideración, no obstante, la incidencia de otras variables —también potencialmente ligadas al clima— que controlan la cinética deposicional del aragonito; por ejemplo las bajas relaciones Mg/Ca en las soluciones favorecen la deposición de calcita, mientras que relaciones Mg/Ca >4,4 determinan la precipitación del aragonito (HILL & FORTI, 1997). De esta forma, la presencia de este mineral podría identificar, en teoría, una elevada componente marina en el sistema hidrogeoquímico (razón Mg/Ca elevada), relacionable con períodos de marcada aridez.

Conforme a estas argumentaciones, los acontecimientos interglaciales (con deposición de aragonito en algunas localidades) quizás irían asociados en nuestro caso a condiciones climáticas áridas, mientras que las pulsaciones de signo frío se podrían corresponder con pluviometrías elevadas, las cuales conllevarían bajas relaciones Mg/Ca en las aguas freáticas litorales. Este modelo teórico está en concordancia con las implicaciones paleoclimáticas derivadas del estudio de los isótopos estables del Oxígeno y del Carbono en este tipo de cristalizaciones, las cuales se



desarrollan en el subcapítulo 6.8 de esta memoria; para profundizar en estas cuestiones, remitimos ahí al lector interesado. A modo de conclusión, la ocurrencia de aragonito durante el estadio isotópico 5 debe ser considerada como un probable indicador paleoclimático, sea cual fuere el mecanismo propiciador de su precipitación: temperaturas medias relativamente elevadas, o notable intrusión marina ligada a bajas pluviometrías.

### **6.5.2. Aspectos cristalográficos**

Los espeleotemas incluidos en la Tabla 28 han sido estudiados mediante microscopía óptica, previa elaboración de réplicas en acetato de secciones de dichos depósitos. A partir de esas réplicas se ha procedido a la caracterización cristalográfica de las muestras, complementando las observaciones con el uso de la microscopía electrónica de barrido (SEM) para la interpretación de determinados especímenes.

Se efectúa acto seguido una descripción cristalográfica y textural sucinta de cada muestra, que pueda servir de base a la posterior sistematización de los hábitos y fábricas cristalinas reconocibles en los espeleotemas freáticos, y cómo dichas fábricas se materializan en morfologías externas características. Para la descripción de las distintas muestras se han tenido en consideración, de manera sistemática, los siguientes aspectos:

- magnitud de los cristales (órdenes:  $\mu\text{m}$ , mm, cm) y homegeneidad o heterogeneidad de su tamaño (agregados equicristalinos o inequicristalinos)
- morfología de los cristales:
  - hábito cristalino (acicular, fibroso, elongado, isométrico...)
  - desarrollo de las caras (cristales anedrales, subedrales, euedrales)
- fábricas resultantes (radial, paralela, dendrítica, macrocristalina, isotrópica...)
- presencia de porosidad primaria (ligada al crecimiento cristalino) o secundaria (disolución, recristalización...)
- aspecto externo del espeleotema (superficies lisas, rugosas, botrioidales, globulares, arborescentes, poliédricas...).

La definición de los términos y conceptos enumerados más arriba —cuando éstos no sean unívocos o de uso común— se realizará a medida que se proceda a la caracterización textural de las distintas muestras.

**Muestra VB-SA.** Cristales subedrales y euedrales de calcita de orden micrométrico (Foto 65), equicristalinos, que crecen con hábito fibroso constituyendo fábricas paralelas dispuestas perpendiculares al soporte (Foto 58). Los cristales se agrupan formando haces globulares, ligeramente divergentes, conforme nos alejamos del sustrato. Estas estructuras globulares presentan un apreciable bandeo consecuencia de interrupciones en el crecimiento cristalino, aunque los cristales conservan por lo general la continuidad óptica. Se aprecian formas de transición hacia agregados radiales, en las zonas distales del espeleotema (Foto 57). La porosidad primaria es abundante en los sectores distales del precipitado, allí donde tiene lugar la coalescencia de las diferentes unidades globulares, las cuales resultan distinguibles macroscópicamente en la superficie del depósito.

**Muestra VB-D2** (Fotos 35 y 36). Calcita fibrosa micrométrica equicristalina que crece de modo perpendicular a una estalactita vadosa. Los cristales son entre subedrales y euedrales presentando fábricas paralelas, que pueden aparentar estructuras radiales en las secciones transversales del espeleotema. No llegan a constituirse acreciones globulares al tratarse de un revestimiento muy uniforme desarrollado alrededor de un soporte cilíndrico (estalactita), el cual permite un crecimiento cristalino sin interferencias en cualquier dirección perpendicular al eje del soporte. No hay porosidad reseñable.

**Muestra FA-D3-4.** Espécimen relativamente complejo que consiste (de interior a exterior) en una primera capa de cristales micrométricos —subedrales, que van evolucionando a euedrales— de calcita equicristalina con muchos puntos de nucleación; sobre ella (Fotos 59 y 60) se disponen sucesivas bandas, más potentes, de aragonito acicular radial con cristales

dispersos de calcita en la base de dichas bandas. La franja exterior de la muestra consiste en una delgada capa de cristales micrométricos anedrales de calcita. No presenta porosidad de ningún tipo. La morfología externa del espeleotema es redondeada y su superficie lisa.

**Muestra DI-D3** (Foto 39). Sobre un soporte constituido por una estalactita vadosa se disponen algunas finas bandas de calcita fibrosa micrométrica, que sustentan un grueso revestimiento de aragonito acicular, de fábrica radial y cristales de tamaño entre milimétrico y centimétrico. En esas capas aragoníticas, de unos pocos centímetros de espesor total, abundan cristales anedrales micrométricos de calcita sobreimpuestos a las agujas de aragonito. Carece de porosidad. Aspecto exterior liso.

**Muestra DI-D1-1/2** (Foto 38). Se trata de un revestimiento freático parietal semejante al de la muestra anterior. En su parte más interna se aprecian diversas capas milimétricas de cristales aciculares de aragonito de tamaño micrométrico, alternando con leves bandas algo limosas de calcita subedral micrométrica. Sobre esta sucesión de bandas se dispone una gruesa capa (entre 2 y 3 centímetros) de aragonito acicular radial, cuyos cristales son de orden milimétrico a centimétrico. No se observa ninguna clase de porosidad. La morfología externa es totalmente lisa.

**Muestra SE-D2** (Foto 41). Grueso sobrecrecimiento de macrocristales milimétricos de calcita euedral, que crecen formando bandas pero conservando la continuidad óptica durante al menos unos 15 centímetros. Los cristales se agrupan en macroestructuras de apariencia dendrítica (Foto 61) las cuales originan morfologías muy ramificadas. La porosidad primaria es muy importante, sobre todo en los sectores situados entre las estructuras arborescentes que configuran el espeleotema. La superficie externa es muy articulada presentando un numerosísimas anfractuosidades.

**Muestra PI-D1** (Foto 37). Sobre una delgada estalactita aérea se dispone una capa de cristales isométricos anedrales de calcita, de tamaño micrométrico, que conforman una fábrica claramente isotrópica (Foto 56). La

capa descrita evoluciona hacia una fábrica paralela de cristales elongados de calcita, cuya dimensión mayor es de orden milimétrico a centimétrico. No posee porosidad apreciable. La superficie exterior se muestra con apariencia y tacto rugoso al estar constituida por las terminaciones de macrocristales milimétricos (Foto 66), observables con facilidad a simple vista.

**Muestra BA-D3.** Revestimiento que afecta a algunas estalactitas vadosas, ocasionando un depósito de apariencia globular. Sobre el soporte mencionado aparece dispuesto un extraño recubrimiento de mineralogía básicamente calcítica, que incluye fragmentos detríticos de tamaño micrométrico; esta capa, de unos dos centímetros de espesor, se halla muy cementada por partículas cuyos tamaños están situados entre 5 y 10 micras, e incluso menos en ocasiones. Entre las diminutas partículas que constituyen este sobrecrecimiento, se observan restos micrométricos de organismos marinos (Foto 70). Hacia la parte exterior de este inusual depósito parecen distinguirse estructuras bioconstructivas (Foto 69), la naturaleza de las cuales está por determinar. Finalmente, esta muestra se resuelve en forma de una capa externa de unos pocos milímetros de espesor (Foto 67), constituida por cristales micrométricos de aragonito acicular freático, que se agrupan formando llamativas estructuras radiales (Foto 68). No existe porosidad relevante. La superficie externa de la muestra no exhibe características distintivas remarcables.

**Muestras MI-D1, MI-D2 y MI-D3** (Fotos 23 y 42). Son éstas tres muestras similares, procedentes de la misma localidad, formadas por macrocristales elongados (de orden milimétrico a centimétrico) de calcita entre subedral y euedral (Foto 62). Existe una abundante porosidad secundaria, consecuencia de los procesos de recristalización que han afectado al parecer a estas muestras. En detalle se observan agregados de calcita fibrosa de fábrica paralela, que se agrupan en estructuras globulares, las cuales no llegan a materializarse en la superficie del depósito; probablemente se trate de precipitados neomórficos ligados a la recristalización parcial del espeleotema. La superficie externa de estos especímenes está caracterizada por la yuxtaposición de espectaculares

poliedros centimétricos, que suponen la exteriorización de la fábrica macrocristalina, y sin orientación preferente, del conjunto del depósito.

**Muestra DI-D4** (Foto 40). Espeleotema constituido por cristales milimétricos euedrales de calcita fibrosa, agrupados en agregados radiales equicristalinos que originan formas hemiesféricas coalescentes. Esta capa calcítica, que alcanza entre 1 y 4 centímetros de espesor, presenta una interrupción clara del crecimiento cristalino, sobre la que se dispone una banda milimétrica de calcita subedral isométrica (Foto 55) con muchos puntos de nucleación. Por encima de esta última, y separada por una fina banda de materiales lutíticos, se aprecia un revestimiento milimétrico de aragonito acicular radial (Fotos 53 y 54). Estas delgadas capas exteriores parecen corresponder a un episodio deposicional distinto del que originó la parte interna del espeleotema; la extrema delgadez de tales capas no llega a enmascarar el aspecto botrioidal del depósito, apariencia condicionada por la fábrica radial de los agregados de calcita fibrosa, que constituyen el grueso de la muestra. Presenta algo de porosidad primaria en las partes más superficiales del espeleotema, siempre en las zonas de colaescencia entre protuberancias hemiesféricas.

**Muestra PO-D2.** La parte interna de esta muestra consiste en una capa de cristales isométricos de calcita anedral, de tamaño milimétrico. Esta delgada banda equicristalina configura una fábrica isotrópica, que evoluciona hacia agregados paralelos de cristales anedrales de calcita (Fotos 63 y 64), de hábito elongado y dimensión mayor entre milimétrica y centimétrica. La textura exterior es de carácter rugoso, al individualizarse los extremos distales de los cristales de calcita. No se aprecia porosidad digna de ser reseñada.

### **6.5.3. Discusión**

La precipitación de los diferentes minerales de  $\text{CaCO}_3$  está controlada por el efecto del ión  $\text{Mg}^{2+}$  (también del  $\text{Na}^+$ ) como se ha

comentado con anterioridad, pero también por la tasa de crecimiento cristalino (FOLK, 1974; GIMÉNEZ & TABERNER, 1997). Las dimensiones del cristal son pequeñas (micrita) en el caso de precipitación veloz por sobresaturación, desgasificación rápida de CO<sub>2</sub> y por nucleación múltiple. Las texturas fibrosas están relacionadas con crecimientos más lentos de los cristales que en el caso de las micritas, o con la inclusión de Mg<sup>2+</sup> en la red. Los cristales más grandes (esparitas) suelen corresponder a crecimientos cristalinos lentos a partir de soluciones con bajos contenidos en Mg<sup>2+</sup>.

Los datos expuestos en las páginas precedentes requieren el ensayo de una sistematización, que intente relacionar los aspectos cristalográficos y mineralógicos con la morfología macroscópica de los espeleotemas freáticos. La Figura 97 ha sido elaborada con este propósito, procurando dar cierta coherencia a las observaciones que se han realizado. Conviene dejar constancia de que su contenido se limita a la interpretación de las muestras estudiadas ahora, restando mucho trabajo por hacer sobre la cristalografía de las cristalizaciones freáticas de Mallorca; el objetivo de profundizar en estas materias, queda fuera de los planteamientos asumidos al emprender la presente investigación.

En líneas generales se constata que en la práctica totalidad de las muestras los distintos precipitados observados tienden a ser equicristalinos, es decir el tamaño de los cristales suele ser relativamente homogéneo a nivel de las sucesivas bandas deposicionales; en algunos casos concretos se aprecian agregados inequicristalinos, consistentes por lo general en la superposición de cristales micrométricos de calcita sobre fábricas radiales de aragonito acicular de orden milimétrico o centimétrico (Foto 52).

Ocupándonos en primer lugar de los espeleotemas en los que predomina el aragonito (ver Figura 97), es posible comprobar cómo se han observado siempre cristales aciculares (Foto 51) que se agrupan en fábricas radiales (Fotos 54, 67 y 68). Los aspectos externos resultantes son redondeados y lisos (Fotos 39 y 43), generándose a lo sumo depósitos de una cierta apariencia botrioidal a causa de los agregados radiales de

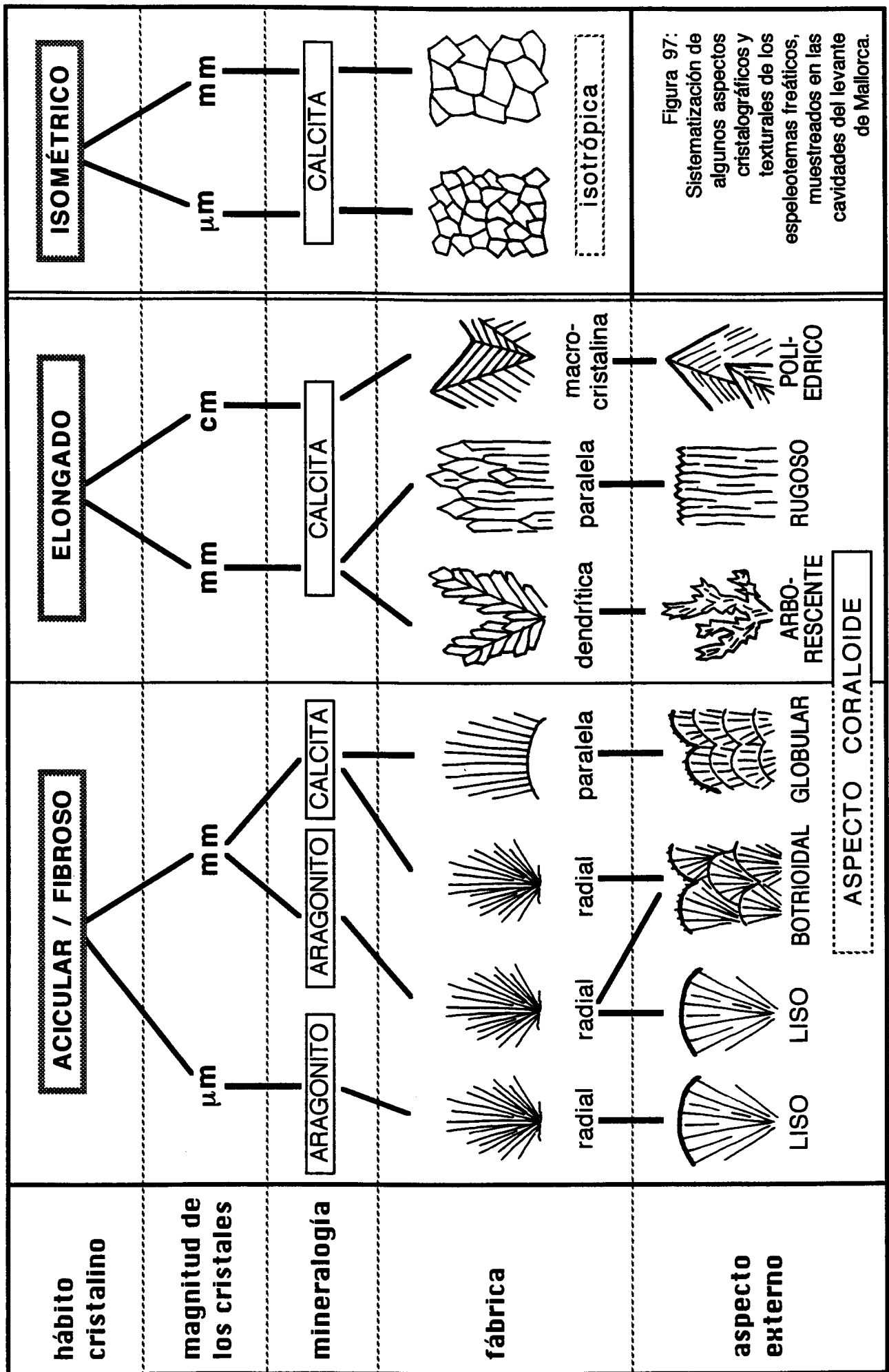


Figura 97: Sistematización de algunos aspectos cristalográficos y texturales de los espeleotemas freáticos, muestreados en las cavidades del levante de Mallorca.

cristales milimétricos, que pueden materializarse en protuberancias hemiesféricas.

Las cristalizaciones de calcita se encuadran a grandes rasgos en tres hábitos principales: fibroso, elongado e isométrico (Figura 97). Los dos primeros hábitos dan origen a fábricas relacionadas con el crecimiento competitivo de los cristales, que alcanza su mayor desarrollo en direcciones perpendiculares al sustrato (CHAFETZ *et al.*, 1985; GONZÁLEZ *et al.*, 1992); por otra parte, los cristales isométricos los encontramos relacionados con los momentos iniciales del crecimiento de un precipitado calcítico (Foto 56), asociados a la abundancia de puntos de nucleación.

Las calcitas fibrosas se concretan en dos clases de fábricas: radiales y paralelas. Las fábricas radiales son del todo semejantes a las que se dan en las cristalizaciones aragoníticas, consistiendo en haces de cristales fibrosos que crecen divergentes a partir de puntos concretos de nucleación. Las fábricas paralelas (Foto 58) tienen un crecimiento perpendicular al soporte, que en las bandas distales del espeleotema puede llegar a generar estructuras morfológicamente semejantes a los agregados radiales (Foto 57). El aspecto externo de ambas fábricas suele consistir en protuberancias redondeadas de tamaño centimétrico (Fotos 40 y 49); el calificativo botrioidal y globular —asignado respectivamente a las acreciones radiales y paralelas— es artificioso desde el punto de vista morfológico pero pretende la finalidad terminológica de diferenciar, en base a su estructura interna, cristalizaciones cuya apariencia exterior en muchos casos converge del todo.

La calcita dispuesta en agregados de cristales elongados (ver Figura 97) origina tres tipos básicos de fábricas: dendríticas, paralelas y macrocristalinas. Por una parte, grandes cristales euedrales romboédricos se organizan en fábricas dendríticas (Foto 61) que dan lugar a espeleotemas de porte ramificado y apariencia arborescente (Fotos 41 y 44). Esta clase de depósitos serían los más asimilables a los espeleotemas coraloides (HILL & FORTI, 1997) en sentido amplio, si bien las morfologías globulares y



botrioidales —relacionadas con hábitos cristalinos fibrosos— en los casos más extremos de su desarrollo pueden llegar a aproximarse a una apariencia coraloide. En segundo lugar nos encontramos con las fábricas calcíticas paralelas (Foto 63), las cuales se concretan en espeleotemas de aspecto redondeado, pero de textura exterior rugosa a causa de las pequeñas facetas cristalinas observables macroscópicamente en su superficie (Fotos 37, 48 y 66). Para terminar citaremos los espectaculares depósitos integrados por macrocristales de orden milimétrico a centimétrico (Foto 62), cuyas morfologías externas se traducen en llamativas facetas poliédricas (Foto 50).

Las cristalizaciones isométricas de calcita parecen limitarse a agregados equicristalinos, ligados a las bandas iniciales en la acreción de los espeleotemas freáticos (mitad inferior de la Foto 55). Es oportuno dejar constancia de diversas interferencias habituales en el desarrollo acrecional de esta clase de cristalizaciones. En este sentido, no es de extrañar la presencia de sedimentos detríticos muy finos (arcillas, limos) dispuestos a menudo entre las diversas bandas de crecimiento de algunas muestras; estos materiales se depositan con preferencia en las zonas subverticales de los espeleotemas (Foto 46). Asimismo, son frecuentes las láminas de calcita flotante que resultan incorporadas a estos depósitos conforme tiene lugar el crecimiento del espeleotema (POMAR *et al.*, 1976). Estas láminas son en ocasiones de muy fácil identificación, tal como puede apreciarse en la Foto 45.

En cuanto a la mineralogía, ya se ha comentado antes la predominancia de la calcita magnesiana (HMC) con contenidos en Mg situados entre el 4 y el 11 %, siendo también frecuentes las cristalizaciones de aragonito. Sin pretender reiterar las argumentaciones de páginas precedentes, se insistirá en el posible significado paleoambiental de esta mineralogía (POMAR *et al.*, 1976; GINÉS *et al.*, 1981b). Las evidencias disponibles hasta el momento relacionan la deposición de aragonito con pulsaciones de carácter cálido (eventos interglaciales); no obstante está por dilucidar si esta relación causal, caso de demostrarse, se encuentra

controlada por condicionantes estrictamente térmicos o por otros de carácter hidrogeoquímico —altas relaciones Mg/Ca (HILL & FORTI, 1997)— ligados a períodos de marcada aridez (VESICA *et al.*, 2000).

## **6.6. Dataciones isotópicas por el método de las series de Uranio**

El estudio de los espeleotemas freáticos relacionados con antiguos niveles marinos requiere de una sólida base cronológica, sobre la que apoyar las observaciones geomorfológicas realizadas en las diferentes localidades. Las recientes técnicas de datación absoluta por medio de métodos radiométricos suponen herramientas idóneas para estos fines; concretamente, la técnica de las series de Uranio se muestra muy adecuada para la investigación del Pleistoceno Superior y Medio, ya que el límite de aplicabilidad del método alcanza aproximadamente los 350 ka B.P., permitiendo la obtención de edades fiables en muestras cuya antigüedad se remonta más allá del último episodio interglacial.

Este método geocronológico se basa en la determinación de las relaciones isotópicas derivadas de la desintegración radioactiva de la serie  $^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$ , de la cual resultan los isótopos  $^{234}\text{U}$  y  $^{230}\text{Th}$  como productos intermedios empleados en este sistema de datación radiométrica. Las generalidades sobre los fundamentos físico-químicos de la técnica Th/U ya han sido expuestas de forma sucinta en el capítulo dedicado a los métodos de estudio aplicados. De todas formas recordaremos que visiones más o menos detalladas, acerca de los aspectos teóricos sobre los que se fundamenta la aplicación de este método, pueden ser consultadas en GASCOYNE (1984) y GEYH & SCHLEICHER (1990).

A partir de 1981 fue posible iniciar un primer programa de dataciones isotópicas, utilizando la mencionada técnica, gracias a la dedicación y amabilidad del tristemente desaparecido colega y amigo Dr. Gerd J. Hennig.

Los análisis correspondientes a este primer programa fueron realizados en las siguientes instituciones: *Institut für Kernchemie der Universität Köln* (Colonia), y *Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung* (Hannover). En 1994 se comenzó un segundo programa de estudios isotópicos sobre los espeleotemas freáticos mallorquines, desarrollado en colaboración con el *Dipartimento di Scienze Geologiche, Università "Roma Tre"* (Roma); estas investigaciones conjuntas se hallan en la actualidad en progreso, constituyendo una parte sustancial de la presente memoria.

A la hora de exponer los resultados de las dataciones absolutas realizadas por medio de la técnica de las series de Uranio, se ha optado por realizar una subdivisión de ellos quizás algo artificiosa, pero que al mismo tiempo consideramos útil para lograr una mejor sistematización de dichos resultados. Así, se expondrán de forma separada los datos aportados por las muestras recolectadas a cotas superiores al actual nivel marino, segregándolas de aquellas otras correspondientes a paleoniveles marinos negativos. Este proceder creemos que queda justificado en base a la siguiente argumentación: los niveles marinos superiores al actual son bien conocidos en nuestro ámbito geográfico, representando eventos climáticos de claro signo cálido; por contra, los paleoniveles negativos de espeleotemas freáticos se relacionarían con pulsaciones de relativo carácter frío de las cuales su conocimiento a escala de Mallorca es negligible. Mediante la dicotomía expositiva adoptada se pretende conseguir una elaboración más sencilla de los resultados cronológicos obtenidos, que facilite el establecimiento de correlaciones acordes con las evidencias sobre esta materia procedentes del registro marino. La integración de los resultados suministrados por las dataciones de ambos grupos de espeleotemas freáticos se dejará para el final de este capítulo, cuando —en conjunción con las informaciones procedentes de otras técnicas analíticas— se intentará la reconstrucción afinada de una curva eustática válida para el Pleistoceno Medio y Superior de nuestra isla.

### **6.6.1. Los paleoniveles de espeleotemas freáticos de cota igual o superior al actual nivel marino**

Han sido datadas un total de 24 muestras, procedentes de 11 localidades de la costa oriental de Mallorca, pertenecientes a alineaciones de espeleotemas freáticos situadas entre la cota  $\pm 0$  metros (Cova de Cala Varques A, Manacor) y los +40 metros por encima del presente nivel del Mediterráneo (Coves Petites, Capdepera).

En buena parte de las cavidades se han muestreado y datado espeleotemas freáticos que registran diversos paleoniveles localizados entre +1,4 y +2,5 metros de altitud. Los paleoniveles superiores a los +3 metros s.n.m. son igualmente abundantes, aunque de ellos sólo ha sido posible datar —aparte de las muestras ya citadas de las Coves Petites, ubicadas a +30 y +40 metros— un espeleotema recolectado a +3,3 metros en las Coves del Drac (Manacor) y tres alineaciones sitas entre +3,9 y +5,8 metros correspondientes a la Cova de na Mitjana (Capdepera). Esto se debe, como ya se indicó en el capítulo precedente, a que muchas de estas muestras más elevadas presentaban relaciones isotópicas inconsistentes o bien poseían presumiblemente edades superiores al límite de aplicabilidad de la técnica empleada.

Más precisiones sobre las localidades estudiadas, los paleoniveles reconocidos en cada una de ellas y sus respectivas alturas, así como las muestras preparadas para su datación pueden consultarse en la Tabla 27. La localización aproximada de las cavidades queda reflejada asimismo en la Figura 93.

**Resultados.** En la Tabla 29 se han recopilado los resultados analíticos obtenidos y las edades calculadas a partir de dichos resultados. La mayor parte de las dataciones han sido efectuadas usando la técnica del conteo de desintegraciones  $\alpha$ , mientras que tan sólo unas pocas se han realizado

mediante espectrometría de masas tal como se recoge en la mencionada tabla.

A la hora de encuadrar dentro del marco de las vicisitudes climáticas del Cuaternario los resultados cronométricos aportados, se ha optado por hacer referencia en toda la discusión que seguirá a los estadios del registro marino de isótopos de oxígeno, cuya validez a escala global está

localidad	muestra	altura s.n.m. (m)	U (ppb)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	edad (ka)
Cova de na Barxa	BA-D3 *	+2,4	423±19	1,430±0,070	1,612±0,103	∞	0,715±0,045	124,7 ± 14 (2)
Cv. de na Mitjana	MI-D1a *	+3,9	128±9	0,791±0,067	—	∞	1,340±0,112	—
	MI-D1b *	+3,9	52±6	2,091±0,257	—	∞	10,403±1,098	—
	MI-D2 *	+4,9	146±4	1,057±0,019	1,110±0,037	46,85±5,29	0,894±0,024	231,9 ± 28 (2)
	MI-D3 *	+5,8	169±1	0,972±0,028	0,937±0,035	51±2	0,972±0,035	> 300,7
	Mitj7a *	+3,9	48±1	1,065±0,026	—	8,54±1,89	0,946±0,057	> 275 ?
	Mitj7b *	+3,9	189±3	1,022±0,015	—	41,42±5,04	0,563±0,014	88,0 ± 4,0 (1)
Coves Petites	Peti5 *	+ 40	46±3	1,206±0,107	—	4,45±0,60	0,993±0,083	> 205
	Peti6 *	+ 30	130±8	1,118±0,081	—	14,88±4,00	1,039±0,090	> 187
Cova del Dimoni	DI-D1-1 *	+2,5	2640±77	1,185±0,013	1,255±0,018	257,3±25,4	0,660±0,020	112,9 ± 5,8 (2)
	DI-D1-2 *	+2,5	1273±48	1,090±0,018	1,126±0,025	∞	0,676±0,032	119,7 ± 10 (2)
	DI-D3 *	+2,5	1887±45	1,108±0,015	1,147±0,020	∞	0,638±0,020	107,9 ± 5,7 (2)
Coves del Drac	DR-D4 *	+3,3	2888±84	1,039±0,016	—	∞	1,038±0,040	> 350
Coves del Pirata	PI-D1 *	+2,1	262±9	1,663±0,062	1,959±0,092	∞	0,745±0,035	130,4 ± 14 (2)
Cova des Pont	Pont9 *	+2,1	278±6	1,456±0,029	—	13,7±2,1	0,064±0,002	6,6 ± 0,3 (1)
Cv. de Cala Falcó	FA-D3-4 #	+1,9	542±5	1,378±0,003	1,528±0,037	112,3±0,2	0,554±0,023	83,9 ± 5,0 (2)
Cv. C. Varques A	Var1a *	±0	380±10	1,503±0,049	—	—	0,035±0,004	3,9 ± 0,5 (1)
	Var1b *	±0	460±10	1,689±0,051	—	—	0,048±0,004	5,4 ± 0,5 (1)
	§ Var1c *	- 1	260±10	1,292±0,044	—	—	0,388±0,029	52,4 ± 5,0 (1)
Cv. C. Varques B	VB-D1-2#	+1,4	252±4	1,519±0,081	1,71±0,08	∞	0,632±0,020	111,9 ± 5,7 (2)
	VB-D2 #	+1,4	228±10	2,113±0,099	2,41±0,13	∞	0,567±0,025	83,4 ± 5,1 (2)
Cova des Serral	Serr10 *	+1,5	233±5	1,487±0,025	—	733,3±733,3	0,663±0,015	109,0 ± 4,0 (1)
	SE-D2 *	+1,5	200±4	1,453±0,032	1,639±0,046	240±45	0,705±0,019	121,3 ± 5,6 (2)

# espectrometría de masas      \* conteo alfa  
(1) ± 1 σ      (2) ± 2 σ  
§ se trata de la estalagmita subaérea que sirve de soporte a las muestras Var1a y Var1b

Tabla 29: Resultados analíticos de las dataciones efectuadas mediante el método Th/U, correspondientes a paleoniveles de espeleotemas freáticos de cota igual o superior al actual nivel marino.

suficientemente contrastada (SHACKLETON & OPDYKE, 1973; MARTINSON *et al.*, 1987). De esta manera se pretende minimizar las referencias cronológicas más ambiguas, dirigidas ya sea al esquema clásico de las glaciaciones alpinas o a los pisos del registro marino del Mediterráneo occidental.

Las edades obtenidas para los espeleotemas freáticos ubicados a cotas superiores o similares al presente nivel marino van desde 3,9 ka (muestras claramente postglaciales) hasta >350 ka B.P., cronología esta última que se correspondería con antiguas estabilizaciones del Mediterráneo atribuibles como mínimo al estadio isotópico 9. Los espeleotemas datados cuyas edades son inferiores a los 250 ka, presentan una buena correlación con los estadios 5 y 7 del registro marino de isótopos de oxígeno. En particular se encuentran representadas varias estabilizaciones marinas altas a edades en torno a los 83, 108 y 115-130 ka, cronologías que concuerdan bastante bien con las edades usualmente asignadas a los diversos subestadios del último interglacial, o estadio isotópico 5 (HARMON *et al.*, 1983).

En líneas generales, los datos que se aportan documentan al menos tres estabilizaciones principales del Mediterráneo a alturas comprendidas entre +1,4 y +2,5 metros, correspondientes como ya se ha dicho al último acontecimiento interglacial (estadio 5); asimismo quedan registrados otros paleoniveles más elevados que pueden ser adscritos a los estadios isotópicos 7 y 9, o en algunos casos incluso anteriores (estadios 11 ó 13). Todos estos aspectos serán desarrollados a continuación con mayor profundidad, siguiendo un orden de antigüedad decreciente para proceder a la interpretación de los datos suministrados por las muestras analizadas.

Discusión. Con la finalidad de facilitar la discusión de los resultados de estos programas de dataciones absolutas (ver Tabla 29), se ha procedido a representar gráficamente en la Figura 98 las edades de los paleoniveles positivos de espeleotemas freáticos que han podido ser analizados, los

cuales se corresponden con eventos transgresivos de signo cálido. En dicho gráfico las muestras vienen agrupadas por localidades, ubicándolas en el marco geocronológico constituido por el registro marino de isótopos de oxígeno.

Comenzando por las muestras más antiguas, se hará referencia en primer lugar a los espeleotemas de las **Coves Petites**, en Capdepera (Figura 36). Las muestras *Peti5* y *Peti6* de esta localidad presentan relaciones isotópicas muy cercanas a la unidad, por lo que tan sólo es posible dar unas edades mínimas de >205 y >187 ka respectivamente, lo que supone su pertenencia como mínimo al estadio 7. No obstante, la altimetría a la que han sido recolectados estos espeleotemas sugiere una antigüedad mayor, corroborada por el conocimiento de las líneas de costa pleistocénicas de Mallorca (BUTZER & CUERDA, 1962; BUTZER, 1975; CUERDA, 1975) así como por las dataciones efectuadas a partir de espeleotemas freáticos de similar altitud, procedentes de la Cova de sa Bassa Blanca, en Alcúdia (HENNIG *et al.*, 1981; GINÉS & GINÉS, 1989a, 1993b). Por lo tanto parece razonable la adscripción de las cristalizaciones freáticas observables en esta cavidad a algún evento transgresivo cálido del Pleistoceno Medio (estadios isotópicos 9, 11 o incluso 13); este razonamiento vendría avalado por la altimetría de los depósitos analizados, complementada por la evidencia que supone la edad Th/U calculada, la cual se sitúa ya en los límites de aplicabilidad del método. Conviene recordar que la interpretación geomorfológica establecida previamente hace algunas décadas (GINÉS, 1973) abogaba por una cronología Milazziense para estas cristalizaciones, extremo que no ha sido rebatido por los presentes datos, aún a pesar de la posición ambigua del mencionado piso.

Por otra parte, la datación de un espeleotema aragonítico de las **Coves del Drac**, en Manacor (muestra *DR-D4*), también nos informa sobre un paleonivel marino de edad >350 ka B.P., pero esta vez registrado a una cota de tan sólo +3,3 metros s.n.m. Esta muestra ha de ser atribuida como mínimo al estadio isotópico 9, el cual se correspondería con el piso Paleotirreniense (interglacial Mindel-Riss).



Una discusión relativamente pormenorizada requieren los espeleotemas investigados de la **Cova de na Mitjana**, en Capdepera (Figura 41). A pesar de la aparente homogeneidad morfológica que muestran los tres paleoniveles de espeleotemas freáticos distinguidos en esta caverna, las dataciones efectuadas han aportado datos bastante poco coherentes.

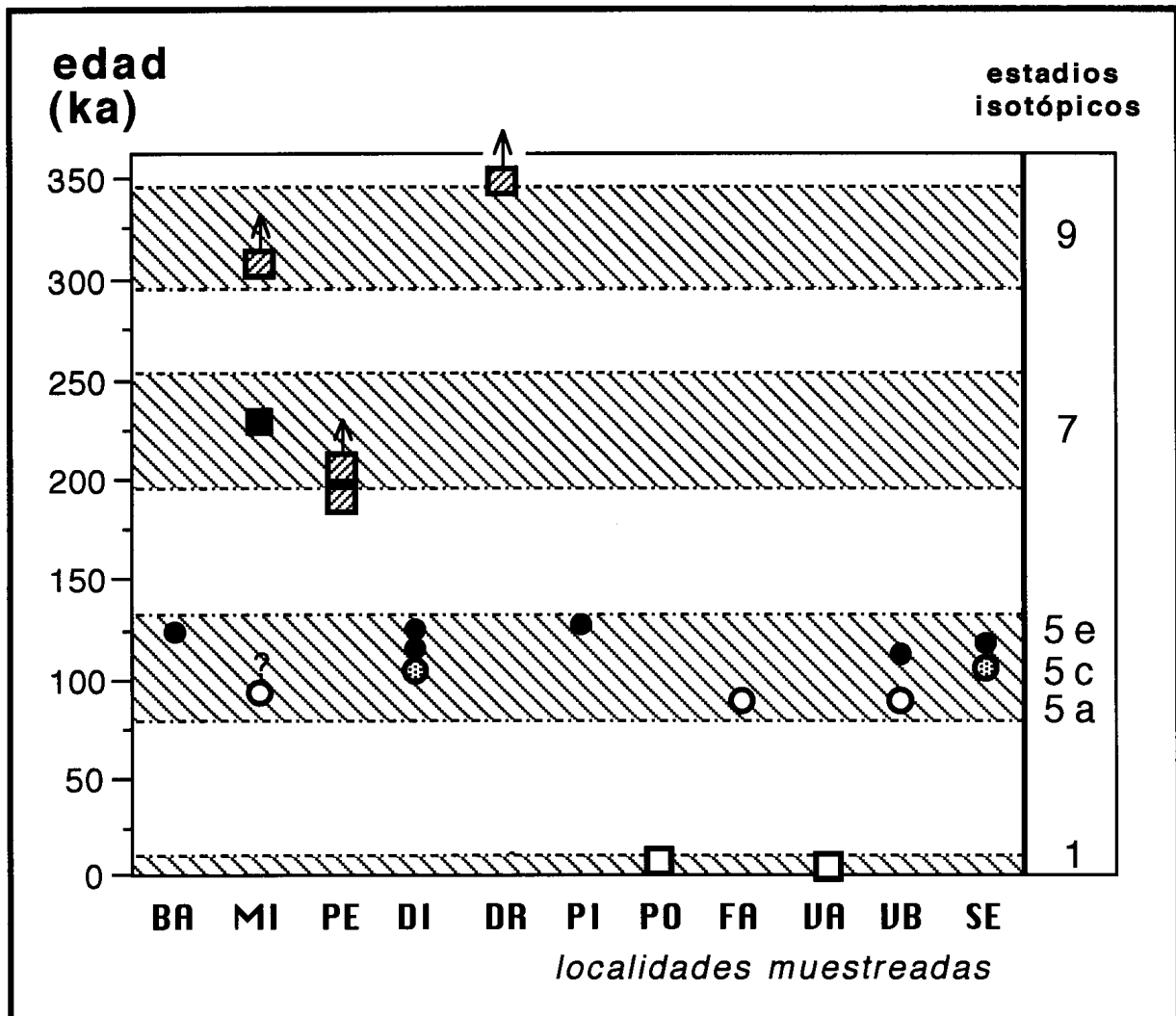


Figura 98: Edades de los paleoniveles de espeleotemas freáticos relacionados con eventos transgresivos de signo cálido, obtenidas mediante el método Th/U. Se han representado rayados los estadios isotópicos que implican un nivel del mar semejante o superior al actual.

**Cuadrados blancos:** muestras correspondientes al estadio isotópico 1; **círculos blancos:** muestras pertenecientes al subestadio 5a; **círculos punteados:** muestras atribuidas al subestadio 5c; **círculos negros:** muestras pertenecientes al subestadio 5e; **cuadrados rayados:** muestras atribuibles como mínimo al estadio 9.

Las localidades aparecen representadas en el mismo orden que en la Tabla 29. **BA:** Cova de na Barxa; **MI:** Cova de na Mitjana; **PE:** Coves Petites; **DI:** Cova del Dimoni; **DR:** Coves del Drac; **PI:** Coves del Pirata; **PO:** Cova des Pont; **FA:** Cova de Cala Falcó; **VA:** Cova de Cala Varques A; **VB:** Cova de Cala Varques B; **SE:** Cova des Serral.

Tenemos por un lado una muestra (*MI-D3*) que se sitúa ya en los límites de resolución del método Th/U (>300,7 ka), perteneciente al paleonivel de cota +5,8 metros. Por otro lado, los análisis efectuados sobre la muestra del nivel de +4,9 metros sugieren una edad de 231,9 ka B.P., que podría corresponder con relativa claridad al estadio isotópico 7. Finalmente, las dataciones del paleonivel de +3,9 metros resultan del todo inconsistentes: las muestras *MI-D1a* y *MI-D1b* han suministrado unas relaciones isotópicas que impiden aventurar una edad más o menos fiable; mientras tanto, los análisis efectuados sobre las muestras *Mitj7a* y *Mitj7b* (pertenecientes al mismo espeleotema) dan edades de >275 ka y 88 ka respectivamente, evidenciando estos análisis que la parte externa del espeleotema en cuestión había experimentado pérdidas post-deposicionales de Uranio. Permanece abierta la incógnita acerca de si el citado paleonivel de +3,9 metros pertenece al subestadio 5a —como sugiere la datación de la muestra *Mitj7b*— o por el contrario dicha edad no es fiable, al haber sufrido el espeleotema intensos procesos de recristalización, tal y como podrían apuntar el resto de análisis efectuados sobre muestras pertenecientes a ese mismo paleonivel (muestras *Mitj7a*, *MI-D1a*, *MI-D1b*). Por otra parte, la presencia en la cercana Cova de na Barxa de un paleonivel perteneciente al subestadio 5e, pero situado a una cota bastante más baja (+2,4 m), podría quitar verosimilitud a la posible pertenencia de los depósitos de la Cova de na Mitjana al último interglacial. Pensamos que, a falta de datos isotópicos más concluyentes y en razón de la homogeneidad morfológica de las cristalizaciones freáticas de la cavidad que nos ocupa, puede no resultar aventurado adscribir el conjunto de estos depósitos al estadio isotópico 7, tal como apunta la muestra *MI-D2* (231,9 ka); en este sentido, no debe descartarse que la edad más alta obtenida para la muestra *MI-D3* (>300,7 ka) esté afectada también por la eventualidad de constituir las muestras de esta localidad sistemas abiertos desde el punto de vista isotópico. Es conveniente consignar aquí que GINÉS *et al.* (1975) proponían para estos espeleotemas una edad Eutirreniense en sentido amplio, la cual no se contradice con su atribución al estadio isotópico 7 que se postula ahora.

Nos ocuparemos ahora de un amplio abanico de muestras que se sitúan con claridad en el último interglacial: es decir el estadio isotópico 5, cuyos diferentes subestadios comprenderían el Eutirreniense típico, con fauna termófila plena, y el Neotirreniense. En bastantes de las localidades (Cova de na Barxa, Cova del Dimoni, Coves del Pirata, Cova de Cala Falcó, Cova de Cala Varques B, y Cova des Serral) se han muestreado paleoniveles de espeleotemas freáticos localizados a altitudes entre +1,4 y +2,5 metros, los cuales aportan edades que oscilan entre los 83,4 ka y los 130,4 ka B.P.; cifras éstas que concuerdan con la cronología habitualmente admitida al tratar del complejo período interglacial que se extiende entre el Riss y el Würm (MARTINSON *et al.*, 1987).

Dos de los espeleotemas analizados (ver Tabla 29), procedentes de la **Cova de Cala Falcó** y de la **Cova de Cala Varques B**, ambas en Manacor, dan edades en torno a los 83 ka (muestras *FA-D3-4* y *VB-D2*). Estas muestras se corresponderían con bastante certeza al subestadio isotópico 5a, que a su vez se podría correlacionar con el piso Neotirreniense de la terminología marina mediterránea. Otras dos muestras, la *DI-D3* de la **Cova del Dimoni** y la *Serr10* de la **Cova des Serral**, con edades cercanas a los 108 - 109 ka podrían ser atribuidas en cambio al subestadio 5c, si bien sus márgenes de error no descartarían su posible pertenencia al subestadio 5e.

Mucho más numerosas son las muestras datadas cuyas edades oscilan entre 112 ka y 130 ka (Figura 98, Tabla 29); estos espeleotemas pueden ser asignados con bastante probabilidad al subestadio 5e, el cual se correspondería con los yacimientos típicos del piso Eutirreniense (CUERDA, 1975; POMAR & CUERDA, 1979) caracterizados por la presencia de *Strombus bubonius*, junto a otras especies de alto valor crono-estratigráfico. Las muestras adscritas a este evento climático son: *BA-D3*, *DI-D1-1*, *DI-D1-2*, *PI-D1*, *VB-D1-2* y *SE-D2*, respectivamente de las siguientes localidades: **Cova de na Barxa** (Capdepera), **Cova del Dimoni**, **Coves del Pirata**, **Cova de Cala Varques B** y **Cova des Serral** (en Manacor). Recientes investigaciones (HILLAIRE-MARCEL *et al.*, 1996; NEUMANN & HEARTY,

1996; ZAZO, 1999) permiten individualizar, dentro del subestadio 5e, dos estabilizaciones altas del nivel marino en torno a los 117 ka y 135 ka B.P. Estos dos picos podrían ser reconocibles en los datos que se aportan ahora, si se atribuyen las muestras *BA-D3* y *PI-D1* a la pulsación de 135 ka y el resto (*DI-D1-1*, *DI-D1-2*, *VB-D1-2* y *SE-D2*) a la de 117 ka. De todas formas esta asignación más afinada resulta problemática, en razón de los relativamente amplios márgenes de error de algunas de las dataciones; así, por ejemplo, las muestras *BA-D3* y *PI-D1* sería factible asignarlas a cualquiera de los dos picos citados, mientras que algunos de los espeleotemas atribuidos al pico de 117 ka podrían corresponder asimismo al subestadio 5c.

Al tratar del último interglacial existe un amplio consenso con respecto a la relevancia del subestadio isotópico 5e, el cual implica sin duda un nivel marino superior al actual (Figura 49 a), y su posicionamiento cronológico en torno a los 120 - 130 ka (BUTZER, 1985; FAIRBANKS & MATTHEWS, 1978; HARMON, 1980, 1985; GALLUP *et al.*, 1994). Las informaciones sobre los subestadios 5a y 5c son bastante menos uniformes: algunos autores ven en ellos pulsaciones transgresivas menores, que quedan siempre por debajo del presente nivel marino (HARMON *et al.*, 1983; LI *et al.*, 1989; GALLUP *et al.*, 1994); otros investigadores (ver Figura 49 b) enfatizan la relativa importancia del subestadio 5a (NEUMANN & HEARTY, 1996; HEARTY, 1998), mientras que ZAZO *et al.* (1997) sitúan el Neotirreniense del Cuaternario marino de Mallorca en el evento 5c, no consignando depósitos del subestadio 5a en nuestra isla.

A pesar de esta patente disparidad de criterios —condicionada en cada caso por el marco específico del área geográfica estudiada por los diversos autores (Bahamas, Bermudas, Mediterráneo occidental...)—, a partir de los datos aportados por las muestras de espeleotemas freáticos analizadas (ver Tabla 29) parecen distinguirse en Mallorca al menos tres estabilizaciones marinas altas a edades de 83 ka, 108 ka y 113 - 130 ka B.P. correlacionables, a falta de más precisiones, con los subestadios isotópicos 5a, 5c y 5e respectivamente. Tal y como se puede constatar observando los

resultados tabulados, se ha optado por asignar las muestras datadas al evento climático sugerido por la edad estadísticamente más probable para cada una de ellas, teniendo en cuenta además que las distintas estabilizaciones positivas del Mediterráneo propuestas ahora vienen documentadas por más de una datación en cada caso (Figura 98). A modo de conclusión parcial, se puede afirmar que la visión de las pulsaciones transgresivas del último interglacial, proporcionada por el estudio isotópico de los espeleotemas freáticos de Mallorca, resulta del todo coherente con el conocimiento que se tiene de este evento climático a escala global; además, queda bien patente cómo este tipo de depósitos representa un valioso y poco conocido registro que complementa y precisa el, ya de por sí rico, registro marino del Pleistoceno Superior de nuestra isla.

Ocupándonos ya de los espeleotemas que proporcionan una cronología holocénica, tenemos por una parte la muestra *Pont9* procedente de la **Cova des Pont**, de Manacor (ver Figura 37), cuya antigüedad es de 6,6 ka B.P. Resulta cuando menos curioso que este paleonivel de +2,1 metros —de características morfológicas similares al de las Coves del Pirata y localizado a idéntica elevación— presente una edad tan diferente. De todas maneras las relaciones isotópicas calculadas para la muestra *Pont9* no hacen sospechar de la fiabilidad de la datación; tan sólo cabe reseñar una relación  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  relativamente baja (13,7) que en teoría puede indicar la presencia de Torio no radiogénico, circunstancia que habría contribuido a que la edad aportada estuviese, en todo caso, sobrevalorada. A la vista de lo expuesto, este espeleotema debe ser asignado al máximo transgresivo postglacial Flandriense.

También se han realizado análisis sobre espeleotemas freáticos presuntamente subactuales, recolectados en el rango de fluctuación asociado al actual nivel marino, en la **Cova de Cala Varques A** (Manacor). Las dataciones de las muestras *Var1a* y *Var1b* han suministrado edades de 3,9 ka y 5,4 ka respectivamente, complementadas además con el análisis del espeleotema vadoso que sirve de soporte al sobrecrecimiento freático (muestra *Var1c*). La Figura 99 da cuenta de los resultados

cronológicos obtenidos en esta localidad, en los que cabe distinguir la deposición de una estalagmita durante el descenso del nivel marino ligado a la última glaciación (edad de 52,4 ka, que correspondería con el estadio isotópico 3), seguida de la formación del sobrecrecimiento freático datado (3,9 - 5,4 ka) correspondiente a la estabilización postglacial del nivel marino.

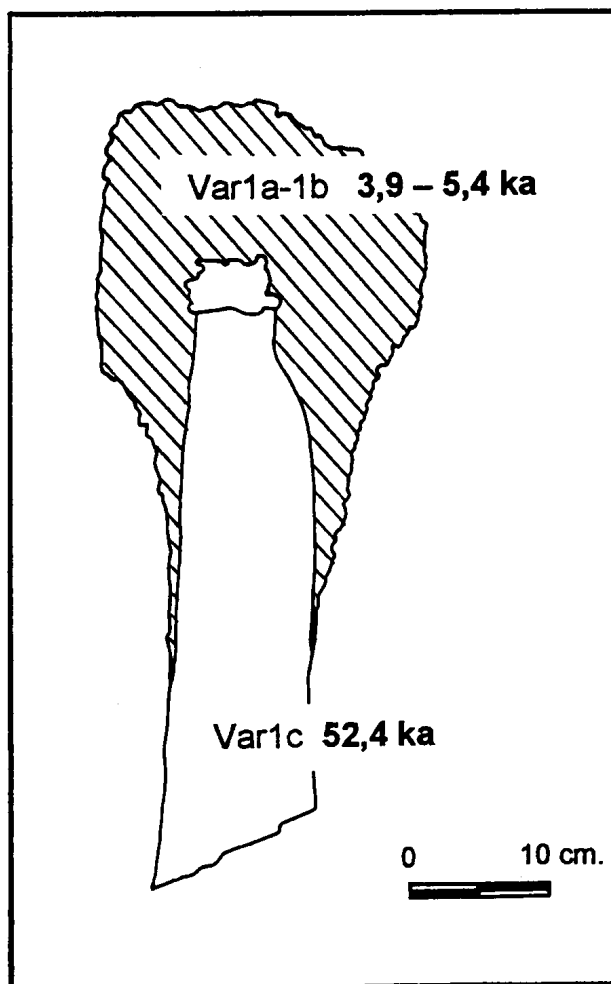


Figura 99:  
Sección del espeleotema datado procedente de la Cova de Cala Varques A.  
Se trata de una formación estalagmítica aérea (muestra *Var1c*) depositada durante un episodio de descenso relativo del nivel marino, afectada por un sobrecrecimiento freático (muestras *Var1a* y *Var1b*) situado en el presente rango de fluctuación de las aguas marinas. La edad del sobrecrecimiento es postglacial, mientras el espeleotema vadoso se depositó durante la última glaciación.

Los análisis de las series de Uranio, que acaban de ser comentados en detalle, han permitido el cálculo de la relación inicial  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  para algunos de los espeleotemas estudiados (ver Tabla 29). Dicha relación isotópica refleja la naturaleza litológica de los materiales donde se desarrollan las cuevas. En general, relaciones  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  inferiores a 1,25 (ANDREWS *et al.*, 1989; GINÉS & GINÉS, 1989a) serían representativas de los espeleotemas procedentes de cuevas situadas en las calizas y dolomías jurásicas (Cova de na Mitjana, Coves Petites, Cova de na Barxa), mientras que valores más altos suelen estar asociados a muestras de localidades

ubicadas en las calcarenitas del Mioceno Superior (Coves del Pirata, Cova de Cala Falcó, Cova de Cala varques B, Cova des Serral, por ejemplo).

El contenido de Uranio de los espeleotemas depende de la concentración de este elemento en las soluciones que les dieron origen: agua dulce, agua marina, y la mezcla en diferentes proporciones entre ellas, estando el agua marina fuertemente enriquecida en Uranio. Esto queda bien documentado comparando la abundancia de Uranio en los espeleotemas vadosos —58 ppb para una estalactita aérea de la Cova de Cala Varques B— con las magnitudes medidas en los espeleotemas freáticos, las cuales pueden alcanzar contenidos de Uranio del orden del ppm. Los espeleotemas freáticos muestran concentraciones de Uranio muy variables, relacionadas con la cantidad de agua marina presente en los lagos hipogeos. Los mayores contenidos han sido encontrados en la Cova del Dimoni y en las Coves del Drac (>2.000 ppb de Uranio), localidades en las que la relación inicial  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  se aproxima al valor del agua del mar (1,15), confirmando la presencia de una notable componente de agua marina en el sistema. Aunque las dos cuevas citadas están localizadas en las calcarenitas miocenas, y por tanto podrían tener relaciones iniciales  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  superiores a 1,25, los bajos valores que se han medido en sus muestras están justificados por la presencia de agua marina en el sistema, la cual tiene contenidos de Uranio significativamente altos y bajas relaciones iniciales  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ .

La complejidad interpretativa de los datos que acabamos de repasar de forma detallada, los cuales aparecen reunidos en la Tabla 29 y en la Figura 98, se diluye sustancialmente con una adecuada representación gráfica. En este sentido, la mera visualización de la Figura 100 nos aporta una visión bastante más ilustrativa de lo que se podría desprender de la simple lectura de la pormenorizada discusión precedente. Los aspectos básicos que son ilustrados por esta gráfica se pueden sistematizar así:

- Presencia de unas pocas muestras de cronología claramente holocénica, relacionadas con la subida postglacial del nivel marino.

- Numerosas dataciones, de al menos seis localidades, nos documentan los distintos subestadios del último interglacial (estadio isotópico 5), los cuales se hallan registrados mediante espeleotemas freáticos que determinan paleoniveles a altitudes comprendidas entre +1,4 y +2,5 metros s.n.m.
- Una sola muestra parece corresponder de manera plausible al estadio isotópico 7, perteneciente a un paleonivel marino de cota aproximada +5 metros.
- Cuatro muestras, de tres localidades distintas, aportan edades mínimas superiores a los 200 ka, aunque su cronología debe remontarse al menos con toda seguridad al estadio isotópico 9. La altimetría superior a los +30 metros s.n.m. de los espeleotemas freáticos de las Coves Petites, abunda en el sentido de una adscripción de las muestras de esta localidad a algún interglacial del Pleistoceno Medio (estadios 11 ó 13?).
- Finalmente, la datación de una estalagmita aérea que sirve de soporte a un sobrecrecimiento freático subactual, documenta el previsible descenso del nivel marino acontecido durante la última glaciación (estadio isotópico 3).

Los datos suministrados por estos programas de dataciones confirman la hipótesis geomorfológica establecida previamente, que correlacionaba los espeleotemas freáticos de las cuevas costeras de Mallorca con estabilizaciones del nivel marino asociadas a episodios interglaciales (GINÉS & GINÉS, 1974; GINÉS *et al.*, 1981a). Por lo tanto, los espeleotemas freáticos se muestran especialmente útiles de cara a contribuir al conocimiento de la historia del nivel del Mediterráneo durante el Pleistoceno Medio y Superior y el Holoceno, tal como se pretende demostrar a lo largo de estas páginas.

Por otra parte queda bien evidenciada la validez del método de datación basado en las series del Uranio, de cara a la determinación cronológica de estas llamativas formaciones secundarias constituidas por los espeleotemas freáticos de Mallorca. No en vano, hoy en día este método



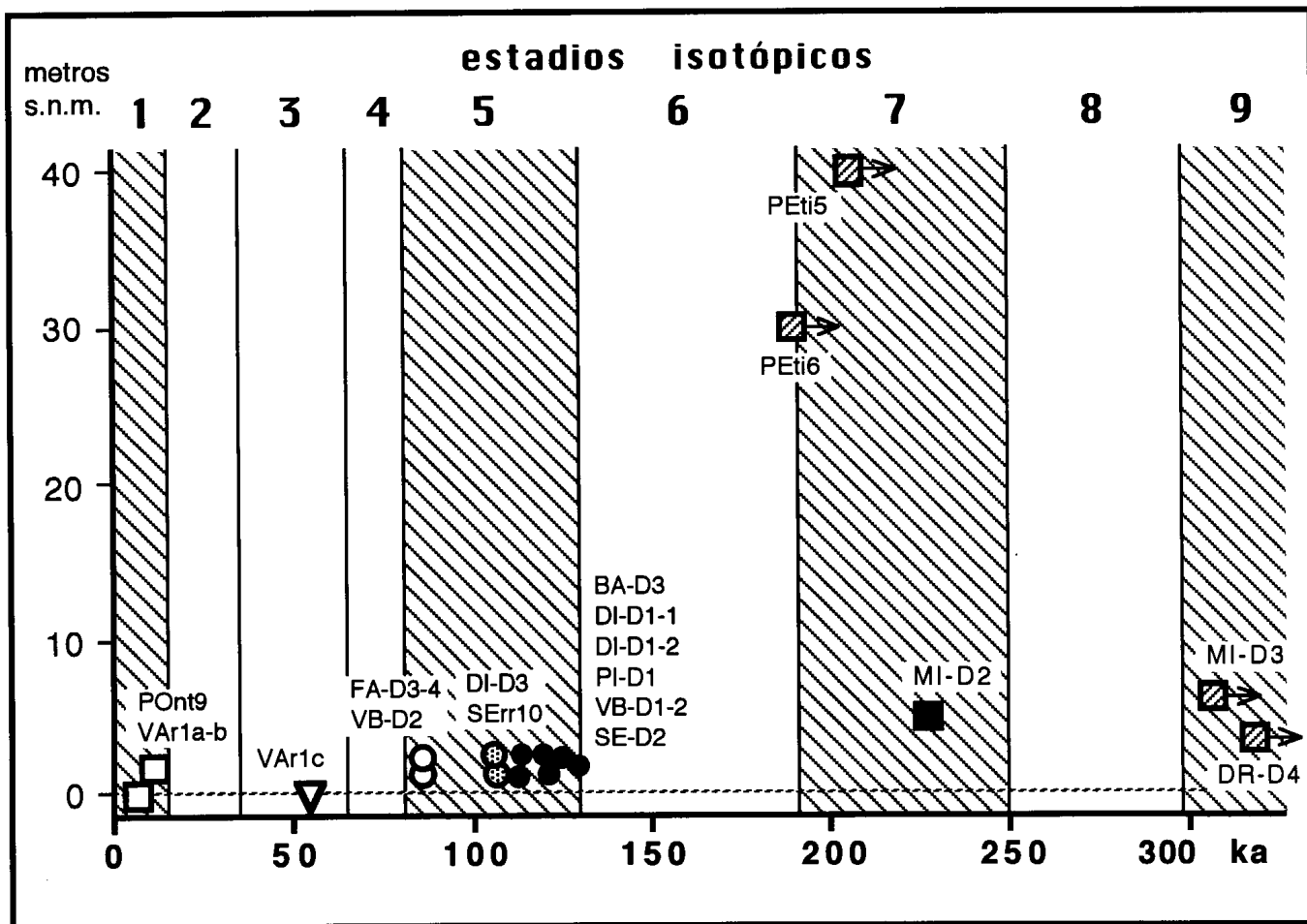


Figura 100: Resultados de los programas de dataciones Th/U de espeleotemas freáticos relacionados con eventos transgresivos de signo cálido, referenciados al registro marino de isótopos de oxígeno (ver discusión detallada en el texto).

En ordenadas se recoge la altitud a la que se encuentran los distintos paleoniveles muestreados. Se han representado rayados los estadios climáticos que implican un nivel del mar semejante o superior al actual.

**Cuadrados blancos:** muestras correspondientes al estadio isotópico 1; **círculos blancos:** muestras pertenecientes al subestadio 5a; **círculos punteados:** muestras atribuidas al subestadio 5c; **círculos negros:** muestras pertenecientes al subestadio 5e; **cuadrados negros:** muestras atribuidas al estadio 7; **cuadrados rayados:** muestras atribuidas como mínimo al estadio 9; **triángulo blanco:** estalagmita aérea depositada durante el estadio 3.

**BA:** Cova de na Barxa; **MI:** Cova de na Mitjana; **PE:** Coves Petites; **DI:** Cova del Dimoni; **DR:** Coves del Drac; **PI:** Coves del Pirata; **PO:** Cova des Pont; **FA:** Cova de Cala Falcó; **VA:** Cova de Cala Varques A; **VB:** Cova de Cala Varques B; **SE:** Cova des Serral.

isotópico es el que mejores resultados aporta en cuanto a la datación de los depósitos carbonatados de las cavidades kársticas (GASCOYNE, 1984; FORD, 1997).

### **6.6.2. Los paleoniveles de espeleotemas freáticos situados a cotas negativas**

Se han datado en total 18 muestras —recolectadas en 4 cuevas de la costa oriental de Mallorca— correspondientes a paleoniveles de espeleotemas freáticos dispuestos a profundidades que oscilan entre los -1,5 metros (Cova de sa Gleda, Manacor) y los -23 metros por debajo del actual nivel del Mediterráneo (Cova den Passol, Felanitx).

Han resultado particularmente abundantes los paleoniveles observados y muestreados en torno a los 15 metros de profundidad, en todas las localidades investigadas; este hecho es concordante, en principio, con la abundancia a dicha cota de paleoformas de abrasión marina, reseñadas por GRÀCIA *et al.* (1997) en la costa de Portocolom. En concreto, más de la mitad de las muestras (10 espeleotemas) han sido recogidas entre las cotas -13 y -17 metros bajo el presente nivel marino, habiéndose datado 4 muestras a cotas cada vez más bajas, próximas o algo superiores a la veintena de metros de profundidad. Los paleoniveles de espeleotemas freáticos detectados a profundidades menores de 13 metros son relativamente escasos, constatándose de momento una ausencia de este tipo de depósitos entre las cotas -1,5 y -8 metros. No ha sido posible datar dos de los paleoniveles marinos negativos registrados en la **Cova de Cala Varques B** (a -13,5 y -21 metros), debido a las alteraciones geoquímicas sufridas por las muestras a causa de los intensos procesos de redisolución que les han afectado.

La situación aproximada de las cuevas muestreadas aparece reflejada en la Figura 93. Asimismo, remitimos al lector a la Tabla 27 para la obtención de precisiones mayores sobre las cavidades investigadas, los paleoniveles observados en cada una de ellas, así como sobre las muestras que se han preparado para su datación.

El estudio de estas muestras de espeleotemas freáticos, situados a cotas inferiores al presente nivel marino, sólo ha sido posible gracias a la

inestimable dedicación de los colegas y amigos Francesc Gràcia y Bernat Clamor, quienes se han ocupado de la arriesgada detección y recolección subacuática de estos depósitos. Su gran experiencia en el campo del espeleobuceo ha hecho posible emprender una línea de investigación muy novedosa, como es el conocimiento de las estabilizaciones negativas del Mediterráneo asociadas a pulsaciones o eventos de carácter frío.

**Resultados.** La Tabla 30 reúne los resultados analíticos de las dataciones Th/U de los espeleotemas freáticos correspondientes a paleoniveles marinos inferiores al actual, indicándose las edades calculadas en base a dichos resultados. Todas las dataciones han sido efectuadas mediante técnicas de espectrometría alfa.

localidad	muestra	altura s.n.m. (m)	U (ppb)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	edad (ka $\pm 1\sigma$ )
Cova de Cala Varques B	VB-D3	-14	690 $\pm$ 18	1,892 $\pm$ 0,034	2,271 $\pm$ 0,055	300 $\pm$ 77	0,735 $\pm$ 0,028	125 $\pm$ 8
	VB-D5	-16,5	743 $\pm$ 12	1,613 $\pm$ 0,022	1,875 $\pm$ 0,032	854 $\pm$ 211	0,727 $\pm$ 0,014	125,6 $\pm$ 4,2
Cova de sa Gleda	GL-D1	-15	409 $\pm$ 5	2,021 $\pm$ 0,020	2,267 $\pm$ 0,025	876 $\pm$ 227	0,530 $\pm$ 0,009	76,2 $\pm$ 1,8
	GL-D2	-14	342 $\pm$ 10	1,586 $\pm$ 0,040	1,890 $\pm$ 0,067	250 $\pm$ 80	0,793 $\pm$ 0,035	147,4 $\pm$ 12
	GL-D3	-17,5	438 $\pm$ 6	1,960 $\pm$ 0,022	2,244 $\pm$ 0,029	42 $\pm$ 2	0,602 $\pm$ 0,011	91,4 $\pm$ 2,4
	GL-D4	-1,5	80 $\pm$ 2	1,154 $\pm$ 0,038	>1,554	$\infty$	1,035 $\pm$ 0,065	> 350
	GL-D5	-16	380 $\pm$ 10	2,105 $\pm$ 0,051	2,384 $\pm$ 0,065	201 $\pm$ 47	0,540 $\pm$ 0,018	78 $\pm$ 3,6
Cova den Passol	PS-D1	-8	278 $\pm$ 6	1,203 $\pm$ 0,034	1,359 $\pm$ 0,059	139 $\pm$ 31	0,877 $\pm$ 0,026	201,4 $\pm$ 16
	PS-D2	-10,5	210 $\pm$ 7	1,630 $\pm$ 0,064	1,835 $\pm$ 0,085	29 $\pm$ 4	0,632 $\pm$ 0,028	100 $\pm$ 7
	PS-D3	-12	91 $\pm$ 3	1,510 $\pm$ 0,061	1,612 $\pm$ 0,073	10 $\pm$ 1	0,456 $\pm$ 0,020	63,7 $\pm$ 3,7 (*)
	PS-D4	-13,5	354 $\pm$ 8	1,173 $\pm$ 0,023	>1,1483	216 $\pm$ 34	1,014 $\pm$ 0,027	> 350
	PS-D5	-18	155 $\pm$ 4	1,708 $\pm$ 0,047	1,935 $\pm$ 0,063	1948 $\pm$ 2168	0,627 $\pm$ 0,025	98 $\pm$ 6
	PS-D6	-23	278 $\pm$ 7	1,594 $\pm$ 0,035	2,342 $\pm$ 0,170	156 $\pm$ 23	1,035 $\pm$ 0,030	288 $\pm$ 41
	PS-D7	-15,5	138 $\pm$ 2	1,902 $\pm$ 0,030	2,092 $\pm$ 0,037	199 $\pm$ 39	0,483 $\pm$ 0,010	67,6 $\pm$ 1,8
Cova des Drac de Cala Santanyí	CS-D1	-13,5	234 $\pm$ 7	1,128 $\pm$ 0,044	1,267 $\pm$ 0,110	22 $\pm$ 3	0,938 $\pm$ 0,044	260 $\pm$ 90
	CS-D2	-15	187 $\pm$ 3	1,297 $\pm$ 0,021	1,404 $\pm$ 0,029	53 $\pm$ 9	0,651 $\pm$ 0,019	108,3 $\pm$ 5
	CS-D3	-17	292 $\pm$ 6	1,337 $\pm$ 0,028	1,422 $\pm$ 0,035	62 $\pm$ 7	0,534 $\pm$ 0,014	79,6 $\pm$ 3
	CS-D4	-19	283 $\pm$ 10	1,271 $\pm$ 0,050	1,516 $\pm$ 0,110	6,6 $\pm$ 0,4	0,925 $\pm$ 0,038	< 227 (*)

(\*) posible presencia de  $^{230}\text{Th}$  no radiogénico

Tabla 30: Resultados analíticos de las dataciones efectuadas mediante el método Th/U, correspondientes a paleoniveles de espeleotemas freáticos de cota inferior al actual nivel marino.

Las edades obtenidas oscilan entre los 63,7 ka (estadio isotópico 4) y > 350 ka B.P., cronología que ha de corresponder como mínimo al estadio isotópico 9. Las muestras datadas cuyas edades son inferiores a los 300 ka se corresponderían con estabilizaciones bajas del nivel marino atribuibles sin dificultad, desde el punto de vista cronológico, a los estadios numerados del 4 al 8 por SHACKLETON & OPDYKE (1973). En particular, están bien representados varios paleoniveles regresivos relacionados con el estadio isotópico 4 (edades entre 63,7 y 79,6 ka), el cual supondría ya la transición hacia unas condiciones climáticas que marcan el inicio de la última glaciación (Würm). También se constatan bastantes dataciones que documentan pulsaciones negativas correspondientes a diversos de los subestadios que se distinguen habitualmente dentro del último interglacial (estadio 5).

En general los espeleotemas freáticos recolectados ponen de manifiesto la existencia de abundantes paleoniveles marinos situados entre las cotas -10 y -20 metros, con un máximo de ellos concentrados entre los 13 y los 17 metros de profundidad, como ya se ha indicado antes; tan sólo unas pocas muestras han sido tomadas por encima y por debajo del mencionado rango de profundidades. A pesar de las numerosas muestras recogidas a cotas coincidentes o muy próximas entre si (siempre cercanas a los -15 metros), los resultados analíticos no permiten establecer correlaciones geomorfológicas claras de estos depósitos, que hagan posible aventurar su cronología en base a criterios altimétricos. Por ejemplo, dos espeleotemas muestreados a -15 metros (*GL-D1* y *CS-D2*) han arrojado unas edades bien diferenciadas de 76,2 ka y 108 ka B.P. respectivamente (ver Tabla 30). Lo mismo sucede con las muestras *VB-D3* y *GL-D2* (-14 metros ambas) con edades de 125 ka y 147 ka, o las *CS-D1* y *PS-D4* (-13,5 metros) de cronologías respectivas evaluadas en 260 ka y >350 ka. Queda patente pues la complejidad de la historia reciente del nivel del Mediterráneo, desde el momento en que además es posible tener acceso a datos sobre una vertiente del todo inédita de esta cuestión. A continuación se desarrollarán estos temas con detenimiento, siguiendo un orden de antigüedad

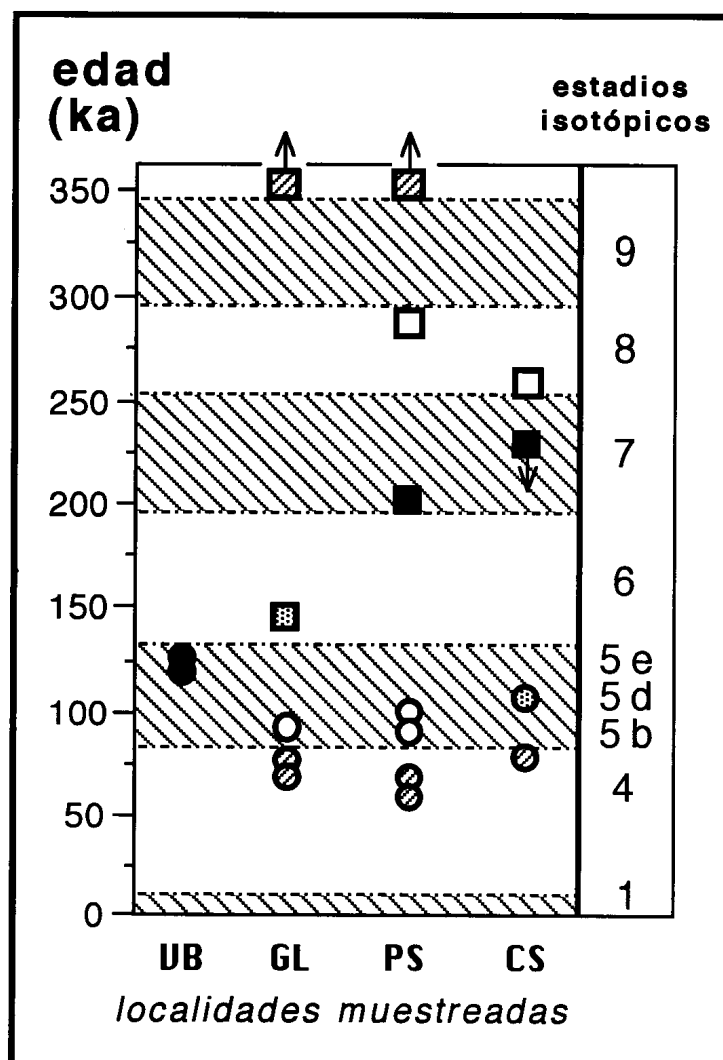
decreciente para la discusión de las informaciones aportadas por las muestras que han sido datadas.

Discusión. Con la intención de hacer más fácil la exposición de los resultados correspondientes a las dataciones de espeleotemas freáticos situados por debajo del presente nivel marino (Tabla 30), se han representado gráficamente en la Figura 101 las edades de los especímenes analizados. En el mencionado gráfico las muestras aparecen agrupadas por localidades, referenciándolas al registro marino de isótopos de oxígeno para su unívoca ubicación geocronológica.

Figura 101:  
Edades de los espeleotemas freáticos relacionados con estabilizaciones del nivel marino a cotas negativas, obtenidas mediante el método Th/U. Se han representado rayados los estadios isotópicos que implican eventos climáticos de signo cálido.

**Círculos rayados:** muestras atribuibles al estadio isotópico 4; **círculos blancos:** muestras pertenecientes al subestadio 5b; **círculo punteado:** muestra atribuida al subestadio 5d; **círculos negros:** muestras pertenecientes al subestadio 5e; **cuadrado punteado:** muestra correspondiente al estadio 6; **cuadrados negros:** muestras atribuidas al estadio 7; **cuadrados blancos:** muestras pertenecientes al estadio 8; **cuadrados rayados:** muestras atribuibles como mínimo al estadio 9.

Las localidades aparecen representadas en el mismo orden que en la Tabla 30. **VB:** Cova de Cala Varques B; **GL:** Cova de sa Gleda; **PS:** Cova den Passol; **CS:** Cova des Drac de Cala Santanyí.



Refiriéndonos en primer lugar a las muestras de mayor antigüedad, dos de ellas (*GL-D4* y *PS-D4*) aportan relaciones isotópicas muy próximas a

la unidad, por lo que sólo es factible atribuirles una edad mínima superior a los 350 ka B.P. (estadio isotópico 9, como mínimo). La altimetría de estas muestras —procedentes de la **Cova de sa Gleda**, en Manacor, y de la **Cova den Passol**, en Felanitx— es de -1,5 y -13,5 metros respectivamente, lo cual supone la existencia de sendas estabilizaciones del nivel marino a dichas cotas negativas, en algún momento no determinado del Pleistoceno Medio o Inferior.

Otros dos de los espeleotemas datados quedan encuadrados a la perfección en el estadio isotópico 8, evento de signo frío al que iría, en principio, asociado un nivel marino en general inferior al presente. Por una parte, la muestra *PS-D6* (288 ka) de la **Cova den Passol** nos documenta una alineación de espeleotemas freáticos formada a 23 metros de profundidad, en relación con el término del estadio 9 y el comienzo del evento frío representado por el estadio 8. Por otro lado la muestra *CS-D1* (260 ka) de la **Cova des Drac de Cala Santanyí**, situada a una cota de -13,5 metros, se correspondería con el final del estadio 8, registrando una estabilización del nivel marino inserta en la tendencia transgresiva que conduciría al óptimo climático del penúltimo interglacial (estadio 7).

Dentro del estadio 7 se ubica sólo con claridad la muestra *PS-D1* (201,4 ka) procedente de la **Cova den Passol**. Este espeleotema, sito a -8 metros, parece susceptible de relacionarse con la regresión marina consecuente a la finalización de las dos pulsaciones cálidas que conforman el estadio 7 (ZAZO, 1999). Atribuible tal vez a este último evento estaría la muestra *CS-D4* de la **Cova des Drac de Cala Santanyí**, para la cual se apunta una cronología de 227 ka; la presencia de  $^{230}\text{Th}$  no radiogénico en esta muestra impide precisar su edad, que necesariamente ha de ser inferior a la cifra mencionada.

El estadio isotópico 6 está representado por un paleonivel freático a -14 metros (muestra *GL-D2*), en la **Cova de sa Gleda**. Su situación en la parte final de dicho estadio de carácter frío, debe relacionarse con el tránsito

desde unas condiciones glaciales hacia el acontecimiento interglacial constituido por el estadio 5.

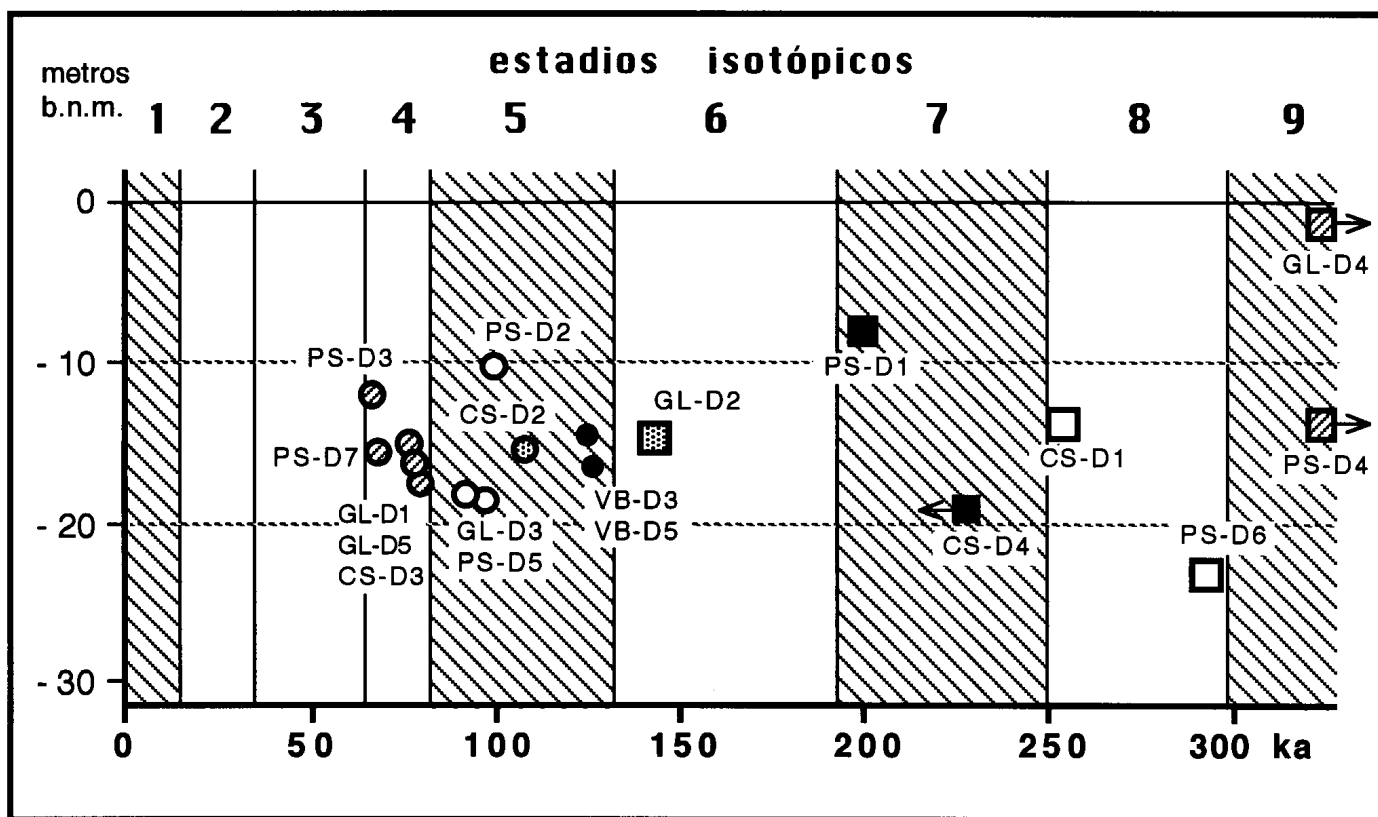


Figura 102: Resultados del programa de dataciones Th/U de espeleotemas freáticos relacionados con estabilizaciones del nivel marino a cotas negativas, referenciados al registro marino de isótopos de oxígeno (ver discusión detallada en el texto).

En ordenadas se recoge la profundidad a la que se encuentran los distintos paleoniveles muestreados. Se han representado rayados los estadios isotópicos que implican eventos climáticos de signo cálido.

**Círculos rayados:** muestras correspondientes al estadio isotópico 4; **círculos blancos:** muestras pertenecientes al subestadio 5b; **círculo punteado:** muestra atribuida al subestadio 5d; **círculos negros:** muestras pertenecientes al subestadio 5e; **cuadrado punteado:** muestra correspondiente al estadio 6; **cuadrados negros:** muestras asignadas al estadio 7; **cuadrados blancos:** muestras pertenecientes al estadio 8; **cuadrados rayados:** muestras atribuibles como mínimo al estadio 9.

**VB:** Cova de Cala Varques B; **GL:** Cova de sa Gleda; **PS:** Cova den Passol; **CS:** Cova des Drac de Cala Santanyí.

Llegamos así a las muestras pertenecientes al último interglacial, que registran seis estabilizaciones marinas a cotas negativas, asociadas a los distintos subestadios del evento climático 5. Comenzando por los paleoniveles más antiguos, las muestras *VB-D3* y *VB-D5* de la **Cova de**

**Cala Varques B**, en Manacor, nos informan de una pulsación de signo frío situada en torno a los 125 ka, que ha dejado espeleotemas freáticos a las cotas -14 y -16,5 metros; este breve acontecimiento regresivo quedaría emplazado en pleno subestadio 5e, corroborando la existencia en dicho subestadio de dos picos de nivel marino alto sobre los 117 ka y los 135 ka B.P., separados por una pulsación descendente puesta ya de manifiesto en áreas geográficas bien diversas (HILLAIRE-MARCEL *et al.*, 1996; NEUMANN & HEARTY, 1996; HEARTY, 1998). La muestra *CS-D2* —de la **Cova des Drac de Cala Santanyí**— aporta una edad de 108,3 ka que permite adscribirla al subestadio 5d, con independencia de que la presencia del subestadio 5c en el Pleistoceno Superior de Mallorca esté o no suficientemente contrastada. Finalmente, tres espeleotemas de la **Cova den Passol** y la **Cova de sa Gleda** (*PS-D2*, *PS-D5* y *GL-D3*) suministran edades comprendidas entre 91,4 ka y 100 ka, cronología que las coloca con bastante seguridad en el subestadio 5b; se trataría de una clara pulsación regresiva, de al menos 18 metros de magnitud, que precedería al pico cálido correspondiente al subestadio 5a (83 ka B.P.).

Asimismo se han datado cinco muestras —procedentes de la **Cova de sa Gleda**, **Cova des Drac de Cala Santanyí** y **Cova den Passol** (*GL-D1*, *GL-D5*, *CS-D3*, *PS-D3* y *PS-D7*)— que registran otros tantos paleoniveles marinos a profundidades de entre -12 y -17 metros. Las edades obtenidas abarcan desde 63,7 ka hasta 79,6 ka, lo cual supone su pertenencia al estadio isotópico 4, que marca el final del último período interglacial. Las muestras pertenecientes a este subestadio presentan, en líneas generales, una tendencia altimétrica ascendente conforme disminuye la edad de los espeleotemas, lo que podría indicar una tónica transgresiva ligada a la suavización termométrica asociada a su creciente proximidad al estadio isotópico 3.

Los análisis de las series de Uranio realizados han permitido calcular la relación inicial  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  de estos espeleotemas freáticos situados por debajo del nivel marino presente (Tabla 30). Ya exponíamos al ocuparnos de los paleoniveles de cotas superiores al  $\pm 0$  actual, que esta relación



isotópica viene en buena medida determinada por la naturaleza litológica de las rocas donde están enclavadas las cavidades. En el caso de las muestras obtenidas en las cuatro cuevas investigadas, la relación inicial  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  es siempre superior a 1,25 tal como sucedía en las localidades excavadas en las calcarenitas del Mioceno Superior (ver Tabla 29); en este sentido, recordaremos que valores inferiores a 1,25 sólo se obtenían en los espeleotemas procedentes de cavidades localizadas en las calizas y dolomías jurásicas de las Serres de Llevant.

En cuanto al contenido de Uranio de los espeleotemas analizados, éste presenta valores comprendidos entre 80 ppb (muestra *GL-D4*) y 743 ppb (muestra *VB-D5*) superando los 200 ppb en la gran mayoría de las muestras. Al referirnos a los espeleotemas freáticos de cotas positivas, ya se comentaba el alto contenido en Uranio que presentaban éstos, relacionado con la mayor o menor presencia de agua marina en el sistema hidroquímico. A este respecto, conviene recordar que estas cristalizaciones freáticas alcanzaban contenidos en Uranio incluso del orden del ppm, frente a los 58 ppb medidos para una estalactita vadosa.

Se ha considerado necesario recopilar las informaciones objeto de la presente discusión, exponiéndolas en una gráfica que recoja de manera ilustrativa los datos incluidos en la Tabla 30 y en la Figura 101. Para lograr este fin, en la Figura 102 se han situado los distintos paleoniveles de espeleotemas freáticos datados, representando en ordenadas la profundidad a la que se encuentran y en abscisas los estadios isotópicos y su cronología expresada en ka. La simple visualización de esta figura permite distinguir los siguientes aspectos básicos, los cuales acaban de ser discutidos de forma pormenorizada:

- Cinco dataciones, de tres localidades diferentes, nos registran diversas estabilizaciones del nivel marino entre -12 y -17 metros, ocurridas en el estadio isotópico 4.
- Un total de seis muestras —procedentes de cuatro cavidades— dan cuenta de varias pulsaciones regresivas, de al menos 18 metros de

magnitud, que tuvieron lugar durante el estadio 5 (o sea el último interglacial). Concretamente quedan bien documentados algunos paleoniveles marinos negativos pertenecientes al subestadio 5b, así como un brusco pico regresivo acontecido en pleno subestadio 5e.

- Un solo espeleotema parece corresponder con bastante seguridad al estadio isotópico 6, perteneciente a un paleonivel marino de cota -14 metros.
- Dos muestras, de localidades diferentes, pueden ser adscritas a pulsaciones de signo frío ocurridas durante el estadio 7. De todos modos, una de dichas muestras está afectada por la presencia de  $^{230}\text{Th}$  no radiogénico, por lo que su cronología es bastante inconsistente.
- Otros dos espeleotemas registran estabilizaciones del nivel marino a cotas negativas (-23 y -13,5 metros), atribuibles respectivamente al comienzo y al final del estadio isotópico 8.
- Finalmente, dos muestras recolectadas a -1,5 y -13,5 metros aportan edades mínimas superiores a los 350 ka, cuya cronología debe remontarse cuando menos al estadio isotópico 9.

Las dataciones Th/U llevadas a cabo sobre paleoniveles de espeleotemas freáticos situados a cotas inferiores a la actual superficie de las aguas marinas, suponen una novedosa fuente de información sobre una vertiente poco conocida de la historia del nivel de la mar en el Mediterráneo Occidental. De hecho el registro marino clásico (playas fósiles, plataformas de abrasión...) no es capaz por lo general de suministrar informaciones sobre eventos regresivos, salvo en costas sometidas a intensa elevación tectónica; en litorales tectónicamente estables los restos de estas antiguas líneas de costa, correspondientes a pulsaciones de carácter frío, se hallan sumergidos y, en consecuencia, son de muy difícil estudio por parte del cuaternarista. En el caso de las cuevas kársticas litorales, persiste la dificultad técnica inherente a la observación y recolección de estos espeleotemas freáticos sumergidos pero, en cambio, estas cristalizaciones representan un excelente registro de las vicisitudes sufridas por el nivel marino, ajeno al enmascaramiento o a la interferencia por parte de otros procesos geodinámicos litorales posteriores. La posibilidad de datar estos depósitos,

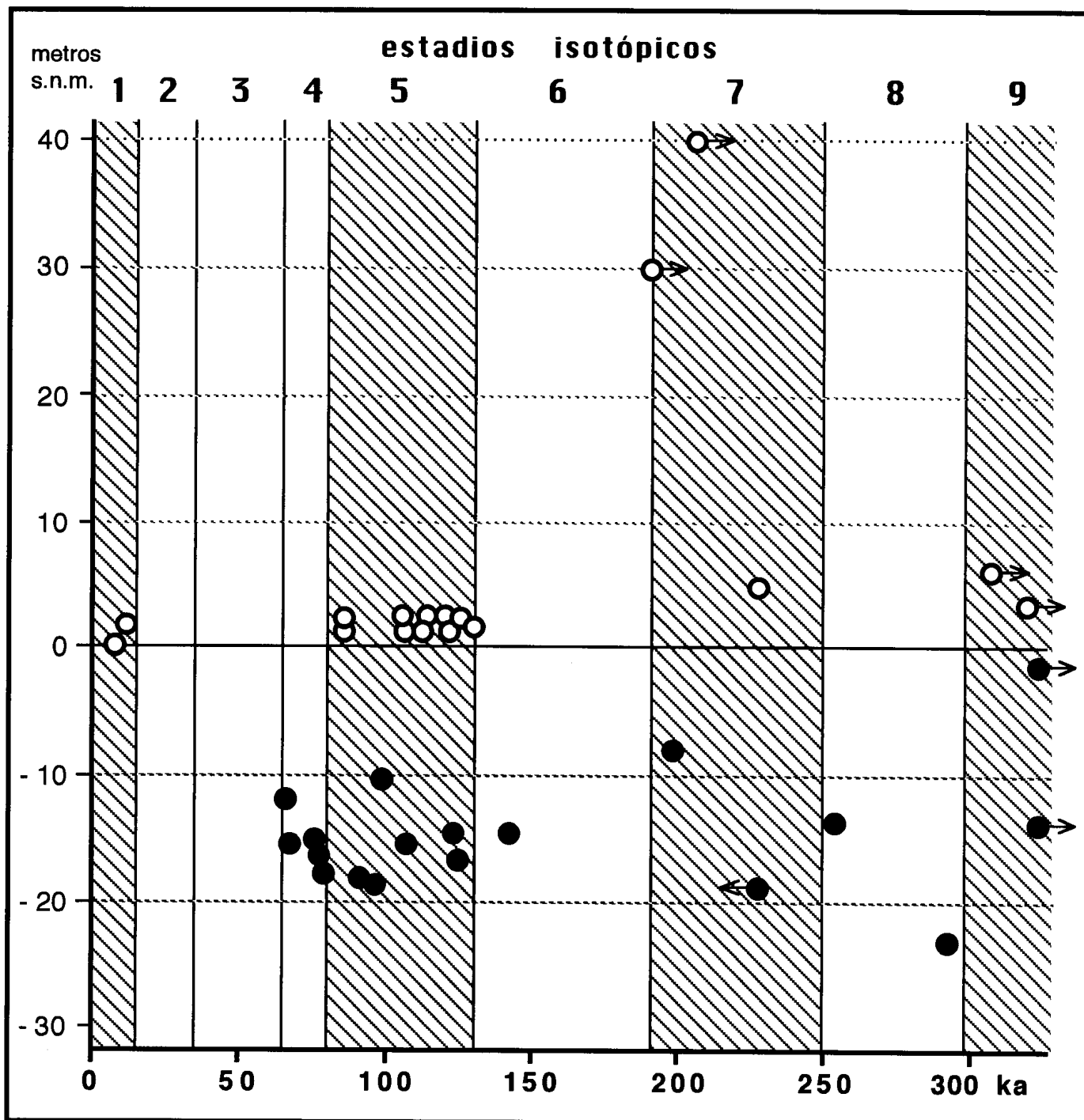


Figura 103: Resultados de los programas de dataciones Th/U de espeleotemas freáticos relacionados con antiguos niveles del Mediterráneo, referenciados al registro marino de isótopos de oxígeno (ver discusión detallada en el texto).

En ordenadas se recoge la altitud a la que se encuentran los distintos paleoniveles muestreados. Se han representado rayados los estadios isotópicos que implican eventos climáticos de signo cálido.

**Círculos blancos:** muestras correspondientes a paleoniveles freáticos de cota igual o superior al actual nivel marino; **círculos negros:** muestras pertenecientes a estabilizaciones del nivel de la mar a cotas negativas.

mediante técnicas radiométricas, viene a redondear el potencial cronoestratigráfico de este peculiar registro paleoambiental.

Dentro de esta línea de razonamiento, la integración de todas las informaciones cronológicas suministradas por los espeleotemas freáticos datados —tanto por encima como por debajo del actual nivel del Mediterráneo— permitirá ensayar la construcción de una detallada curva eustática válida para el Pleistoceno Medio y Superior de Mallorca. Aunque estos aspectos serán desarrollados en detalle al final del presente bloque temático de esta memoria, adelantamos ahora un primer acercamiento a la cuestión en la Figura 103, la cual aglutina los datos altimétricos y cronológicos aportados por todas las muestras estudiadas en los diferentes programas de datación que hemos llevado a término. Esta gráfica pone de relieve una complicada sucesión de paleoniveles marinos registrados a cotas negativas, en correspondencia con estadios isotópicos de carácter frío (estadios 4, 6 y 8), alternándose con otros antiguos niveles del mar, a cotas superiores al actual  $\pm 0$ , asociados con acontecimientos climáticos de signo cálido (estadios 1, 5, 7 y 9). Aún así, esta pauta general se ve aderezada por la presencia (en el estadio isotópico 5) de diversas pulsaciones regresivas, relacionadas con diferentes subestadios que hoy en día se distinguen a lo largo del último interglacial.

Las curvas eustáticas que se puedan deducir del estudio de los espeleotemas freáticos de las cuevas costeras de Mallorca, sin duda complementarán de modo eficaz el avanzado conocimiento que se tiene ya del Cuaternario marino de nuestra isla.

## **6.7. Las mediciones de ESR** **(Electron Spin Resonance)**

De modo paralelo al primer programa de dataciones Th/U, desarrollado gracias al entusiasmo del Dr. G.J. Hennig, hubo ocasión de efectuar mediciones de ESR en algunas muestras de espeleotemas freáticos, procedentes de cavidades incluidas en la zona de trabajo escogida. Estas mediciones fueron realizadas a lo largo de los años 80, merced a la colaboración del *Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung*, de Hannover, quedando luego truncada esta línea de investigación a causa de la prematura defunción del mencionado colega y amigo. Se ha considerado pertinente incluir aquí los resultados obtenidos para dar salida a unas informaciones hasta ahora inéditas, las cuales será útil comparar con las dataciones Th/U efectuadas sobre las mismas muestras de espeleotemas freáticos.

El método de datación absoluta conocido bajo las siglas ESR (Electron Spin Resonance) está basado en la cuantificación de los defectos generados en la estructura cristalina de un depósito, a causa de la radiación tanto interna, procedente de la desintegración de radioisótopos, como cósmica que ha recibido la muestra a lo largo del tiempo. Forma parte, junto con la Termoluminiscencia (TL), de un grupo de técnicas de datación denominadas por algunos autores *radiogénicas* (GILLIESON, 1996) o *radiation damage techniques* (GEYH & SCHLEICHER, 1990), en contraposición a los métodos *radiométricos* en el sentido estricto ( $^{14}\text{C}$ , Th/U) basados en el desequilibrio radioactivo de isótopos inestables. Los fundamentos de la técnica ESR ya han sido tratados en el capítulo correspondiente dedicado a los métodos de estudio aplicados, pudiéndose profundizar en sus aspectos teórico-prácticos a través de diversas

publicaciones de síntesis sobre esta materia (HENNIG & GRÜN, 1983; GRÜN, 1985; GEYH & SCHLEICHER, 1990).

Sin profundizar en los mencionados aspectos, recordaremos que esta técnica procede a medir la radiación natural recibida por el espeleotema desde su deposición, es decir la *dosis acumulada* (*accumulated dose; total dose; archaeological dose*) que, dividida por la *dosis anual* (*annual dose; environmental dose*) de radiación evaluada para dicha muestra, nos da su edad absoluta. El principal problema para la aplicación de este método radica precisamente en la determinación de la dosis anual, valor que se basa en estimaciones más o menos fundamentadas de la tasa anual de radiación absorbida por el depósito. Por este motivo las mediciones de ESR suelen apoyarse en dataciones Th/U, que permitan contrastar los resultados obtenidos y calibrar la dosis anual a partir de edades de mayor fiabilidad. Un interesante ejemplo del uso combinado de ambos métodos, en una cavidad de nuestra isla, nos lo ofrecen las investigaciones efectuadas por GRÜN (1986) sobre la secuencia de espeleotemas freáticos de la Cova de sa Bassa Blanca (Alcúdia); en ella, dicho autor se ocupa de un detallado y complejo registro que cronológicamente abarcaría desde los 700 ka hasta los 200 ka B.P.

### **6.7.1. Resultados obtenidos**

Se ha trabajado sobre seis muestras correspondientes a tres espeleotemas freáticos, procedentes de tres localidades distintas: Cova de na Mitjana y Coves Petites (Capdepera), y Cova de Cala Varques A (Manacor). De dichas muestras se efectuaron, además de mediciones de ESR, dataciones Th/U cuyos resultados han sido expuestos en el capítulo precedente. Aparte de los espeleotemas citados, se aportan también datos ESR inéditos sobre cuatro muestras de la Cova de sa Bassa Blanca (Alcúdia), que serán de alguna utilidad al proceder a la discusión del presente tema.

La Tabla 31 da cuenta de los resultados de las dataciones realizadas mediante el método ESR, habiéndose asimismo expresado en ella, para su comparación, las edades Th/U obtenidas para cada una de las muestras. Las dosis acumuladas medidas abarcan desde  $<1$  krad —cifra correspondiente a un sobrecrecimiento freático subactual de la Cova de Cala Varques A— hasta 27 krad, valor que ha sido medido en un espeleotema freático de la Cova de sa Bassa Blanca situado a una cota de +35 metros s.n.m. Las edades ESR calculadas para dichos valores, según las dosis anuales estimadas en su día por HENNIG (*com. pers.*), comprenderían respectivamente de  $<20$  ka, en el caso de la muestra más reciente, hasta 472 ka B.P. para la más antigua.

Estos valores que a primera vista pueden resultar coherentes, analizados en detalle denotan importantes contradicciones. Concretamente, las muestras de las Coves Petites aportan dosis acumuladas muy bajas (6 a 7 krad), cuando de hecho pertenecen a un paleonivel de espeleotemas freáticos al menos tan antiguo como los depósitos de la Cova de sa Bassa Blanca, los cuales presentan dosis acumuladas de 14 a 27 krad. Por otro lado, las dosis acumuladas medidas en las muestras de la Cova de na Mitjana son relativamente elevadas (10 a 12,7 krad), valores que podrían evidenciar dosis anuales muy dispares entre localidades distintas.

### **6.7.2. Discusión de los resultados**

Como ya se ha apuntado con anterioridad, una de las principales limitaciones del método ESR reside en la determinación de la dosis anual asumible para cada muestra. Esta determinación habría requerido mediciones in situ de radiación gamma, aparte de la evaluación de la actividad de los radioisótopos (contenido de U y Th) lo que constituye la porción de origen interno (*internal dose*) de dicha dosis anual. Al no haberse podido profundizar en esta línea de investigación, los resultados cronológicos expuestos (ver Tabla 31) y la subsiguiente discusión se

basan en las dosis anuales estimadas en su día por HENNIG (*com. pers.*), las cuales oscilan entre 50 y 70 mrad/año.

localidad	muestra	altura s.n.m. (m)	dosis acumulada (krad)	dosis anual # (mrad)	edad ESR estimada (ka)	edad Th/U (ka)
Cv. de na Mitjana	Mitj7a	+3,9	12,7 ± 1,3	70	182 ± 18	> 275 ? (1)
	Mitj7b	+3,9	10,0 ± 0,5	70	143 ± 7	88,0 ± 4,0 (1)
Coves Petites	Peti5	+ 40	7 ± 1	70	100 ± 14	> 205 (1)
	Peti6	+ 30	6 ± 1	70	86 ± 14	> 187 (1)
Cv. Cala Varques A	Var1a	± 0	< 1	50 - 70	< 20	3,9 ± 0,5 (1)
	§ Var1c	- 1	5,5 ± 0,5	70	78 ± 7	52,4 ± 5,0 (1)
Cv. sa Bassa Blanca	Bass2	+ 35	15 ± 3	50 - 70	265 ± 95	> 187 (2)
	Bass3a	+ 35	14 ± 3	50 - 70	249 ± 91	> 350 ? (2)
	Bass4	+ 35	27 ± 3	50 - 70	472 ± 128	> 285 (2)
	Bass8a	< 30	< 25	70	< 357	> 310 (2)

# dosis anual estimada (según HENNIG, *com. pers.*)  
 § se trata de la estalagmita subaérea que sirve de soporte a la muestra Var1a

(1) dataciones Th/U correspondientes a cavidades del área en estudio (ver Tabla 6/6/1)  
 (2) edades Th/U según GINÉS & GINÉS (1993b)

Tabla 31: Resultados de las dataciones de espeleotemas freáticos efectuadas mediante el método ESR. Se incluyen también, para su discusión, datos inéditos relativos a muestras procedentes de la Cova de sa Bassa Blanca (Alcúdia).

Comenzando la discusión por los depósitos más jóvenes, procedentes de la **Cova de Cala Varques A**, la muestra *Var1a* aporta una dosis acumulada <1 krad lo que supondría una edad inferior a los 20 ka. Esta cifra es coherente con la cronología postglacial del espeleotema freático analizado (edad Th/U de 3,9 ka), si bien la dosis acumulada medida sólo permite apuntar una edad máxima sin mayores precisiones. La estalagmita aérea (muestra *Var1c*), que sirve de soporte al sobrecrecimiento freático precedente, presenta una dosis acumulada de 5,5 krad lo que supone una edad ESR estimada de 78 ka; esta cronología, aunque bastante más elevada



que la edad Th/U obtenida (52,4 ka), situaría groseramente este espeleotema vadoso dentro de la última glaciación. Hay que decir con respecto a esta última muestra que, considerando del todo fiable su edad Th/U —la cual resulta de relaciones isotópicas consistentes—, la dosis anual presumible para la muestra *Var1c* se situaría en torno a los 105 mrad.

El espeleotema de la **Cova de na Mitjana** (Figura 41) suministra, en cambio, resultados mucho menos coherentes. Por una parte, la porción exterior del espeleotema (muestra *Mitj7a*) da una dosis acumulada de 12,7 krad, mayor que la de la porción más interna del mismo (muestra *Mitj7b*) con una dosis acumulada de 10 krad. Así pues la muestra *Mitj7a* tendría una edad ESR estimada en 182 ka, mientras que la edad Th/U arrojaría una cronología >275 ka, con las debidas reservas relacionadas con el bajísimo contenido de Uranio que presenta esa muestra. Por otro lado, para la parte interna del espeleotema (muestra *Mitj7b*) se le estimaría una edad ESR menor, en torno a los 143 ka, aún así más elevada que la edad Th/U obtenida (88 ka). En todo caso es de pura lógica que la porción interna del espeleotema freático de ningún modo puede ser más joven que las capas exteriores del mismo; esta anomalía podría ser atribuida a la presencia de procesos de recristalización —circunstancia ya argumentada al ocuparnos de las dataciones Th/U— los cuales habrían dado lugar a un “rejuvenecimiento” de la muestra, que afectaría a las edades sugeridas por los dos métodos de datación utilizados. Solamente resta añadir que la edad ESR de la muestra *Mitj7a* (182 ka) se acerca relativamente a la cronología propuesta en el capítulo anterior para los espeleotemas de esta localidad, que eran adscritos en su conjunto a un paleonivel marino correspondiente al estadio isotópico 7.

Los datos ESR relacionados con los espeleotemas freáticos de las **Coves Petites** (Figura 36) resultan totalmente inconsistentes. Las dosis acumuladas medidas en las muestras *Peti6* y *Peti5* son muy bajas (6 y 7 krad, respectivamente) lo que supondría edades ESR estimadas en torno a los 86 - 100 ka B.P.; es decir, el último interglacial. Por el contrario, la posición altimétrica de los espeleotemas muestreados en esta cavidad, los

cuales se sitúan a alturas comprendidas entre los +30 y +40 metros s.n.m., inclina a relacionarlos con algún paleonivel marino del Pleistoceno Medio (GINÉS, 1973), extremo éste que viene corroborado por las dataciones Th/U disponibles, que indican edades superiores a los 200 ka (ver Tabla 31). Abundando en este mismo sentido, las mediciones de ESR llevadas a cabo sobre cuatro muestras de la **Cova de sa Bassa Blanca**, las cuales son de una antigüedad presuntamente similar a causa de su altimetría (+35 metros s.n.m.), dan dosis acumuladas de 14 a 27 krad (edades ESR de 249 a 472 ka), cifras mucho mayores que las medidas en los espeleotemas de las Coves Petites. Las dataciones ESR de las muestras *Bass2*, *Bass3a*, *Bass4* y *Bass8a* apoyan pues un posicionamiento cronológico de estos paleoniveles más elevados que los situaría en algún evento cálido del Pleistoceno Medio (estadio 9, o incluso 11), tal y como viene avalado por las dataciones Th/U de esas mismas muestras. En base a lo expuesto, queda bien evidenciado que las edades ESR estimadas para los espeleotemas freáticos de las Coves Petites resultan del todo cuestionables.

Valorados en su conjunto, los resultados obtenidos a partir del uso de esta técnica de datación absoluta son bastante inconsistentes. A la dificultad ya mencionada de evaluar acertadamente la dosis anual de radiación presumible para cada muestra, hay que añadir los valores anómalos de dosis acumuladas observados en las muestras de la Cova de na Mitjana, donde se obtenía una edad creciente hacia la parte externa del espeleotema. Finalmente, las dosis acumuladas muy bajas medidas en las Coves Petites proporcionan edades que resultan contradictorias, tanto con las evidencias cronológicas derivadas de su ubicación altimétrica, como con las respectivas dataciones Th/U llevadas a cabo en esa misma localidad. Este hecho podría estar relacionado con la presencia de importantes procesos de recristalización en las muestras *Peti5* y *Peti6*, que habrían actuado en la línea de ocasionar un rejuvenecimiento de dichas muestras (GEYH & SCHLEICHER, 1990).

Es necesario hacer constar que, tras las muy buenas expectativas creadas en los primeros años de la experimentación del método ESR

(HENNIG & GRÜN, 1983; GRÜN, 1985), hoy en día existe un total acuerdo acerca de sus importantes limitaciones en lo que respecta a la datación de espeleotemas (FORD & WILLIAMS, 1989; GILLIESON, 1996; FORD, 1997). De este modo, se señalan como principales puntos débiles de este método los siguientes aspectos: existen considerables diferencias en las tasas de radiación registradas en muestras diversas pertenecientes a un mismo depósito; asimismo persiste una gran incerteza en la determinación correcta de la dosis anual, e incluso de la dosis acumulada. Aún reconociendo el potencial del método ESR, los resultados obtenidos hasta la fecha deben ser interpretados con suma cautela ya que, cuando se han podido comparar con dataciones efectuadas mediante otras técnicas suficientemente contrastadas (Th/U, por ejemplo), las correlaciones cronológicas observadas resultan a menudo muy pobres. De hecho, hay autores (GILLIESON, 1996) que consideran las mediciones de ESR más como una técnica de datación relativa que no como un método de datación absoluta en el sentido estricto. Los resultados que se han aportado ahora, sobre espeleotemas freáticos mallorquines, no hacen más que evidenciar las limitaciones del método que acabamos de reseñar.



## **6.8. Datos aportados por el estudio de algunos isótopos estables**

Los principales elementos químicos que concurren en la disolución/precipitación de la calcita presentan dos o más configuraciones isotópicas, en las que el isótopo más pesado tiene uno o más neutrones extra en su núcleo. El principio básico de las investigaciones sobre isótopos estables gravita en el siguiente hecho: al ocurrir un cambio de estado (evaporación, precipitación...) el isótopo más pesado es concentrado o retenido preferencialmente en la fase más densa del sistema. Este mecanismo de *fraccionamiento isotópico* está controlado, entre otros factores, por la temperatura ambiental, de tal modo que el análisis secuencial de la composición isotópica de un determinado registro sedimentario puede ser de gran utilidad para ensayar reconstrucciones paleoambientales. En este sentido, no debe olvidarse que el establecimiento preciso de las vicisitudes paleoclimáticas de los tiempos pleistocénicos se ha fundamentado, a lo largo de las últimas décadas, en el estudio de isótopos estables ya sea en sedimentos marinos profundos (SHACKLETON & OPDYKE, 1973; IMBRIE *et al.*, 1984; MARTINSON *et al.*, 1987), en calcitas freáticas depositadas a partir de aguas continentales (WINOGRAD *et al.*, 1988), o en sondeos efectuados en el hielo antártico (JOUZEL *et al.*, 1987). Partiendo de la base de que las cavidades subterráneas constituyen reductos climáticamente estables, siendo su temperatura muy próxima a la media anual de la temperatura exterior, los espeleotemas suponen en potencia excelentes registros de los cambios térmicos a escala global, entre otros parámetros climáticos (HARMON *et al.*, 1978b; HARMON, 1980).

Los isótopos que resultan de mayor interés de cara a estudios paleoclimáticos son el  $^{16}\text{O}$  y el  $^{18}\text{O}$ , procediéndose a la cuantificación del enriquecimiento o empobrecimiento de  $^{18}\text{O}$  con respecto al  $^{16}\text{O}$  como

consecuencia del mecanismo de fraccionamiento, el cual como ya se ha dicho está condicionado por la temperatura ambiental. La composición isotópica se suele indicar con la letra  $\delta$ , la cual expresa en ‰ la diferencia entre la relación  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  medida en la muestra analizada y la misma relación correspondiente a un estándar convencionalmente admitido: SMOW para las aguas (*Sea Mean Oceanic Water*) y PDB para las calcitas (*PeeDee Belemnite*). Aunque no se trata ahora de desarrollar los fundamentos físico-químicos de estas técnicas de investigación paleoambiental, es oportuno anotar que —simplificando mucho— los precipitados cristalinos (calcita y/o aragonito) serán isotópicamente más pesados en relación inversa a su temperatura de deposición; o lo que es lo mismo, la proporción de  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  en un registro sedimentario disminuirá a medida que se incrementa la temperatura media. Para profundizar en estas cuestiones es necesaria la consulta de obras especializadas (FAURE, 1986; FORD, 1997; GILLIESON, 1996), de las cuales se ha efectuado ya un amplio resumen en el capítulo sobre los métodos de estudio aplicados.

En comparación con los trabajos realizados sobre isótopos estables del Oxígeno, se ha dedicado mucha menos atención a los registros de isótopos del Carbono en espeleotemas. La relación  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  registra usualmente oscilaciones cíclicas que son relacionables en gran medida con la incidencia de factores medioambientales (FORD, 1997); entre ellos se cuentan tanto cambios cualitativos y cuantitativos en la cubierta vegetal, como variaciones en el contenido de  $^{13}\text{C}$  atmosférico ligadas a su vez a la actividad biológica.

El estudio de los isótopos estables del Oxígeno y del Carbono se muestra como una buena herramienta de reconstrucción paleoclimática, y paleoambiental en general. Es indicutible la validez contrastada de estas técnicas, puesta de manifiesto en la cronoestratigrafía isotópica de los tiempos cuaternarios (SHACKLETON & OPDYKE, 1973; MARTINSON *et al.*, 1987), la cual es hoy en día aceptada de modo unánime. Por otra parte, los espeleotemas existentes en las cavidades subterráneas representan con

frecuencia excelentes registros de sedimentación química, controlada de forma directa por factores ambientales; este tipo de depósitos se genera en un medio climático estable, que es representativo de la temperatura media del área geográfica que alberga la cavidad. A la luz de lo expuesto, las investigaciones isotópicas desarrolladas sobre espeleotemas ofrecen un potencial enorme para profundizar en el conocimiento del Pleistoceno Medio y Superior, tal como lo denotan localidades como Devils Hole, en Nevada U.S.A. (WINOGRAD *et al.*, 1992), con su completo registro paleoclimático que abarca hasta 500.000 años B.P.

De modo complementario a la campaña de dataciones absolutas Th/U efectuadas en colaboración con el *Dipartimento di Scienze Geologiche, Università "Roma Tre"* (Roma), hubo la posibilidad de llevar a cabo análisis de isótopos estables del Oxígeno y del Carbono sobre muestras de espeleotemas procedentes de Mallorca. Estas investigaciones se han centrado en los espeleotemas freáticos objeto del mencionado programa de datación isotópica, aunque se extendieron también a diversas muestras de espeleotemas vadosos, así como a las aguas de los lagos hipogeos de algunas de las cuevas visitadas. El conjunto de datos que serán expuestos a continuación pretende aportar algo de luz sobre el comportamiento isotópico de la precipitación de carbonatos en la zona de mezcla litoral; asimismo se intentarán extraer algunas informaciones paleoclimáticas sobre el rango de edad que abarcan los espeleotemas freáticos datados y, más concretamente, sobre el último interglacial (estadio isotópico 5).

#### **6.8.1. Análisis de isótopos estables de los espeleotemas**

Se han analizado los isótopos del Oxígeno y del Carbono en 31 muestras tanto de espeleotemas freáticos (22 muestras) como de depósitos estalagmíticos vadosos (9 muestras), recolectadas todas ellas en cuevas del Levante de Mallorca. La situación de las cavidades queda reflejada en la Figura 93, al tiempo que algunas informaciones adicionales sobre las localidades aparecen en la Tabla 27. Los datos isotópicos obtenidos

aparecen grafados en la Figura 104, pudiéndose consultar también en la Tabla 32; esta tabla incluye además las relaciones isotópicas determinadas para los materiales rocosos donde están excavadas algunas de las cavidades. De la gran mayoría de espeleotemas freáticos analizados se dispone de dataciones Th/U (ver Tabla 29), las cuales permitirán situar en el tiempo las interpretaciones paleoclimáticas que se puedan efectuar más adelante.

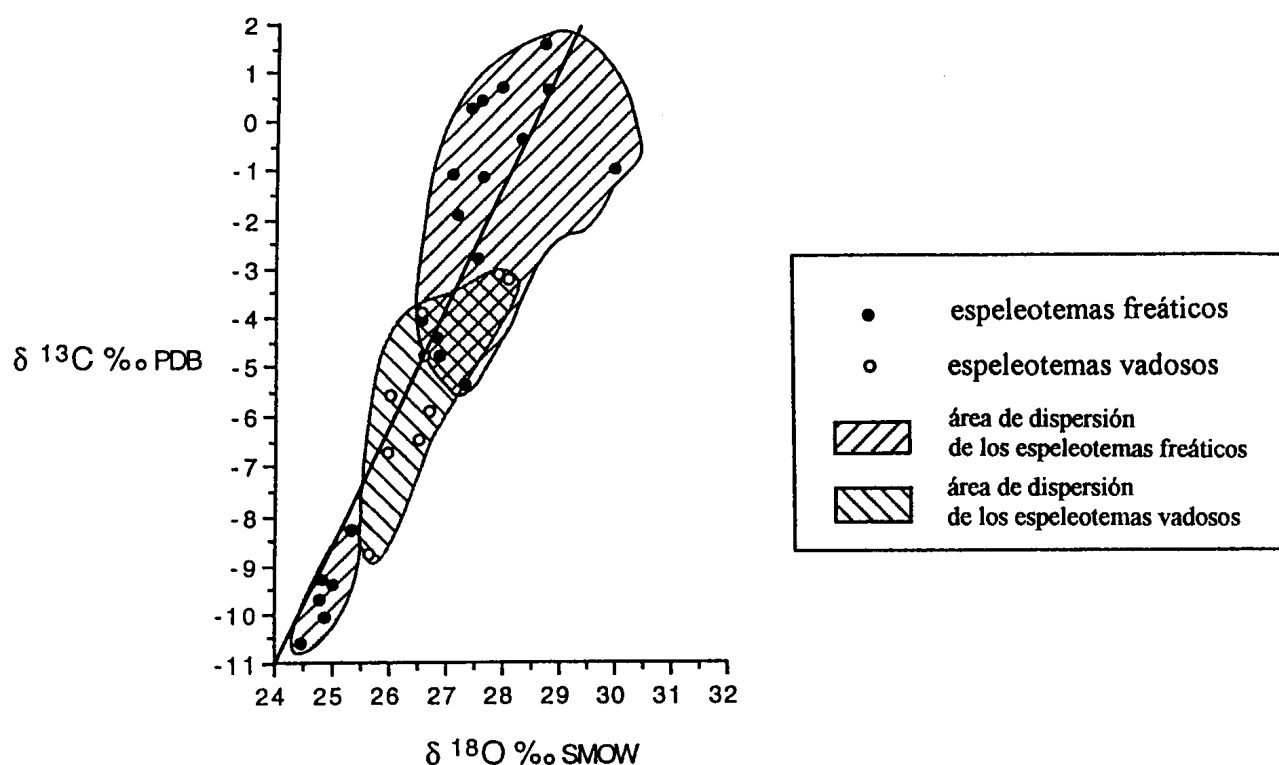


Figura 104: Valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y de  $\delta^{13}\text{C}$  obtenidos para las dos grandes categorías de depósitos que se han considerado: *espeleotemas freáticos* y *espeleotemas vadosos*. Se han grafado las áreas de dispersión correspondientes a los valores de cada una de dichas categorías. El coeficiente de correlación de la línea de regresión es 0,89.

Los valores obtenidos de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  presentan una covariación positiva (Figura 104); los datos se ajustan muy bien a una línea de regresión con un coeficiente de correlación de 0,89, indicando con claridad una casi perfecta correlación lineal. Idéntica correlación entre  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  ha sido encontrada en las zonas de mezcla de aguas meteóricas y marinas, en



<i>localidad</i>	<i>muestra</i>	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$ SMOW	$\delta^{13}\text{C} \text{‰}$ PDB
Cova de na Barxa	BA-D3	+ 30,01	- 1,00
	<b>BA-CD</b>	+ 28,47	- 0,31
Cova de na Mitjana	MI-D1a	+ 24,79	- 9,71
	MI-D1b	+ 24,46	- 10,60
	MI-D2	+ 24,85	- 10,04
	MI-D3	+ 24,81	- 9,26
	<b>MI-CZ</b>	+ 26,01	+ 0,70
Cova del Dimoni	<u>DI-D1-1</u>	+ 28,77	+ 0,62
	<u>DI-D1-2</u>	+ 27,09	- 1,06
	DI-D3	+ 28,33	- 0,35
	<b>DI-CA</b>	+ 26,22	- 4,77
Coves del Drac	DR-D4	+ 27,62	- 1,12
	DR-D1 §	+ 26,50	- 6,45
	DR-D2 §	+ 26,68	- 5,90
	DR-D7 §	+ 25,99	- 5,55
	DR-D8 §	+ 27,89	- 3,12
Coves del Pirata	PI-D1	+ 25,33	- 8,30
Cova des Pont	PO-D1	+ 25,02	- 9,37
Cova de Cala Falcó	FA-D2	+ 26,85	- 1,87
	<u>FA-D3-EC</u>	+ 28,74	+ 1,58
	<u>FA-D3-1</u>	+ 27,95	+ 0,68
	<u>FA-D3-2</u>	+ 27,61	+ 0,41
	<u>FA-D3-3</u>	+ 27,42	+ 0,30
	<u>FA-D3-4</u>	+ 27,16	- 1,94
	<u>FA-D3-5</u>	+ 27,54	- 2,81
	FA-D5 §	+ 26,59	- 4,77
	FA-D6 §	+ 25,94	- 6,73
	<b>FA-CA</b>	+ 26,58	- 3,26
Cova de Cala Varques B	<u>VB-D1-1</u>	+ 27,30	- 5,35
	<u>VB-D1-2</u>	+ 26,87	- 4,77
	VB-D2	+ 26,84	- 4,41
	VB-0 §	+ 26,56	- 3,89
	VB-3-1 §	+ 25,62	- 8,77
	VB-3-EC §	+ 28,11	- 3,23
Cova des Serral	SE-D2	+ 26,55	- 4,04
§ espeleotemas subaéreos depositados en condiciones vadosas			

Tabla 32: Composición isotópica de los espeleotemas y de las muestras de roca analizadas (isótopos estables de O y de C). Se han subrayado los espeleotemas freáticos de los cuales han sido analizadas sus distintas capas de crecimiento.

Las muestras de roca aparecen en *cursiva*. **CA**: calcarenitas del Mioceno Superior; **CD**: calizas dolomíticas del Jurásico; **CZ**: calizas jurásicas.

diversas áreas geográficas (ALLAN & MATTHEWS, 1982; FRANK & LOHMANN, 1996). La covariación observada no es posible explicarla sólo en términos de fraccionamiento isotópico debido a variaciones en la temperatura, en razón de la relativa gran amplitud del rango de valores isotópicos obtenidos. Tampoco puede ser justificada en base a diferencias litológicas de las rocas encajantes, ya que espeleotemas con valores máximos y mínimos de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  (ver Tabla 32) se dan en cuevas formadas en el mismo tipo de materiales: las calcarenitas del Mioceno Superior del Migjorn de Mallorca (Cova des Pont, Coves del Pirata y Cova del Dimoni).

El contenido de Uranio de los espeleotemas —que oscila entre 50 ppb y 2,9 ppm— se correlaciona positivamente con  $\delta^{13}\text{C}$  (Figura 105), así como también con  $\delta^{18}\text{O}$  habida cuenta de la correlación lineal entre C y O antes citada (ver Figura 104). Las covariaciones constatadas entre tales parámetros es plausible interpretarlas como una mezcla entre dos miembros extremos enriquecidos o empobrecidos en  $^{18}\text{O}$ ,  $^{13}\text{C}$  y Uranio, que serían respectivamente las aguas marinas y las aguas subterráneas continentales.

En la Figura 104 es posible comprobar cómo un gran grupo de espeleotemas freáticos tienen valores elevados de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ , lo cual denota una composición isotópica más pesada que puede ser explicada en relación con una alta presencia de agua marina en el sistema hidrogeoquímico. Por el contrario, aquellos otros espeleotemas freáticos con relaciones isotópicas más bajas indicarían presumiblemente una menor componente de agua marina en las soluciones que los originaron. Los bajos valores de  $^{18}\text{O}$  y de  $^{13}\text{C}$  de estos últimos espeleotemas podrían ser justificados también en base a la actuación de procesos de diagénesis meteórica, pero esta posibilidad no queda sustentada por los análisis petrográficos de las muestras; además, tal como apuntan ALLAN & MATTHEWS (1982) y FRANK & LOHMANN (1996), las calcitas alteradas por estos procesos de diagénesis presentan un patrón isotópico caracterizado

por un amplio rango de valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y un rango mucho más estrecho de  $\delta^{18}\text{O}$ , el cual no es observable en nuestras muestras. Tal patrón resulta del hecho de que el valor de  $\delta^{13}\text{C}$  de los productos de recristalización deriva de la combinación de dos fuentes de Carbono ( $\text{CO}_2$  edáfico y minerales carbonatados inestables), mientras que la magnitud de  $\delta^{18}\text{O}$  es dominada por una única fuente (el agua en la que ocurren los fenómenos de recristalización). La covariación positiva detectada también en este grupo de espeleotemas freáticos de composición isotópica ligera, sugiere un empobrecimiento en  $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$  de la solución que dió origen a estos depósitos.

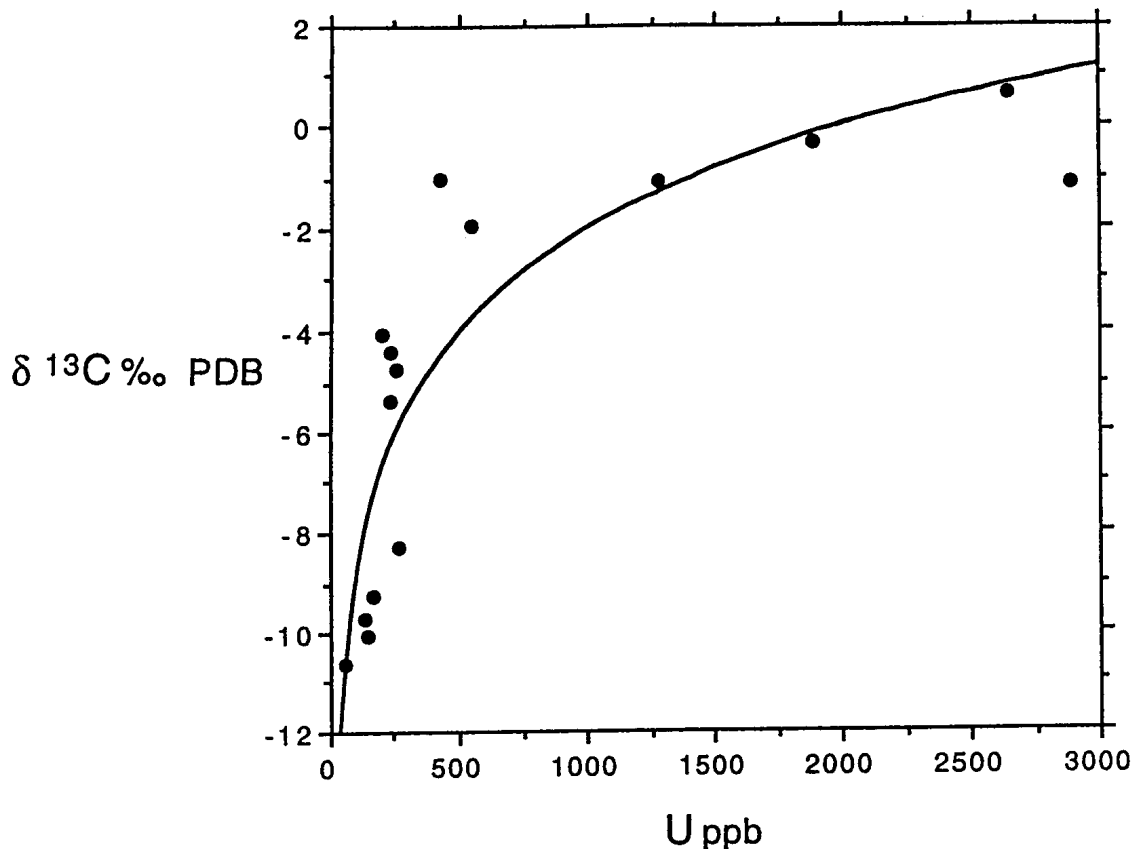


Figura 105: Valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y contenidos de Uranio correspondientes a los espeleotemas analizados. De modo análogo, esta gráfica sería válida para magnitudes de  $\delta^{18}\text{O}$  *versus* U ppb, habida cuenta de la correlación lineal observada entre C y O (ver Figura 104).

Los puntos grafiados se ajustan a una curva que representa la mezcla de dos componentes, definida por una relación isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$  o  $\delta^{18}\text{O}$ ) y la concentración de otro elemento (Uranio); el agua marina y el agua dulce continental constituyen los miembros extremos de esa mezcla.

Los espeleotemas vadosos muestran unas relaciones isotópicas relativamente altas (Figura 104; Tabla 32), circunstancia que puede ser explicada por unos valores isotópicos más bien elevados correspondientes a las aguas dulces de infiltración que los depositaron. La composición isotópica tirando a pesada de los espeleotemas vadosos estudiados sería en todo caso indicativa de un importante descenso térmico, ligado a su deposición durante eventos de signo frío. En relación con lo expuesto, es preciso consignar que de uno de los espeleotemas vadosos analizados (muestra *VB-0*) se ha realizado a su vez datación absoluta Th/U, la cual arroja una edad de 36 ka B.P. (estadio isotópico 3). Esta muestra tiene unas relaciones isotópicas muy similares a la del espeleotema freático *SE-D2* (edad Th/U de 121,3 ka); esto demostraría que durante el período frío correspondiente al final del estadio 3, las aguas de infiltración alcanzaron una composición isotópica tan pesada como las aguas freáticas salobres durante eventos interglaciales más cálidos.

Se han analizado en detalle las capas de crecimiento de tres muestras de espeleotemas freáticos —*FA-D3*, *DI-D1* y *VB-D1*, recolectadas respectivamente en la **Cova de Cala Falcó**, **Cova del Dimoni** y **Cova de Cala Varques B**— con la intención de detectar variaciones de sus relaciones isotópicas a lo largo del tiempo. En la muestra *FA-D3* la tendencia observable (Figura 106) comienza con un descenso en  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  y un incremento en  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  entre los niveles 5 y 4, seguido de una covariación positiva entre las dos variables a partir del nivel 4 (83,9 ka) y hasta la capa exterior del espeleotema (EC). La tendencia encontrada entre el nivel 5 y el 4 podría ser justificada por la diferente naturaleza mineralógica (FAURE, 1986) de ambas capas: calcita en la 5, y calcita magnesiana y aragonito en la 4. El subsiguiente cambio de composición isotópica registrado entre los niveles 4 y 1, los cuales son progresivamente más ricos en aragonito, puede ser atribuido a un enriquecimiento en  $^{13}\text{C}$  y  $^{18}\text{O}$  de las aguas freáticas a causa de una mayor presencia de agua marina en el sistema, o explicado también invocando un descenso en la temperatura de deposición. Si asumiésemos que las soluciones a partir de las cuales se depositó este espeleotema son

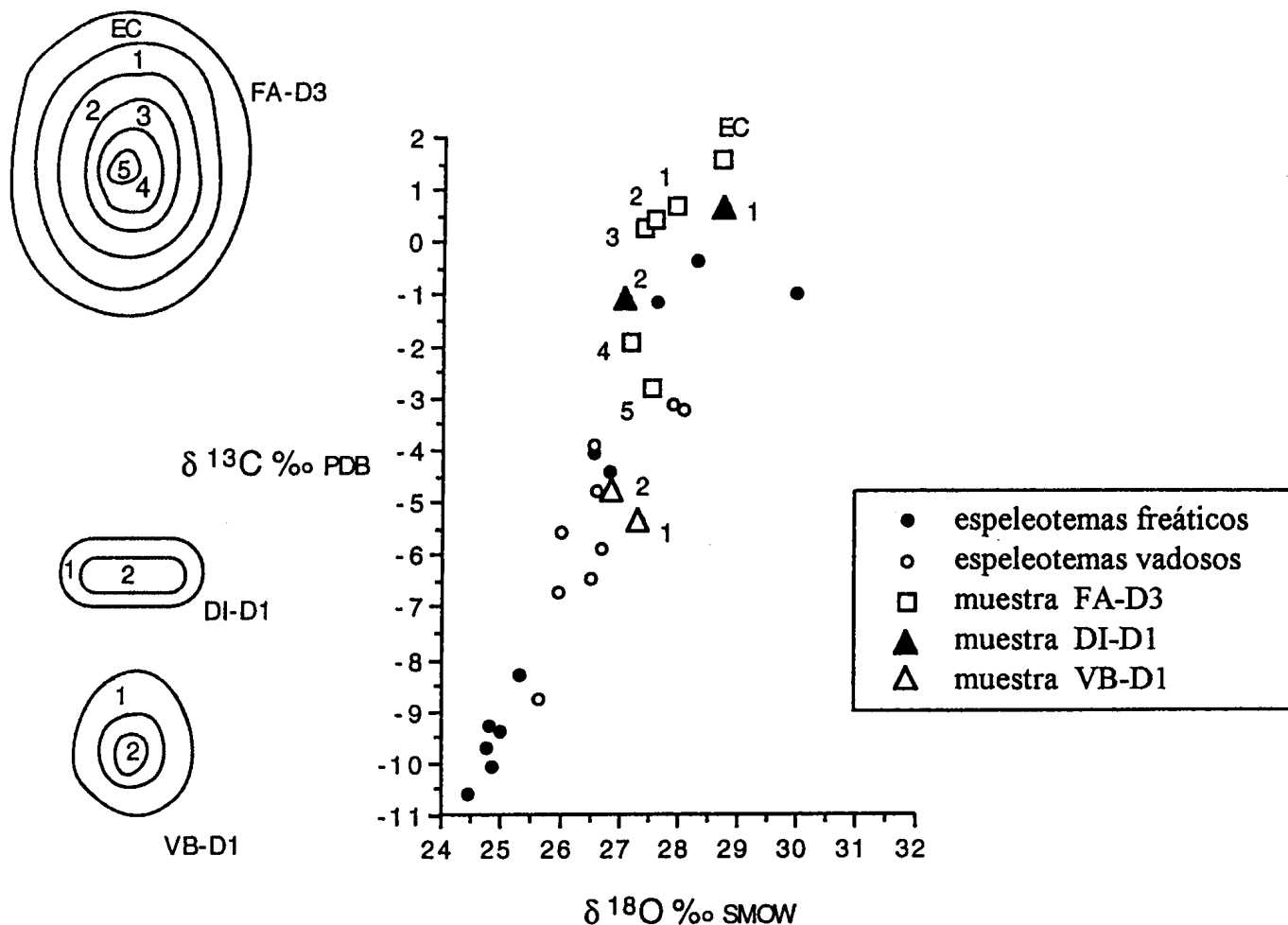


Figura 106: Valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y de  $\delta^{13}\text{C}$  correspondientes a la totalidad de los espeleotemas estudiados. En esta gráfica se detallan los valores obtenidos para las distintas capas de crecimiento en tres muestras de espeleotemas freáticos. La numeración de estas submuestras se incrementa hacia el interior del espeleotema, tal como está recogido en la figura.

similares a las de los actuales lagos hipogeos ( $\delta^{18}\text{O} = -3,64 \text{ ‰ SMOW}$ ), los valores obtenidos indicarían un descenso térmico de  $3 \text{ °C}$  (ecuación termométrica de FRIEDMAN & O'NEIL, 1977) entre los niveles 4 y 1; habida cuenta de que el carácter aragonítico de estos niveles se incrementa de forma progresiva, es razonable aceptar que la tendencia isotópica observable en estos niveles se debe exclusivamente al enriquecimiento gradual en  $^{18}\text{O}$  de la solución, asociado con un incremento relativo de agua marina en el sistema geoquímico. La capa más exterior (EC), que se halla

constituida por calcita, esta enriquecida en  $^{18}\text{O}$  a razón de un  $0,8\text{‰}$  con respecto a la capa aragonítica adyacente (nivel 1). Esta diferencia es posible justificarla en términos de un descenso de temperatura de unos  $3\text{ °C}$ , que concordaría con el cambio en la naturaleza mineralógica del espeleotema, ya que la calcita se suele formar a temperaturas inferiores que el aragonito (RAO, 1996); dicho descenso térmico iría ligado a la finalización del último evento interglacial.

En cuanto a la muestra *DI-D1* se constata una covariación positiva entre el nivel 2 (119,7 ka) y el nivel 1 (112,9 ka), con un fuerte enriquecimiento en  $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$  (Figura 106). Esta tónica se asemeja a la de la muestra *FA-D3* entre los niveles 4 y 1 (ver Tabla 32) y, también en este caso, la diferencia de composición isotópica de las dos capas implicaría presuntamente un acusado descenso de la temperatura deposicional. Si asumimos lo expuesto con anterioridad para los citados niveles de la muestra *FA-D3*, el enriquecimiento en  $^{13}\text{C}$  y  $^{18}\text{O}$  ocurrido entre 119,7 y 112,9 ka B.P. debe obedecer a una mayor aumento de la proporción de agua marina en los lagos subterráneos, conectado con una fase de relativa aridez. Debe tenerse en mente, que resulta difícil de justificar una composición isotópica pesada —ligada a un presunto acusado descenso de la temperatura ambiental— cuando de hecho nos encontramos en torno a uno de los máximos térmicos del subestadio 5e. Estas interpretaciones se ven apoyadas por el notable enriquecimiento en Uranio de la capa 1 en comparación con la 2 (ver Tabla 29), debido a la alta concentración de Uranio que caracteriza a las aguas marinas. La naturaleza aragonítica de la capa 1, frente a la composición calcítica del nivel 2, también parece confirmar la hipótesis de una mayor componente marina en las aguas freáticas, asociada a unas condiciones climáticas de signo cálido y relativa aridez.

Finalmente, en el espeleotema *VB-D1* se han analizado el nivel 2 (111,9 ka) y el nivel 1; el aparente hiato existente entre las dos capas (Figura 106) queda bien explicado por la existencia de un nivel intermedio que no ha sido factible muestrear. Las dos capas analizadas presentan una tendencia

caracterizada por un descenso en  $^{13}\text{C}$  y un incremento en  $^{18}\text{O}$ , que podría justificarse aludiendo a la diversa naturaleza mineralógica (FAURE, 1986; RAO, 1996) de las dos capas —calcita magnesiana en el nivel 2, y calcita en el 1—, causada por un descenso en su temperatura de deposición. Esta sería la misma situación observada en los niveles 5 y 4 de la muestra *FA-D3*, atribuida asimismo a un cambio mineralógico. En la muestra *VB-D1-1* se han registrado también concentraciones pobres de Uranio y una alta actividad inicial  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  (ver Tabla 29); esto podría indicar una componente relativamente baja de agua marina en el sistema, relacionable con la finalización del último interglacial y el cambio hacia unas condiciones climáticas más frías y menos áridas.

### **6.8.2. Análisis de isótopos estables de las aguas freáticas salobres**

En la Tabla 33 se han reunido datos sobre las temperaturas, pH y  $\delta^{18}\text{O}$  de las aguas freáticas salobres de las cuevas, juntamente con los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  medidos para las láminas flotantes en la superficie de sus lagos (LF), así como para el total de Carbono disuelto (TCD) en tales lagos. Son incluidos también en esta tabla los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\text{CO}_2$  en equilibrio con las aguas freáticas, deducidos a partir de las ecuaciones de DEINES *et al.* (1974); asimismo, se expresan las magnitudes de  $\delta^{18}\text{O}$  estimadas para los precipitados actuales que se originan en los lagos salobres de las cuevas, de acuerdo con los cálculos geotermométricos efectuados por FRIEDMAN & O'NEIL (1977).

Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de las aguas freáticas muestran una notable variabilidad, abarcando desde  $+1,32\text{‰}$  en la **Cova del Dimoni** hasta  $-5,66\text{‰}$  en la **Cova des Pont**. Tales variaciones pueden ser correlacionadas con la cantidad de agua marina en el sistema y, en consecuencia, con la distancia existente entre las cuevas y la línea de costa.

La **Cova del Dimoni**, en concreto, está hoy en día conectada de forma directa con el mar, por lo que el valor de  $\delta^{18}\text{O}$  de sus aguas ha de ser muy similar al del Mediterráneo, el cual es normalmente superior al 0 ‰. De esta forma, el lago de esta localidad —caracterizado también por el valor máximo de  $\delta^{13}\text{C}$  (-2,83 ‰)— es el que más se acerca a la composición isotópica del agua marina (KROOPNICK, 1985). La **Cova des Pont** y las **Coves del Pirata** se localizan a una mayor distancia de la línea de costa, y están por lo tanto menos afectadas por fenómenos de intrusión salina, hecho que queda asimismo reflejado en el  $\delta^{13}\text{C}$  tanto de TCD como de LF.

<i>localidad</i>	<i>muestra</i>	T °C	pH	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ SMOW	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ PDB	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ (CO <sub>2</sub> ) PDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ (CaCO <sub>3</sub> ) SMOW
Cova de na Barxa	H <sub>2</sub> O	16,5	7,0	- 3,54	—	—	+ 27,06
	TCD	—	—	—	- 6,71	-15,17	—
Cova del Dimoni	H <sub>2</sub> O	12,8	7,5	+1,32	—	—	+ 32,96
	TCD	—	—	—	- 2,83	- 11,66	—
Coves del Pirata	H <sub>2</sub> O	20,0	7,1	- 3,17	—	—	+ 26,63
	TCD	—	—	—	- 10,67	- 18,72	—
Cova des Pont	H <sub>2</sub> O	16,3	7,9	- 5,66	—	—	+ 24,92
	TCD	—	—	—	- 7,13	- 15,57	—
Cova de Cala Falcó	H <sub>2</sub> O	18,0	7,8	- 3,64	—	—	+ 26,70
	TCD	—	—	—	- 9,68	- 17,98	—
Cova de Cala Varques B	H <sub>2</sub> O	16,0	7,8	- 3,15	—	—	+ 27,58
	LF	—	—	—	- 5,53	- 16,06	—
Cova de Cala Varques C	H <sub>2</sub> O	16,0	7,3	- 2,48	—	—	—
	LF	—	—	—	- 4,76	- 15,28	—
Cova des Serral	H <sub>2</sub> O	15,5	7,4	- 2,67	—	—	+ 28,18
	LF	—	—	—	- 5,22	- 15,80	—

Tabla 33: Parámetros físico-químicos e isotópicos obtenidos en los lagos subterráneos de varias de las cuevas estudiadas.

TCD = Total de Carbono Disuelto en las aguas salobres de las cavidades; LF = Láminas Flotantes en la superficie de sus lagos. Consultar el texto para disponer de precisiones sobre el cálculo de algunos parámetros, así como para la discusión de los resultados.



Resultados similares han sido publicados por JIMÉNEZ DE CISNEROS & CABALLERO (1999) referentes a las aguas freáticas de algunas cavidades mallorquinas; estos autores aportan datos de  $\delta^{18}\text{O}$  que van desde  $-5,3 \text{ ‰}$  a  $-3,1 \text{ ‰}$  (SMOW), constatándose igualmente una composición isotópica más pesada en las cavidades inmediatas a la línea litoral, que es relacionada con una mayor influencia de las aguas marinas en el quimismo de los lagos hipogeos muestreados.

La composición isotópica del TCD (total de Carbono disuelto) y de las láminas flotantes (LF) permite la evaluación del  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\text{CO}_2$  gaseoso en equilibrio con las especies de bicarbonatos y carbonatos respectivamente (DEINES *et al.*, 1974). Valores análogos pueden ser obtenidos también considerando el fraccionamiento de los isótopos de Carbono en el sistema de equilibrio  $\text{CO}_2$  (gas) —  $\text{HCO}_3^-$  (disuelto) —  $\text{CaCO}_3$  (sólido), de acuerdo con los trabajos de EMRICH *et al.* (1970); estos autores han constatado los siguientes factores de fraccionamiento:  $+10,17 \pm 0,18 \text{ ‰}$  entre carbonato sólido y  $\text{CO}_2$  gaseoso;  $+1,85 \pm 0,23 \text{ ‰}$  entre carbonato y bicarbonato; y  $+8,38 \pm 0,12 \text{ ‰}$  entre bicarbonato y dióxido de Carbono. ZHANG *et al.* (1995) han obtenido asimismo cifras de fraccionamiento isotópico entre  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{CO}_2$  similares a las aportadas por EMRICH *et al.* (1970) y DEINES *et al.* (1974). Un rango amplio de valores de  $\delta^{13}\text{C}$  han sido evaluados por nosotros en el sistema  $\text{CaCO}_3$  —  $\text{CO}_2$  pero, considerando los datos de temperatura y pH de los lagos subterráneos muestreados, los factores de fraccionamiento se corresponden (dentro de los márgenes de error) con los expuestos más arriba.

Las magnitudes calculadas para el  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\text{CO}_2$  gaseoso abarcan de  $-11,66$  a  $-18,72 \text{ ‰}$ . Estas cifras nos pueden suministrar informaciones claras acerca de las posibles fuentes de dióxido de Carbono: el  $\text{CO}_2$  edáfico (ALLAN & MATTHEWS, 1982; DEINES *et al.*, 1974), las rocas sedimentarias

metaestables (consultar la Tabla 32), y el agua marina. Los rangos correspondientes a tales fuentes son descritos en la Figura 107, juntamente con los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de los espeleotemas, los cuales resultan de la mezcla de Carbono procedente de las citadas fuentes; en esta gráfica quedan individualizados dos grupos diferentes de valores de  $\delta^{13}\text{C}$  obtenidos para los espeleotemas freáticos (ver Figura 104 y Tabla 32). Por un lado, los precipitados con magnitudes  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  elevadas estarían relacionados esencialmente con Carbono de orígenes metasedimentario y marino. Por

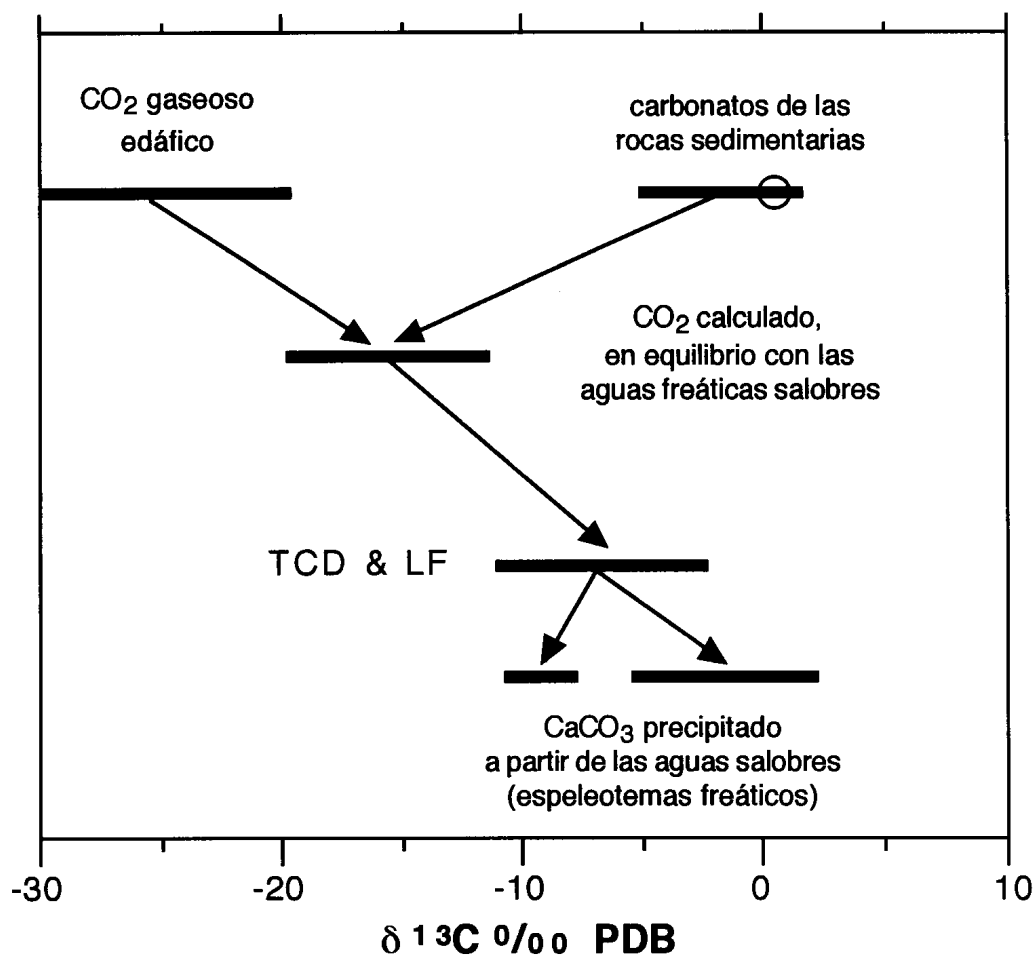


Figura 107: Rangos de  $\delta^{13}\text{C}$  calculados para el sistema  $\text{CO}_2$  —  $\text{HCO}_3^-$  —  $\text{CaCO}_3$  en el karst litoral de Mallorca. Ver discusión detallada en el texto.

TCD = Total de Carbono Disuelto en las aguas salobres de las cavidades; LF = Láminas Flotantes en la superficie de sus lagos. El círculo blanco representa el valor medio de  $\delta^{13}\text{C}$  del agua marina.

otra parte, las calcitas ligeras de las **Coves del Pirata**, la **Cova des Pont** y, de modo análogo, de la **Cova de na Mitjana** (donde no se dispone de datos sobre el CO<sub>2</sub>) se relacionarían con soluciones en las que predomina la aportación de aguas continentales derivadas de lluvias enriquecidas en <sup>16</sup>O con respecto al agua marina; asimismo, como dichas aguas han transitado a través de formaciones edáficas, relativamente ricas en materia orgánica, han resultado también enriquecidas en <sup>12</sup>C, justificándose así la composición isotópica ligera de las muestras de dichas localidades.

En líneas generales los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  correspondientes al TCD (total de carbono disuelto) y a LF (láminas flotantes), así como los valores estimados para el  $\delta^{18}\text{O}$  de los precipitados actuales (ver Tabla 33), se corresponden bastante bien con el rango de composiciones isotópicas medidas por JIMÉNEZ DE CISNEROS & CABALLERO (1999) en calcitas flotantes actuales de diversas cuevas litorales de Mallorca. Estos autores consignan unas relaciones isotópicas del Oxígeno y del Carbono más pesadas en las cavidades próximas a la línea de costa, hecho que relacionan con una mayor participación de agua marina en el sistema, así como con la menor influencia de CO<sub>2</sub> de origen edáfico.

### **6.8.3. Discusión: implicaciones paleoclimáticas**

Los valores de isótopos estables de los espeleotemas freáticos considerados en este trabajo no permiten ser usados para reconstruir una única curva climática del Pleistoceno Superior, ya que las muestras proceden de diferentes cuevas cuyos lagos hipogeos están caracterizados por aguas de composiciones geoquímicas muy diversas. Tan sólo en el caso de disponer de un completo registro, procedente de una sola cavidad, sería teóricamente posible establecer una curva paleoclimática análoga a la encontrada en publicaciones como las de WINOGRAD *et al.* (1988, 1992) o las de SHACKLETON & OPDYKE (1973) y MARTINSON *et al.* (1987), que se fundamentan estas últimas en otros indicadores paleoclimáticos

—foraminíferos en sedimentos marinos profundos— de los cuales se puede disponer de un registro continuo.

En la Figura 108, los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  correspondientes a los espeleotemas freáticos de diferentes cavidades (círculos negros) han sido representados sobre una escala temporal; se ha incluido además una sola muestra de origen vadoso —muestra *VB-0*— consistente en una estalactita aérea de la **Cova de Cala Varques B** (cuadrado blanco). Las líneas discontinuas señalan períodos de nivel marino elevado, tal como están recogidos en la bibliografía (GALLUP *et al.*, 1994; HILLAIRE-MARCEL *et al.*, 1996; MARTINSON *et al.*, 1987; NEUMANN & HEARTY, 1996; ZAZO, 1999), mientras las líneas continuas, que han sido trazadas en base a los datos isotópicos y cronológicos de algunos de los espeleotemas analizados, indican episodios de signo frío. Los espeleotemas freáticos anteriores al subestadio 5e no han sido incluidos en la figura, a causa de los grandes errores asociados a las edades calculadas.

Las muestras de la **Cova de na Barxa** y las **Coves del Pirata** pueden ser adscritas a una estabilización marina alta dentro del subestadio 5e, pero no es posible atribuirles a la línea de 117 o de 135 ka (HILLAIRE-MARCEL *et al.*, 1996; NEUMANN & HEARTY, 1996) en razón de los amplios márgenes de error de sus respectivas edades. Por otra parte, las muestras de la **Cova des Serral** (*SE-D2*), **Cova de Cala Varques B** (*VB-D1-2*) y **Cova del Dimoni** (*DI-D1-1*, *DI-D1-2*) registran previsiblemente el pico transgresivo de 117 ka (ver Figura 108). En particular la muestra *DI-D1-2* (119,7 ka) tiene una composición isotópica más ligera que la capa formada subsiguientemente (*DI-D1-1*), datada en 112,9 ka. Desde el momento en que ambas muestras pueden ser asignadas a la pulsación transgresiva de 117 ka, la más antigua de ellas (*DI-D1-2*) es posible referirla a una fase previa, relativamente fría, caracterizada por una baja componente de agua marina en el sistema. Esto resulta confirmado también por el bajo contenido en Uranio y la naturaleza calcítica de la muestra de 119,7 ka, tal como se ha expuesto con anterioridad. Tan sólo la muestra *DI-D3* procedente de la

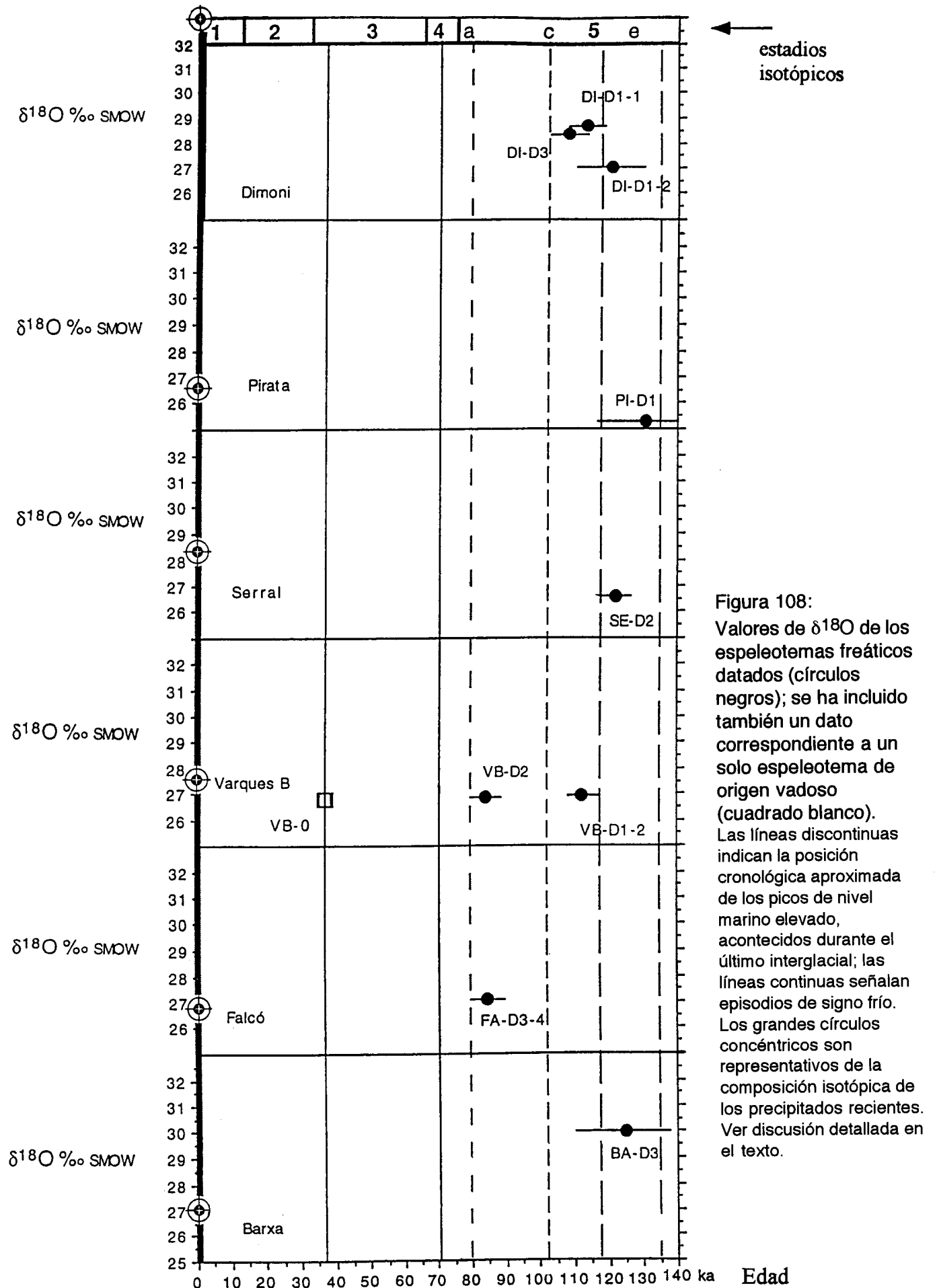


Figura 108:  
Valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de los espeleotemas freáticos datados (círculos negros); se ha incluido también un dato correspondiente a un solo espeleotema de origen vadoso (cuadrado blanco). Las líneas discontinuas indican la posición cronológica aproximada de los picos de nivel marino elevado, acontecidos durante el último interglacial; las líneas continuas señalan episodios de signo frío. Los grandes círculos concéntricos son representativos de la composición isotópica de los precipitados recientes. Ver discusión detallada en el texto.

**Cova del Dimoni** es factible atribuirla al subestadio 5c, grafiado en la Figura 108 mediante una línea discontinua situada aproximadamente en torno a los 103 ka.

Las muestras *FA-D3-4* de la **Cova de Cala Falcó** y *VB-D2* de la **Cova de Cala Varques B** es lógico asociarlas a la línea de 80 ka, correspondiente al subestadio 5a. Si comparamos las relaciones isotópicas de esta última muestra con las de otro espeleotema procedente de la misma localidad (*VB-D1-2*), pero asignado al pico de 117 ka, se hace patente que ambas muestras tienen la misma composición isotópica, reflejando similares componentes de agua marina en el sistema y análogas temperaturas ambientales. Por tanto, es plausible deducir que el final del subestadio 5e y el evento 5a podrían haber tenido parecidas condiciones climáticas.

La muestra *VB-D1-1* de la **Cova de Cala Varques B**, correspondiente a una capa formada con posterioridad al nivel datado en 111,9 ka (*VB-D1-2*), podría señalar ya la transición hacia unas condiciones climáticas menos cálidas asociadas al final del último interglacial. Como se ha indicado previamente, las composiciones isotópicas diversas de estas dos muestras del mismo espeleotema son atribuibles a cambios en su naturaleza mineralógica (de calcita magnesiana a calcita), ligados a un posible descenso de temperatura que marcaría el tránsito hacia el estadio isotópico 4. La línea continua dibujada en torno a los 36 ka, que se corresponde con la edad del espeleotema vadoso de la **Cova de Cala Varques B**, se sitúa plenamente en un período frío: el final del estadio 3. Este espeleotema vadoso (*VB-0*) posee la misma composición isotópica que una muestra de espeleotema freático (*SE-D2*) formada hace 121,3 ka, demostrando que durante los eventos fríos las aguas de infiltración pueden alcanzar unas relaciones isotópicas más pesadas que las de algunas aguas freáticas durante episodios interglaciales.

Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  calculados para los precipitados actuales (círculos concéntricos grandes) aparecen también representados en la

Figura 108. Estos valores han sido obtenidos usando el geotermómetro calcita—H<sub>2</sub>O (FRIEDMAN & O'NEIL, 1977), teniendo en cuenta la composición isotópica del Oxígeno y la temperatura medidas en las aguas freáticas salobres de los lagos de las cavidades (Tabla 33). Las curvas oceánicas estándar evidencian que el presente período cálido está caracterizado por bajas relaciones <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O, debidas a la alta temperatura de deposición. Sin embargo, las relaciones isotópicas calculadas para los precipitados actuales podrían ser más pesadas que los valores pretéritos; esto se explicaría en relación con diferencias en la magnitud del componente marino en el sistema geoquímico, y no en base a una temperatura actual necesariamente más elevada.

A modo de recapitulación es posible establecer que las relaciones isotópicas del Oxígeno y del Carbono, en los espeleotemas analizados, han demostrado cómo composiciones isotópicas pesadas dan cuenta de una elevada componente marina en las aguas freáticas litorales, en correspondencia con episodios climáticos cálidos. Estos cambios en la componente marina, asociados a las fluctuaciones climáticas, quedan también registrados en el contenido de Uranio de los espeleotemas freáticos. Por otro lado, los análisis detallados de las sucesivas capas de crecimiento de algunos de estos depósitos indican que el fraccionamiento isotópico del Carbono y del Oxígeno se ve influenciado por factores de naturaleza mineralógica.

La elevada participación de agua marina, registrada por los espeleotemas freáticos durante episodios cálidos como el conjunto del último interglacial (estadio isotópico 5), puede ser explicada invocando una mayor intrusión marina en el sistema hidrogeoquímico. Este incremento de salinidad en los lagos freáticos de las cavidades, a lo largo de eventos interglaciales, denotaría una disminución en la componente continental de las aguas freáticas, relacionable con condiciones paleoambientales relativamente áridas.

Finalmente, cabe reseñar que los espeleotemas vadosos analizados han puesto de manifiesto que, durante períodos de carácter frío, este tipo de depósitos pueden alcanzar relaciones isotópicas tan pesadas como las de algunos espeleotemas freáticos, precipitados a partir de aguas fuertemente salinas correspondientes a episodios interglaciales.



### **6.9. El conocimiento de los paleoniveles del Mediterráneo por medio de los espeleotemas freáticos mallorquines**

En los capítulos precedentes de este gran bloque temático de la memoria —el cual constituye sin duda el núcleo de la misma— se ha tenido ocasión de acceder a un conocimiento relativamente amplio de los espeleotemas freáticos, como fenómeno morfosedimentario destacable del endokarst litoral de Mallorca. Han sido glosados, entre otros aspectos, sus rasgos morfológicos y genéticos, centrándonos en el estudio isotópico de muestras de estos depósitos, recolectadas tanto por encima como por debajo del nivel marino presente. Estas investigaciones isotópicas se han focalizado en la datación radiométrica (técnica de las series de Uranio, así como mediciones de ESR) de los paleoniveles de espeleotemas freáticos observados, con la finalidad última de contribuir a la reconstrucción de la historia del nivel marino durante el Cuaternario reciente; asimismo, el estudio de los isótopos estables de Carbono y Oxígeno pretendía suministrar informaciones tendentes a la mejor interpretación paleoambiental de las alternancias climáticas, que han afectado a nuestro entorno geográfico desde el Pleistoceno Medio hasta nuestros días.

Llegados a este punto, es el momento adecuado (a modo de conclusión del presente bloque) de sintetizar los datos aportados por el estudio de los espeleotemas freáticos mallorquines, procediendo a la propuesta de una curva eustática de los últimos 300 ka válida para la isla de Mallorca; pensamos que los resultados obtenidos representan una contribución, del todo original, a la reconstrucción de una curva eustática detallada en el ámbito del Mediterráneo Occidental. Posteriores investigaciones, a realizar tanto sobre los espeleotemas freáticos como profundizando en el estudio interdisciplinar de las antiguas líneas de costa y sus sedimentos, podrán corroborar y complementar el complejo registro procedente de estos peculiares depósitos kársticos litorales.

### **6.9.1. La posible incidencia de la neotectónica**

Antes de entrar en materia es conveniente aludir, aunque sea con brevedad, a la no descartable repercusión de la neotectónica en la consistencia de los datos que se expondrán a continuación. A este respecto, debe tenerse presente el hecho de que ya ha sido mencionada, en diversas ocasiones, la existencia de deformaciones tectónicas recientes en áreas litorales de Mallorca (DEL OLMO & ALVARO, 1984; GELABERT *et al.*, 1992). Por otra parte, y apuntando en la misma dirección, las dataciones de espeleotemas freáticos situados por encima del actual nivel del mar denotan basculamientos recientes (tan sólo algo superiores al metro de desnivel) que afectan a buena parte de la costa oriental de Mallorca (TUCCIMEI *et al.*, 1998), tal como se verá seguidamente.

La interpretación detenida de los valores de edad y de altimetría, obtenidos para las muestras de espeleotemas freáticos correspondientes a paleoniveles marinos superiores al actual (ver Tabla 29 y Figura 100) es sumamente interesante en orden a evaluar la incidencia de movimientos tectónicos recientes. En este sentido es posible comprobar lo siguiente: cuando un determinado paleonivel marino se encuentra registrado en cavidades diversas lo hace a alturas diferentes, que son siempre mayores en las localidades situadas más hacia el Norte. De esta forma, la Figura 109 nos refleja con toda claridad cómo las alineaciones de espeleotemas freáticos atribuidas a los subestadios 5a, 5c y 5e, están registradas a mayor elevación conforme nos vamos desplazando en dirección Norte. Por ejemplo, seis muestras correspondientes al subestadio 5e (*SE-D2*, *VB-D1-2*, *PI-D1*, *DI-D1-1*, *DI-D1-2* y *BA-D3*) presentan una clara tendencia de incremento altimétrico paralelo al de la latitud, con alturas que van desde los +1,4 metros de la Cova de Cala Varques B hasta los +2,4 metros de la Cova de na Barxa y los +2,5 metros de la Cova del Dimoni, localidades éstas bastante más septentrionales. De la misma manera, las muestras *Serr10* y *DI-D3*, atribuidas al subestadio 5c, se recogieron a altitudes de +1,5 metros la primera de ellas (Cova des Serral) y de +2,5 metros también en el caso de la

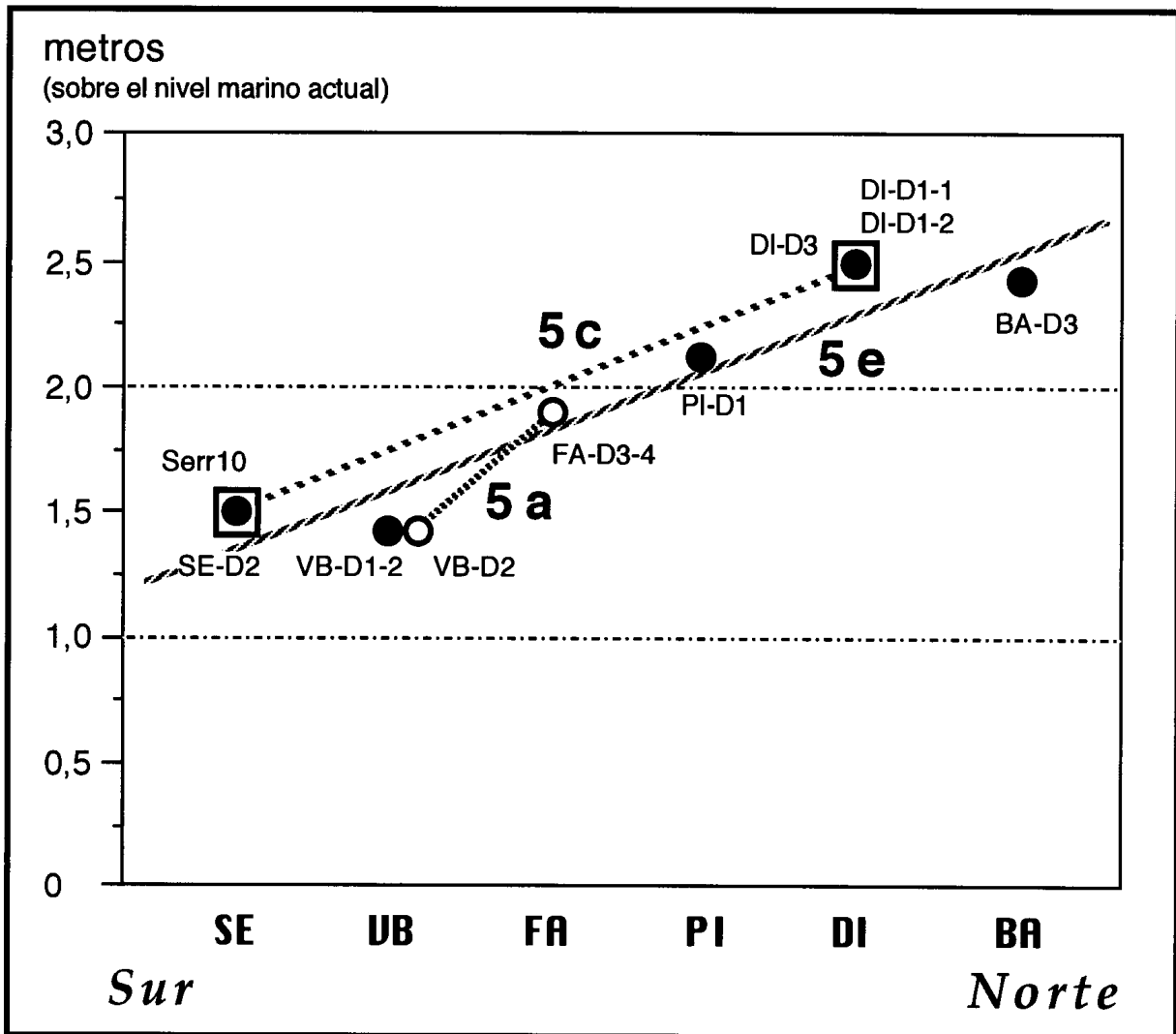


Figura 109: En esta gráfica se recoge la altura a la que se encuentran los espeleotemas freáticos recolectados por encima del presente nivel marino, pertenecientes a distintos subestadios del último interglacial. Su elevación presenta una clara tendencia de incremento hacia el Norte, relacionable con deformaciones tectónicas recientes. La distribución latitudinal de las cuevas no está representada a escala. **Círculos blancos:** muestras correspondientes al subestadio 5a; **cuadrados:** muestras atribuidas al subestadio 5c; **círculos negros:** muestras pertenecientes al subestadio 5e. **SE:** Cova des Serral; **VB:** Cova de Cala Varques B; **FA:** Cova de Cala Falcó; **PI:** Coves del Pirata; **DI:** Cova del Dimoni; **BA:** Cova de na Barxa.

Cova del Dimoni. Esta tónica ascendente con la latitud es asimismo observable en las dos muestras datadas, pertenecientes al subestadio 5a (*VB-D2* y *FA-D3-4*). Estos hechos ponen en evidencia una deformación tectónica del área investigada que se produjo, al menos en parte, con posterioridad al último interglacial.

Los espeleotemas freáticos recogidos a cotas inferiores al nivel marino actual, permiten de momento aventurar poco más acerca de la neotectónica que les haya afectado. No cabe duda de que determinados paleoniveles marinos situados a cotas distintas —pero cercanas entre ellas— y procedentes de localidades diferentes, se solapan en cuanto a su cronología, si tenemos en cuenta los márgenes de error de las edades calculadas para cada espeleotema (ver Tabla 30). Así, las muestras *GL-D3* y *PS-D5* (subestadio 5b) se recolectaron a profundidades respectivas de -17,5 y -18 metros, con edades calculadas de 91,4 y 98 ka B.P.; de un modo semejante, las muestras *GL-D5* y *CS-D3* (estadio 4), con edades de 78 y 79,6 ka, fueron localizadas respectivamente a cotas de -16 y -17 metros. Estas posibles anomalías altimétricas cabría explicarlas también invocando basculamientos recientes, tal como se ha expuesto más arriba. Por contra también nos hallamos ante paleoniveles de profundidades discrepantes, pero próximas entre sí, muestreados en la misma cavidad. En esta categoría se situarían las muestras *VB-D3* y *VB-D5* (Cova de Cala Varques B), cuyas edades se sitúan alrededor de los 125 ka pero sus profundidades de origen son -14 y -16,5 metros; de igual modo, dos paleoniveles datados en la Cova de sa Gleda (*GL-D1* y *GL-D5*), que arrojaron edades de 76,2 y 78 ka, fueron muestreados a -15 y -16 metros de profundidad. En estos últimos casos citados no es factible argumentar la incidencia de deformaciones recientes, sino que ha de tratarse por fuerza de estabilizaciones marinas menores, pero distintas, dentro del mismo evento climático.

Queda patente, pues, que los paleoniveles marinos regresivos datados no dan luz sobre estas cuestiones por el momento. De todas maneras, el pequeño orden de magnitud que se ha podido cuantificar para estos fenómenos de neotectónica —el cual excede de muy poco el metro de desnivel, en el caso de los paleoniveles datados a cotas positivas— no resta validez a las informaciones sobre la historia del nivel marino, que se puedan extraer de los depósitos endokársticos objeto de nuestro interés.

### **6.9.2. Una curva eustática para los últimos 300 ka**

Para documentar gráficamente este apartado se ha construido la Figura 110, la cual integra los resultados de todas las dataciones Th/U de paleoniveles de espeleotemas freáticos efectuadas a partir de localidades de la costa oriental de Mallorca. Como ya se ha expuesto en su momento la aplicación de otras técnicas de datación, como las mediciones de ESR, no ha aportado precisiones mayores sobre estas materias. En dicha gráfica, las informaciones altimétricas y cronológicas, dimanantes de los programas de datación, han sido usadas para ensayar la reconstrucción de una curva eustática del Mediterráneo, referida a los últimos 300 ka. Se han representado en esta figura las tendencias generales de la historia del nivel marino, deducibles del estudio de estos depósitos endokársticos costeros; con trazo continuo se recogen aquellos eventos documentados por más de una datación, mientras que las líneas discontinuas indican tendencias sustentadas por una única datación y apoyadas en la bibliografía existente sobre el Cuaternario marino en el Mediterráneo Occidental. Describiremos seguidamente la curva eustática propuesta, centrándonos en sus rasgos más destacados, para luego ocuparnos en detalle de las vicisitudes acontecidas durante el último interglacial. En la exposición que seguirá, se ha optado por no repetir de nuevo las referencias de las muestras, ni las localidades de donde provienen, para no hacer farragoso este apartado; remitimos al interesado a la discusión de las dataciones Th/U, para la identificación de las muestras datadas y la obtención de informaciones sobre las mismas.

Siguiendo un orden de antigüedad creciente (Figura 110), tenemos registrado un nivel del Mediterráneo similar al actual entre 3,9 y 5,4 ka, al que seguiría un máximo postglacial a +2,1 metros en torno a los 6,6 ka B.P.; este máximo se correspondería con la transgresión Versiliense, también conocida como Flandriense (estadio isotópico 1).

De los momentos álgidos de la glaciación más reciente (estadio 2) —así como del evento relativamente cálido que le precedió (estadio 3)— no

se dispone de datos, ya que las próximas muestras analizadas se sitúan en el estadio 4, de carácter frío, con edades comprendidas entre 63,7 y 79,6 ka y registrando hasta cinco estabilizaciones del mar a diferentes profundidades entre -12 y -17 metros (ver Figura 111). Se llega así al último y complejo gran acontecimiento interglacial (estadio 5), en el que es factible distinguir al menos tres picos transgresivos junto con un mínimo de dos pulsaciones regresivas; este episodio se asociaría con los pisos característicos del Tirreniense, entendido en un sentido amplio que incluiría los depósitos con fauna termófila del Eutirreniense y Neotirreniense (CUERDA, 1975). Dada la complejidad e interés de este evento climático, nos ocuparemos de él más adelante, procediendo a una discusión en detalle de los subestadios individualizables.

En el estadio 6, que representa un acontecimiento de signo frío, se encuentra documentada una regresión de un mínimo de 14 metros con una edad de 147,4 ka. Esta muestra sería relacionable con la fase final de este evento frío, y su transición a las condiciones climáticas interglaciales propias del subestadio 5e.

El siguiente episodio interglacial (estadio 7) está representado con claridad sólo por una muestra, localizada a +4,9 metros, con una edad de 231,9 ka; dicha cronología podría permitir adscribirla a un máximo transgresivo correspondiente al subestadio 7c (ZAZO, 1999). Es conveniente consignar aquí que en la Cova de sa Bassa Blanca (Alcúdia) se han reportado espeleotemas freáticos a +7 metros de cota, con edades de 216, 225 y 244 ka (GRÜN, 1986; GINÉS & GINÉS, 1993b); estas dataciones reflejarían algunos niveles altos del Mediterráneo, atribuibles también al estadio 7, y situados asimismo a altitudes inferiores a los 10 metros s.n.m. Las otras dos muestras pertenecientes a este estadio isotópico están situadas a cotas inferiores al nivel marino presente, dando informaciones menos consistentes con el carácter cálido de este evento. Por un lado la datación de 201,4 ka seguramente registra el final del subestadio 7a, señalando una tendencia regresiva que dejó un paleonivel a -8 metros; por otra parte, la muestra de 227 ka podría corresponder a una pulsación

regresiva ocurrida entre los subestadios 7a y 7c, si bien sus relaciones isotópicas han permitido calcular tan sólo una edad máxima.

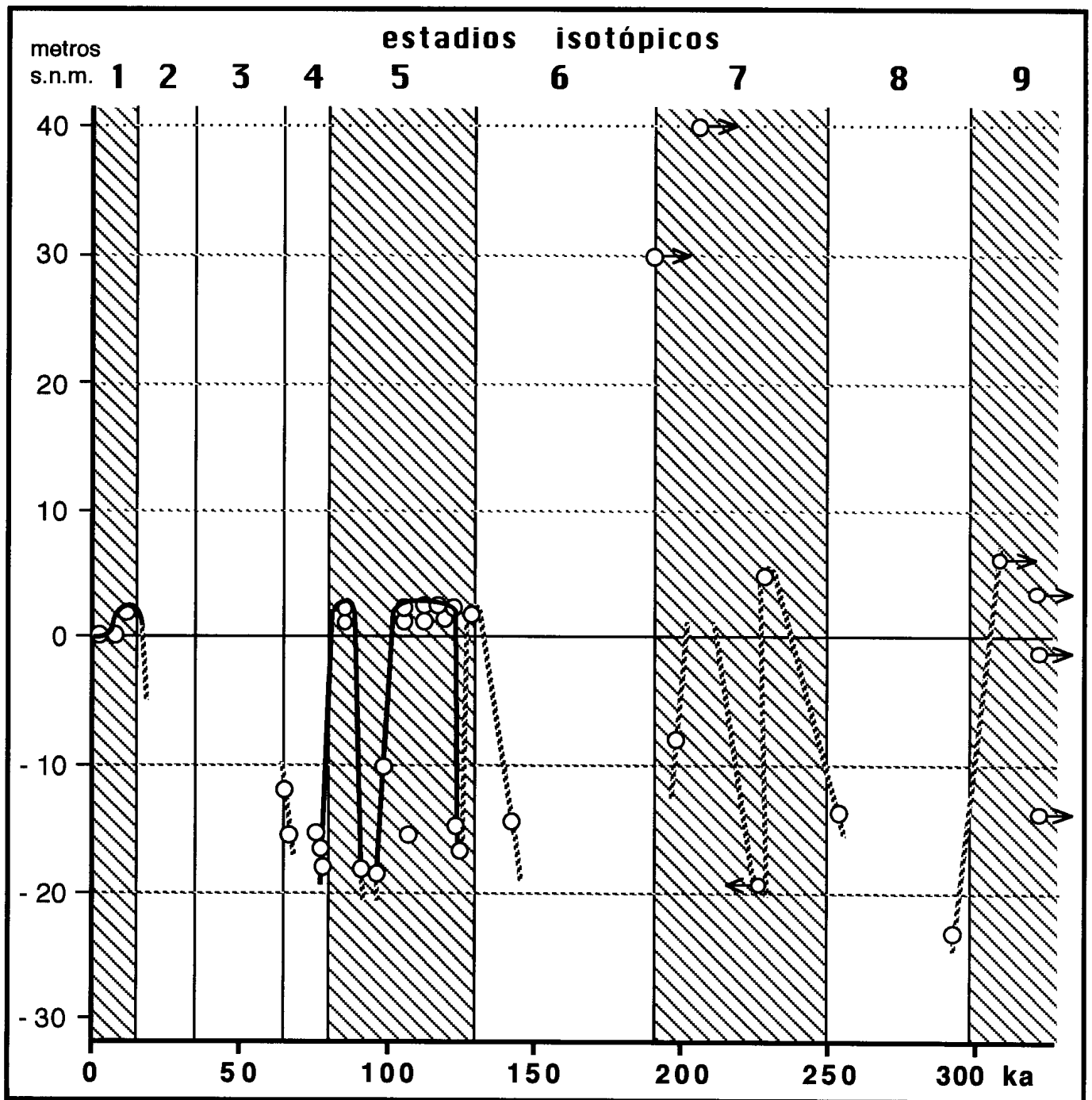


Figura 110: Curva eustática simplificada del Mediterráneo occidental, correspondiente a los últimos 300 ka, deducida a partir de las dataciones Th/U de espeleotemas freáticos de la costa oriental de Mallorca. Se recogen las tendencias generales del nivel marino, definiendo con trazos continuos los eventos documentados por más de una datación; una interpretación en detalle del último interglacial se incluye en la Figura 111. Consultar discusión pormenorizada en el texto.

En ordenadas se refleja la altitud a la que se encuentran los distintos paleoniveles muestreados. Se han grafiado rayados los estadios isotópicos que implican eventos climáticos de signo cálido.

Del comienzo y del final del estadio 8 se dispone de dos dataciones a 260 y 288 ka, que denotan cuando menos un episodio regresivo de 23 metros de magnitud que tuvo lugar durante el citado estadio frío.

Las dataciones disponibles, con edades superiores a los 300 ka, no aportan informaciones consistentes acerca del nivel marino en el estadio isotópico 9 (y más antiguos), el cual sería asimilable al Paleotirreniense de la terminología marina mediterránea. La existencia de seis muestras con relaciones isotópicas próximas a la unidad, para las cuales sólo se puede indicar una edad mínima, impide extraer datos válidos acerca de las estabilizaciones marinas que hubieran tenido lugar con anterioridad al estadio 8. La altimetría de dos de los espeleotemas freáticos analizados (superior a los 30 metros s.n.m.) sugiere que pudiesen estar ligados a paleoniveles del mar alcanzados durante los estadios 9 ó 11, o incluso en tiempos todavía más remotos del Pleistoceno medio.

Conviene ocuparse ahora con mayor detenimiento de las vicisitudes reflejadas por la curva eustática en lo referente al complejo estadio isotópico 5, el cual representa el último gran evento interglacial. En la Figura 111 queda muy bien individualizado un pico transgresivo sobre los 83 ka B.P., y de un máximo de +2 metros con respecto al nivel marino actual, relacionable con el subestadio 5a que equivaldría al piso conocido como Neotirreniense (CUERDA, 1975). A dicho pico le habría precedido una regresión de al menos 18 metros, ocurrida entre 90 y 100 ka, atribuible sin problemas al subestadio 5b. Entre los 107 y 124 ka numerosas muestras registran un nivel marino próximo a los +2 metros s.n.m., interrumpido por una posible regresión de 15 metros a 108,3 ka, que cabe asignarla al subestadio 5d y que está documentada por una única datación; de esta manera, las dos muestras de antigüedad menor que la citada pulsación regresiva podrían ser atribuidas al subestadio 5c, mientras que las dataciones de edades mayores a 110 ka entrarían ya en el subestadio 5e, el cual se asocia con el óptimo climático del último interglacial. Dentro de este último episodio (5e), al que se atribuirían muestras con edades comprendidas entre 111 y 130 ka a altitudes máximas de +2,5 metros s.n.m., se constata una pulsación regresiva de 16,5



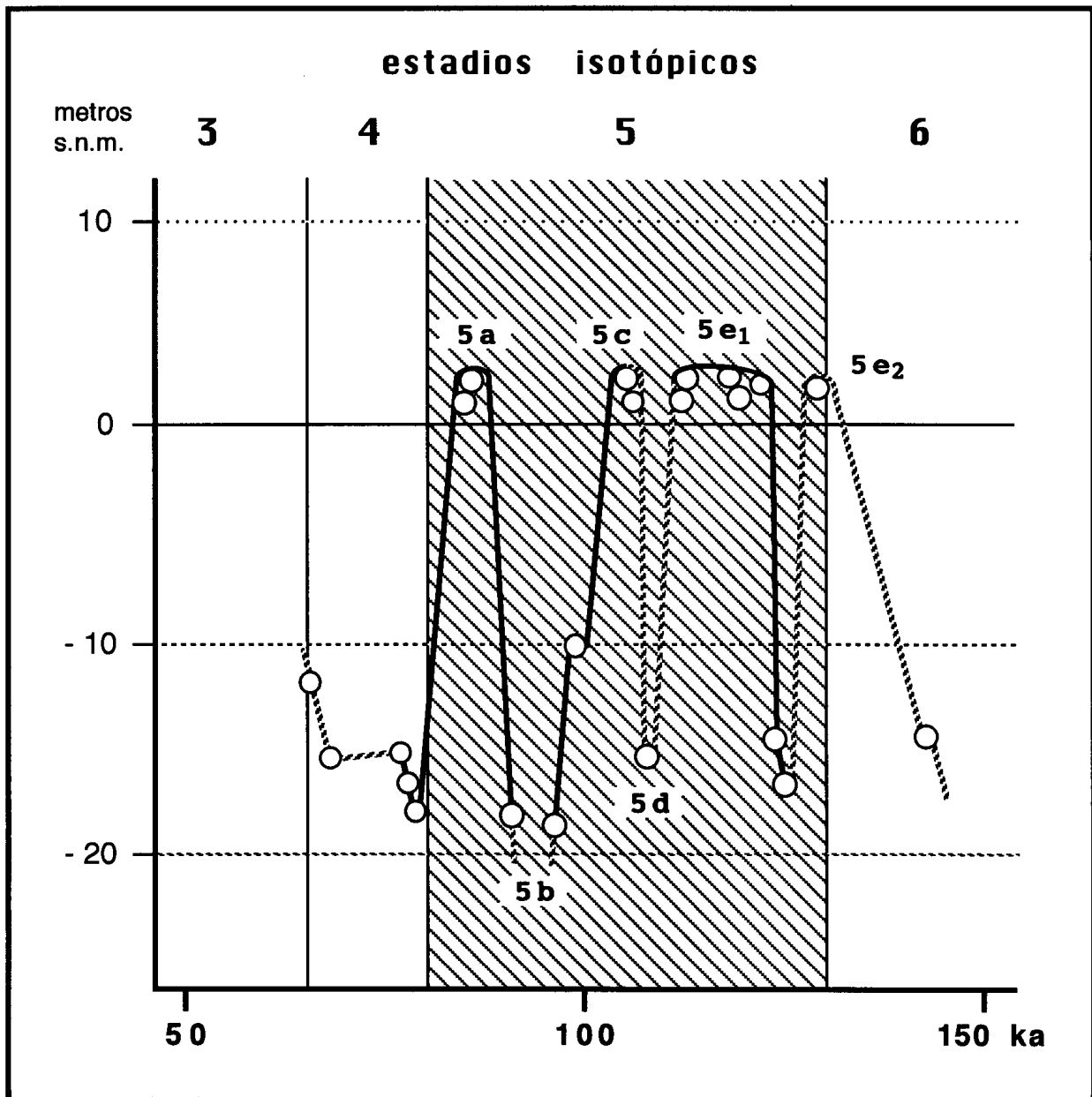


Figura 111: Curva eustática para el último interglacial, deducida a partir de las dataciones Th/U de espeleotemas freáticos de cuevas costeras mallorquinas. En trazo continuo se han representado aquellas vicisitudes del nivel marino documentadas por más de una datación. Consultar discusión pormenorizada en el texto.

En ordenadas se refleja la altitud a la que se encuentran los distintos paleoniveles muestreados. Se ha grafiado rayado el estadio climático correspondiente al último acontecimiento interglacial.

metros de magnitud acontecida sobre los 125 ka y documentada por dos muestras de la misma localidad. Se trataría de un descenso brusco del nivel marino inserto en pleno subestadio 5e, posibilidad que ya se constataba en el yacimiento marino mallorquín del Campo de Tiro (HILLAIRE-MARCEL *et al.*, 1996) y en otras áreas geográficas (HEARTY, 1998; ZAZO, 1999); de esta manera, el antes monolítico subestadio 5e quedaría dividido en dos picos

transgresivos (que hemos señalado en la Figura 111 con las etiquetas 5e<sub>1</sub> y 5e<sub>2</sub>) separados por un breve episodio regresivo.

Es oportuno incluir ahora algunas consideraciones en relación con las peculiaridades de las curvas eustáticas aportadas (Figuras 110 y 111), en comparación con las curvas clásicas del Cuaternario de Mallorca publicadas por autores diversos (BUTZER & CUERDA, 1962; BUTZER, 1975; CUERDA, 1975; POMAR & CUERDA, 1979). Por una parte, no existen discrepancias relevantes en cuanto a la existencia y magnitud de los picos transgresivos Flandriense (postglacial, estadio 1) y Neotirreniense (subestadio 5a). En cambio, en lo que atañe al Eutirreniense existen mayores diferencias entre ambas curvas, que acto seguido se exponen. Los espeleotemas freáticos no han aportado evidencias que sustenten un nivel marino superior a los +2,5 metros en el último interglacial (estadio 5); hay que decir que CUERDA (1975) y BUTZER (1975) señalan paleoniveles marinos Eutirrenienses a altitudes de hasta +11/+14 metros, circunstancia que no queda refrendada por nuestros datos. En relación con estas cuestiones debe ser tenido en cuenta que, para dichos autores, el Eutirreniense abarcaría un amplio período entre 100 y 230 ka, con lo que incluiría asimismo el estadio isotópico 7 (BUTZER, 1985), evento del cual no disponemos de informaciones suficientes salvo un posible pico transgresivo de +5/+6 metros sobre los 232 ka. Del piso Paleotirreniense, que podría equivaler al estadio 9, las informaciones procedentes de nuestra área de estudio no han logrado arrojar precisiones; no obstante, dataciones de espeleotemas freáticos de otras zonas de la isla (HENNIG *et al.*, 1981; GINÉS & GINÉS, 1993b) registran paleoniveles marinos a altitudes superiores a los +30 metros, atribuibles al estadio isotópico 9, o incluso anteriores.

Las mayores diferencias entre las curvas construidas ahora y el registro clásico del Cuaternario marino de Mallorca, radican en el gran detalle obtenido para las vicisitudes experimentadas por el nivel marino entre 50 y 150 ka B.P. (estadios 4 y 5). Esta curva detallada (Figura 111) nos

ofrece una nueva perspectiva del Eutirreniense final y Neotirreniense, con los bruscos cambios paleoambientales que tuvieron lugar, y de la transición hacia unas condiciones climáticas de carácter netamente más frío que marcan el final del último interglacial. Obviamente este mayor detalle, obtenido en la reconstrucción de la historia reciente del nivel del Mediterráneo, se concreta en el conocimiento novedoso de los paleoniveles del mar situados a altitudes inferiores a la presente cota de estabilización de las aguas marinas.

Un último comentario puede ser efectuado sobre la abundancia de paleoniveles de espeleotemas freáticos, reconocidos a profundidades de entre -13 y -17 metros bajo el nivel marino actual, hecho que concuerda con las numerosas formas de erosión litoral reseñadas por GRÀCIA *et al.* (1997) en la costa de Portocolom. Las diferentes edades calculadas para esos paleoniveles marinos negativos (que van desde 63,7 hasta 260 ka) hacen muy incierta la posibilidad de correlacionar, en base a criterios altimétricos, antiguas líneas de costa con los datos cronológicos obtenidos ahora acerca de las estabilizaciones regresivas del Mediterráneo.

### **6.9.3. Algunas consideraciones paleoclimáticas**

Unas informaciones interesantes vienen proporcionadas por las tasas de ascenso o descenso del nivel marino, que es posible calcular en base a las dataciones de los picos transgresivos y regresivos recogidos en la curva eustática detallada de la Figura 111 (ver datos numéricos en las Tablas 29 y 30). La cuantificación de este parámetro arroja cuantías mínimas de variación del nivel marino del orden de 1,5 m/ka durante las tendencias tanto de ascenso como descenso ligadas a bruscas vicisitudes climáticas, cifra que alcanza valores medios cercanos a los 4 m/ka. Los valores obtenidos significan que oscilaciones del nivel del Mediterráneo de aproximadamente 20 metros de amplitud, deben haber ocurrido en lapsos de tiempo bastante más breves que 10 ka. Estas magnitudes están en concordancia con las calculadas por HARMON (1980; 1985) y HARMON *et*

*al.* (1978a) en las Bermudas, donde se han barajado valores de entre 3,5 y 6 m/ka e incluso superiores (hasta 10 m/ka). A pesar de la rápida tendencia fluctuante representada por los valores expuestos —que suponen tasas de ascenso-descenso del orden de 4 mm por año— la formación de paleoniveles de espeleotemas freáticos ha de haber significado la estabilización del nivel del mar, en una determinada cota, durante el tiempo suficiente para la deposición de un sobrecrecimiento freático apreciable, lapso que pensamos debe ser al menos de uno o unos pocos miles de años. En este sentido, está bien documentada, por los espeleotemas freáticos subactuales analizados, la existencia de un nivel del mar similar al actual entre 3,9 y 5,4 ka B.P., que presumiblemente tendría continuidad hasta el momento presente.

Los datos disponibles sobre los estadios 4 y 5 (Figura 111) ilustran muy bien sobre cómo la curva eustática, deducible para el último interglacial, registra cambios paleoambientales radicales y muy abruptos, explicables en base a alternancias climáticas. El buen ajuste que presentan los picos contenidos en la referida curva, en relación con los eventos isotópicos reconocidos en el registro marino profundo (SHACKLETON & OPDYKE, 1973), confirma el carácter glacio-eustático de las oscilaciones detectadas en el nivel del Mediterráneo —entre los 50 y los 150 ka B.P.— a través del estudio de los espeleotemas freáticos mallorquines. A este respecto ROSE *et al.* (1999) señalan diferencias de hasta 11 ° C en las temperaturas medias anuales, calculadas para los máximos y mínimos térmicos correspondientes a los distintos subestadios del último interglacial.

La curva eustática que hemos propuesto para el estadio isotópico 5 (Figura 111) es concordante con los resultados expuestos por ROSE & MENG (1999) y ROSE *et al.* (1999), al ocuparse del litoral nordoccidental de las montañas de Artà. Estos autores reconocen, en su área de trabajo, niveles marinos superiores al actual durante los subestadios cálidos 5a, 5c y 5e, separados por eventos regresivos relacionables con los subestadios fríos 5b y 5d. Señalan, asimismo, la existencia de máximos de incisión fluvial en los episodios de carácter frío (5b y 5d), mientras que en los subestadios de

signo cálido (5a, 5c y 5e) la actividad fluvial está ausente, a pesar de las altas precipitaciones que señalan para dichos máximos térmicos del último interglacial. Esta contradicción entre elevadas precipitaciones y una nula actividad, es explicada por estos autores arguyendo unas altas tasas de intercepción, infiltración y evapotranspiración, las cuales harían que los sistemas fluviales funcionasen como auténticos valles secos.

Por otra parte, las investigaciones de isótopos estables —que hemos llevado a término sobre los espeleotemas freáticos— denotan composiciones isotópicas pesadas, registradas durante los diferentes subestadios cálidos del último interglacial (estadio 5). Estos valores isotópicos pesados no es posible explicarlos aludiendo a factores de tipo térmico (bajas temperaturas de deposición), sino que han de ser justificados invocando una elevada componente marina en las aguas freáticas litorales, asociada al establecimiento de unas condiciones paleoambientales áridas durante estos máximos termométricos del estadio 5. Cabría plantearse, pues, si la ausencia de actividad fluvial señalada por ROSE *et al.* (1999) y ROSE & MENG (1999) para los subestadio 5a, 5c y 5e es explicable simplemente en términos de bajas precipitaciones —como parecen indicar los análisis de isótopos estables de los espeleotemas freáticos— y no echando mano de unas precipitaciones cuantiosas, contrarrestadas por diversos mecanismos inhibidores de la escorrentía superficial, tal como sugieren los investigadores citados.



## **7. CONCLUSIONES**





## **7. Conclusiones**

La presente investigación permite extraer un repertorio amplio de conclusiones, relativas a la morfogénesis y cronología del karst litoral en el levante de Mallorca. Estas conclusiones abarcan diversas vertientes entre las que se cuentan: la geomorfología kárstica en los ambientes costeros, la ubicación cronológica de los procesos y formas estudiados y —de particular relevancia— las informaciones que pueden deducirse en relación al conocimiento del Cuaternario en nuestro entorno geográfico. Estas últimas se concretan, en especial, en interesantes datos acerca tanto de la historia del nivel marino como del paleoclima durante el Pleistoceno Medio y Superior.

Para conseguir una mayor claridad expositiva, las conclusiones se estructurarán agrupándolas en unidades amplias análogas a las utilizadas al desarrollar esta memoria. En este sentido es oportuno recordar ahora que, aparte de los pertinentes capítulos de carácter general, su contenido se ha centrado en cuatro bloques temáticos primordiales:

- el modelado epigeo del levante de Mallorca;
- la morfogénesis de su endokarst costero;
- el análisis de las interferencias que tienen lugar entre el modelado kárstico y la dinámica litoral, y sus implicaciones espeleo-cronológicas;
- la investigación de los espeleotemas freáticos, como herramienta aventajada para el conocimiento de las fluctuaciones del nivel marino durante el Cuaternario.

## **7.1. Generalidades**

Se considera adecuado destacar los siguientes puntos, en lo que concierne a aspectos generales:

- ◆ Se procede a establecer el alcance del término *karst litoral* o *karst costero*, enunciándolo como: *franja de un terreno o macizo calcáreo en la que se constata la influencia geomorfológica del medio marino, materializada en un extenso y variopinto abanico de interrelaciones entre el modelado kárstico y la dinámica litoral* (Figura 2). Esta concepción huye de planteamientos basados en visiones fragmentarias de la morfogénesis propia de las rocas calcáreas; en particular, se hace hincapié en la necesidad de no usar el término *karst litoral* para hacer referencia al micromodelado costero de las rocas carbonatadas (Tabla 1), el cual debería ser designado con la expresión mucho más adecuada de *lapiaz costero* o *karren litoral*.
- ◆ El repaso de las tendencias de investigación observables en la bibliografía internacional sobre el *karst costero* —entendido en el sentido amplio antes enunciado— evidencian hasta 7 temáticas principales sobre las que se incide al abordar estas materias (Tabla 2). Entre ellas destacan como más importantes, cuantitativamente, el estudio de las microformas de erosión costera, la espeleogénesis en los ambientes litorales, y las aportaciones al conocimiento de la historia pleistocénica del nivel marino.
- ◆ Este mismo análisis, si se centra en la bibliografía disponible sobre las Baleares, pone de manifiesto peculiaridades específicas (Figura 6), como son el alto porcentaje de trabajos publicados sobre temas como: la descripción morfológica del endokarst costero, las interferencias morfo-sedimentarias entre endokarst y litoral (y su reconstrucción espeleo-cronológica), el estudio de las fluctuaciones glacio-eustáticas a través de los espeleotemas freáticos y, para terminar, la cuestión de las calas. Por el contrario, son muy escasas las referencias dedicadas a cuestiones

como el lapiaz costero, que son en cambio profusamente estudiadas en otros ámbitos geográficos.

- ◆ A modo de resultado y complemento de la elaboración del punto anterior, se ha confeccionado una recopilación de la bibliografía sobre el karst litoral del archipiélago balear, incluida al final en forma de anexo; el fin perseguido es facilitar su consulta ágil, sin perderse en las cuantiosas referencias bibliográficas de todo tipo citadas a lo largo del texto. Este anexo bibliográfico, actualizado a Septiembre del 2000, agrupa un total de 137 citas, que aluden de alguna forma al karst costero de las Baleares.
  
- ◆ A la hora de proceder al estudio del karst litoral de Mallorca, se ha considerado conveniente restringir el área de trabajo a su costa oriental, desde el Cap des Freu (Capdepera) hasta el Cap de ses Salines (Santanyí). Este ámbito geográfico restringido, aparte de evitar la excesiva dispersión espacial, resulta del todo ilustrativo acerca de la casuística general que se observa en el conjunto de la isla. Ello es posible gracias a la presencia —en la zona de estudio elegida— de diferentes litologías que incluyen calizas mesozoicas estructuradas, depósitos carbonatados postorogénicos del Mioceno Superior, y eolianitas pleistocénicas; asimismo, son también muy variados los ambientes geomorfológicos y ecológicos, resultantes de los distintos grados de exposición que se dan a lo largo de este extenso sector de la línea de costa. Las unidades morfoestructurales y fisiográficas abarcadas por el área de trabajo son en concreto dos: los materiales plegados de las Serres de Llevant, y los relieves tabulares del Migjorn. De ambas unidades se exponen los datos necesarios sobre sus generalidades geográficas, geológicas y bioclimáticas.

## **7.2. El modelado epigeo litoral**

Han merecido atención determinados aspectos del modelado epigeo en el área de referencia, los cuales poseen algún tipo de dependencia con

respecto al carácter calcáreo del sustrato. Los aspectos a resaltar, en este sentido, son los siguientes:

- ◆ A falta de estudios pormenorizados, que se hallan en curso dentro de un proyecto europeo de investigación, ha sido efectuado un repaso bibliográfico sobre el micromodelado costero y los mecanismos de bioerosión en las costas de Mallorca. Esta revisión pone de relieve que los perfiles de los litorales calcáreos de la isla muestran una zonación característica de los mares templados micromareales, en la que destaca la presencia de un *notch* bien desarrollado y abundante lapiaz supralitoral. El estudio morfométrico y genético detallado de estas formas está todavía por realizar, en nuestro entorno geográfico.
- ◆ La discusión sobre el posible papel de los procesos kársticos en la formación de las calas no aporta evidencias de peso al respecto. En general, las calas de la región natural del Migjorn son el resultado de la inundación de los sectores terminales de sistemas fluvio-torrenciales, careciéndose de pruebas determinantes que aboguen —en el sector estudiado— por una componente kárstica importante en la morfogénesis de estos fenómenos. Parece que los hundimientos de las bóvedas de cuevas kársticas no tienen una participación relevante en la configuración de los cañones, habituales en los terrenos calcáreos; el papel de este tipo de mecanismos, en la génesis de los barrancos y calas de la Mallorca oriental, se considera una posibilidad poco documentada de manera sólida hasta el presente.
- ◆ Los sistemas fluviales que originaron las calas han de ser relacionados con condiciones paleoclimáticas mucho más húmedas que las presentes —y con niveles de base inferiores al actual— acontecidos como mínimo en el Pleistoceno Inferior, remontándose tal vez hasta el Plioceno o incluso la transición Mioceno - Plioceno. Se apunta la probabilidad de que la excavación de estas redes fluvio-torrenciales y la espeleogénesis desarrollada en las calcarenitas tabulares del Mioceno Superior puedan

corresponder a un mismo gran evento geomórfico, el cual podría haber estado controlado por un nivel marino al menos 25 metros inferior al de hoy en día.

- ◆ También es objeto de atención el paleokarst fini-Mioceno, que aparece expuesto de manera vistosa a lo largo de los acantilados costeros del Migjorn. En particular, se describen las formas observadas en el litoral próximo a Mondragó (Santanyí), donde es analizada la incidencia de estos fenómenos en la morfología de detalle de la línea de costa. Queda puesto en evidencia que los colapsos paleokársticos presentan un comportamiento geomorfológico ambivalente, en cuanto a su resistencia a los mecanismos de erosión costera. En unos casos los colapsos constituyen zonas más resistentes a la dinámica erosiva litoral, que originan prominencias notables de la costa; en otras ocasiones, estas estructuras paleokársticas son trabajadas preferentemente por la erosión marina, dando lugar a ensenadas de pequeño o mediano tamaño.
- ◆ Las características diferenciales de uno u otro comportamiento —en el caso de estos fenómenos paleokársticos— están condicionadas por las peculiaridades litológicas de los depósitos del Mioceno Superior involucrados en los colapsos, así como por los tipos de brechas resultantes y su grado de cementación. En Mondragó la presencia de cuerpos columnares de brechas muy cementadas, compuestas por materiales correspondientes a los niveles superiores del Complejo Terminal (niveles oolíticos), ocasiona una conducta resistente frente a la erosión costera; a veces se llegan incluso a producir arcos litorales, al restar prominentes las chimeneas centrales de algunos colapsos. Por el contrario, en las cercanías de Portocristo, los depósitos afectados son sobre todo los niveles basales de las Calizas de Santanyí, comportándose estas manifestaciones paleokársticas como áreas de erosión preferencial, las cuales se materializan en penetraciones marinas de orden decámetrico o hectométrico.

### **7.3. El endokarst costero**

El primero de los tres grandes bloques temáticos que configuran el grueso de esta memoria se ocupa del endokarst litoral en el levante de Mallorca. Las conclusiones que consideramos necesario resaltar son las siguientes:

- ◆ Para proceder al establecimiento de los rasgos diferenciales del endokarst en estudio, es oportuno proponer una clasificación espeleogenética de las cuevas de Mallorca, basada en el contexto hidrogeológico en el que se han generado las cavidades. Son distinguidas diversas categorías espeleogenéticas (Tabla 6, Figura 35), entre las que destaca la constituida por lo que se han denominado *cuevas litorales*, presentes tanto en las Serres de Llevant como, sobre todo, en la región kárstica del Migjorn. Esta categoría incluye cavernas generadas por disolución freática en la zona de mezcla costera, así como cavidades mixtas de génesis kárstico-marina.
  
- ◆ La observación de los numerosos fenómenos endokársticos, existentes en la mitad oriental de la isla, permite distinguir en términos generales una trilogía morfológica bien definida, representada por los aspectos ahora enumerados:
  - un gran desarrollo de los desprendimientos rocosos, resultado de los procesos de reajuste mecánico de las bóvedas y paredes de las cavidades;
  - una notable y, en ocasiones exhuberante, ornamentación natural consistente en una enorme variedad de espeleotemas;
  - la presencia de lagos de aguas salobres, cuya superficie viene controlada por la posición del nivel marino, en los cuales tiene lugar la deposición freática de carbonatos.
  
- ◆ No obstante, el endokarst costero posee caracteres diferenciales en las dos unidades morfoestructurales que conforman el área estudiada; estos rasgos particulares están relacionados con los diferentes contextos lito-

estratigráficos y estructurales que caracterizan, de modo respectivo, a las Serres de Llevant y a la plataforma del Migjorn. En la primera de estas unidades, las cavidades subterráneas son relativamente variadas en cuanto a su morfogénesis (simas vadosas, galerías freáticas, cuevas litorales...), mientras que en la segunda la gran mayoría de las cavernas corresponden a un único modelo morfogenético, representado por localidades paradigmáticas como las famosas Coves del Drac (Manacor).

- ◆ La tipología de cavidad kárstica que predomina totalmente en el Migjorn está constituida por grandes salas, evolucionadas gracias a progresivos hundimientos de sus bóvedas y decoradas por una profusión de depósitos estalagmíticos. Estas salas constituyen unidades volumétricas, yuxtapuestas y más o menos independientes, que comunicándose entre sí pueden dar lugar a cavernas de notable desarrollo; las entradas de estas cavidades corresponden en la mayoría de las ocasiones a hundimientos, ligados al crecimiento volumétrico antigravitacional del endokarst. Las cotas inferiores de las cuevas se encuentran ocupadas por lagos de aguas salobres, establecidos en correspondencia con el presente nivel marino. Con suma frecuencia estas cavidades poseen importantes continuaciones subacuáticas, ya que su disposición actual responde a su inundación parcial como resultado del ascenso postglacial experimentado por el Mediterráneo. Los desarrollos espeleológicos máximos, conocidos en esta región kárstica, superan los 5.000 metros de recorrido hipogeo; algunas cavidades llegan a cotas de hasta -30 metros por debajo del nivel actual del mar, según los conocimientos actuales.
  
- ◆ Se establece un modelo genético y evolutivo para el endokarst del Migjorn (Figura 44), que contempla una génesis inicial en condiciones freáticas —en la zona de mezcla costera— a la que seguiría una dilatada y compleja evolución vadosa, interferida por las fluctuaciones eustáticas cuaternarias. Los vacíos y conductos primigenios deben haberse formado, presumiblemente, en relación con un nivel marino al menos 25 metros inferior al presente, acontecido en algún momento del Plioceno o incluso de la transición Mioceno - Plioceno. La posible

relación que pudiera existir entre esta fase inicial de la espeleogénesis y la excavación de los sistemas de barrancos del levante de Mallorca, aunque resulta plausible, está todavía por corroborar.

#### **7.4. Interferencias entre endokarst y litoral**

El segundo bloque importante de contenidos gravita sobre el siguiente hecho: existe un abanico amplio de interferencias entre el modelado endokárstico y la dinámica litoral, que ocasionan variados conjuntos morfo-sedimentarios controlados por las oscilaciones glacio-eustáticas de la superficie de las aguas marinas. Las posibilidades espeleocronológicas de estas situaciones son remarcables, en la medida en que la historia del nivel del mar introduce una pauta temporal, la cual facilita la reconstrucción evolutiva de las cavidades litorales y sus rellenos. Dentro de estos planteamientos, destacaremos los siguientes aspectos:

- ◆ Tras exponer algunas generalidades sobre la eustasia, como factor que condiciona la distribución espacial y temporal de la franja costera del karst, se intenta sistematizar las interferencias posibles entre los dos modelados de nuestro interés, esto es el karst y la dinámica litoral. En un plano estrictamente teórico (Tabla 9), las consecuencias geomorfológicas de las oscilaciones del nivel marino sobre el endokarst litoral pueden ser agrupadas en cuatro grandes categorías: las repercusiones de carácter hidrológico de dichas fluctuaciones, la morfogénesis resultante de la actuación conjunta o independiente de ambos modelados, la existencia de rellenos específicos del endokarst litoral, y las implicaciones cronológicas que se derivan del carácter discontinuo (en el espacio y en el tiempo) impuesto por las variaciones eustáticas.
  
- ◆ Se ha procedido a hacer balance de las interferencias entre karst y litoral, que es posible constatar en las 40 cavidades estudiadas. Las más frecuentes de ellas consisten en la presencia de lagos de aguas salobres —debidos a la inundación eustática parcial de las cavernas— en los cuales es del todo normal la presencia de espeleotemas aéreos,



sumergidos a causa de la transgresión marina postglacial. En dichos lagos tiene lugar, hoy en día, la deposición de cristalizaciones freáticas de carbonatos en relación con el actual nivel del Mediterráneo, existiendo también numerosos depósitos de estas características correspondientes a paleoniveles marinos pleistocénicos. Abundan asimismo los fenómenos de captura marina de cuevas kársticas, siendo habitual la presencia en las cavidades costeras de sedimentos alóctonos, ya sean de emplazamiento eólico o estrictamente marinos.

- ◆ Situándonos en el plano de las repercusiones hidrológicas del control marino sobre los acuíferos litorales, se aportan datos sobre las concentraciones de los iones  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Cl}^-$  en las aguas superficiales de lagos subterráneos, situados a diferentes distancias de la línea de costa (Tabla 12, Figura 58). Para todos los elementos analizados se observa una muy buena correlación inversa entre su concentración y la distancia con respecto al litoral, observándose como la cuantía de dichos iones disminuye conforme nos alejamos de la costa. En particular, se utiliza la concentración del catión  $\text{K}^+$  para evaluar el porcentaje de agua del mar en el sistema hidroquímico, obteniendo valores máximos del orden del 80 % de agua salada en las localidades muy próximas al litoral (Cova des Drac de Cala Santanyí), hasta llegar a porcentajes inferiores al 5 % en cavidades situadas 1,5 kilómetros hacia el interior (Cova de sa Gleda, Manacor); las aguas subterráneas ajenas a la intrusión marina estarían representadas por pozos localizados ya entre 3 y 6 kilómetros tierra adentro.
- ◆ Son incluidos también algunos perfiles verticales de conductividad, realizados en los lagos de una localidad del litoral de Manacor (Cova de Cala Varques A) en condiciones estivales e invernales. En ambos casos se aprecia la existencia de claros gradientes de conductividad —la cual crece paulatinamente hacia el fondo— gradientes que presentan dos rupturas de pendiente (Figura 60) relacionadas con condiciones muy estáticas de estratificación de las aguas subterráneas; estas rupturas reflejan diferencias de densidad debidas a factores físico-químicos

(salinidad, temperatura...). Los perfiles medidos poseen una mayor dimensión vertical en condiciones invernales, a causa del mayor aporte de aguas meteóricas. Por este mismo motivo, el perfil obtenido en condiciones de invierno presenta una pendiente general relativamente constante, apareciendo las dos rupturas mencionadas bastante suavizadas. Las aguas subterráneas alcanzan una salinidad próxima a la del agua marina a una profundidad cercana a los -4 metros en verano y -5 metros en invierno, siempre en la localidad de referencia.

- ◆ Han sido calculados los Índices de Saturación con respecto a la Calcita y al Aragonito, en las aguas superficiales de algunos de los lagos subterráneos muestreados (Tabla 13). En la totalidad de los casos existe sobresaturación con respecto a la Calcita, y sólo en alguno de ellos las aguas se encuentran ligeramente subsaturadas en relación al Aragonito. Esta aparente inactividad de los procesos de disolución no parece ser extensiva a todo el perfil de los acuíferos costeros mallorquines; en este sentido, las exploraciones subacuáticas realizadas en nuestras cuevas litorales denotan la existencia de horizontes activos de disolución —con abundantes morfologías de micromodelado solucional—, que se corresponden con haloclinas donde tiene lugar la mezcla de aguas de diferentes salinidades.
- ◆ La revisión teórica de la espeleogénesis, en los acuíferos litorales, pone de manifiesto el control que el nivel marino ejerce sobre la disposición espacial de los vacíos generados. En particular, la posición altimétrica de éstos puede informar sobre paleoniveles marinos responsables de determinadas fases espeleogenéticas. En el caso del karst litoral del levante de la isla no se han encontrado evidencias claras acerca de horizontes preferenciales de espeleogénesis, que sea posible relacionar con pretéritos niveles del Mediterráneo. No obstante, la gran extensión que ostentan las cuevas del Migjorn por debajo de la actual cota  $\pm 0$  metros —alcanzando profundidades de hasta -30 metros bajo el nivel del mar— inclina a pensar que la excavación de los vacíos iniciales ha sucedido a cotas bastante inferiores al presente nivel marino. Como ya se ha argumentado antes, esta fase espeleogenética primigenia podría

corresponder a un nivel de base inferior al actual, el cual pudo condicionar a su vez la formación de la red de barrancos epigeos del sur y sureste de Mallorca.

- ◆ Son descritos diversos ejemplos de la captura marina de cuevas kársticas (Cova de na Mitjana y Cova de na Barxa, en Capdepera; Cova des Coloms y Cova de Cala Falcó, en Manacor), captura cuya posición cronológica corresponde, en todas las localidades estudiadas, al Pleistoceno Superior o al Holoceno. Se proponen reconstrucciones espeleocronológicas de estas cavidades, efectuadas en conjunción con los datos inferidos a partir de otros tipos de interferencias entre karst y litoral (Tablas 11, 14 y 18). En la totalidad de los casos analizados, aparte de la relativa juventud de la captura marina, las cuevas evidencian una dilatada evolución morfológica previa, que ha de abarcar necesariamente al menos el Pleistoceno Medio e Inferior.
- ◆ Una clase particular de cuevas de génesis marina la constituyen morfologías de este tipo excavadas en las zonas muy fracturadas, existentes en los flancos de los cuerpos centrales de los colapsos paleokársticos tratados con anterioridad. Estas situaciones son muy frecuentes en tramos de costa concretos, como el de Mondragó (Santanyí). Dejando de lado esta peculiaridad —casi anecdótica—, la incidencia del paleokarst fini-Mioceno del Migjorn en aspectos tales como la evolución del endokarst plio-pleistocénico, o la morfología de las calas, no está suficientemente documentada. Está todavía por corroborar, en el área estudiada, la eventualidad de una relación causal clara entre los fenómenos citados.
- ◆ En las cuevas litorales son frecuentes los rellenos alóctonos relacionados ya sea con la propia captura marina de estos vacíos kársticos, o con el emplazamiento eólico de sedimentos de origen marino, propiciado por la proximidad de las cavidades con respecto a la línea de costa. Se aportan datos mineralógicos y sedimentológicos sobre los rellenos alóctonos observados, tratándose en su mayoría de calcarenitas bioclásticas de mineralogía por lo general calcítica, aunque también se detectan en

algunas muestras porcentajes elevados de Dolomita (20-35 % como máximo) y mucho menores de Aragonito y de Cuarzo; las granulometrías predominantes corresponden a arenas de medias a finas, con tamaños de grano entre 0,5 y 0,125 mm. El mecanismo de emplazamiento en la mayor parte de las localidades es el transporte eólico, aunque también se encuentran materiales arenosos groseros cuyo ambiente sedimentario es estrictamente marino. El tipo de depósito más frecuente y vistoso consiste en dunas adosadas a los acantilados costeros, que penetran por gravedad en cavidades kársticas pre-existentes, obturando a menudo su ingreso. En cuanto a la cronología de estas eolianitas no se dispone de informaciones precisas, aunque en algún caso (Secret des Moix y Cova des Sòtil, en Manacor) parece tratarse de sistemas dunares anteriores al último interglacial, y por lo tanto correspondientes —en abstracto— al Pleistoceno Medio.

- ◆ Los restos paleontológicos de vertebrados plio-pleistocénicos no constituyen depósitos específicos del endokarst costero. Sin embargo su interdigitación con otras morfologías y sedimentos, cuya génesis y deposición están controladas por las vicisitudes del nivel marino, suministra un variado y singular registro de gran valor cronoestratigráfico. En este sentido, se procede a efectuar una interpretación espeleocronológica integrada del yacimiento de la Cova de na Barxa, en Capdepera, conjugando los datos paleontológicos junto con evidencias geomorfológicas y dataciones tanto de espeleotemas vadosos como freáticos (Tabla 16). Todo ello pone de relieve la complicada historia morfo-sedimentaria de esta caverna, cuya historia queda reconstruida con bastante detalle en los últimos 200 ka.
- ◆ Los procesos de deposición de espeleotemas constituyen un tipo de relleno específicamente kárstico, de gran valor gracias a la posibilidad de realizar dataciones absolutas por métodos radiométricos. Se repasan las dataciones disponibles sobre cristalizaciones precipitadas en condiciones vadosas. Los datos reunidos son lo bastante escasos como para no poder aventurar nada sobre episodios preferentes de estalagmitización. No obstante, de las pocas dataciones disponibles se

desprende que los procesos de deposición de espeleotemas aéreos han sido activos, incluso, durante los mínimos termométricos del Pleistoceno Medio y Superior. Por otra parte, en ambientes litorales como el que nos ocupa hay que considerar —además de los condicionantes paleoclimáticos— el importante papel desempeñado por las fluctuaciones del nivel marino; debe tenerse en cuenta que la deposición de espeleotemas aéreos puede resultar controlada altimétricamente por el nivel marino presente o pasado, quedando inhibida su formación por debajo de la cota alcanzada en cada momento por las aguas marinas. De esta manera la existencia de hiatus deposicionales, en los espeleotemas aéreos de localidades cercanas al actual nivel del mar, debe ser interpretada teniendo en mente que pueden corresponder no a causas paleoclimáticas directas (pluviometría, temperatura...), sino a controles paleoambientales indirectos como son las variaciones eustáticas.

- ◆ Dentro del capítulo final de este bloque de contenidos, se desarrolla una reconstrucción espeleocronológica (Figura 79) de los acontecimientos geomorfológicos individualizados en las cavidades del Cap Vermell (Capdepera), que se considera extrapolable a la generalidad del karst litoral del levante de la isla. Las localidades estudiadas permiten establecer que, durante el Pleistoceno Medio y Superior, las cavidades se encontraban ya en unas condiciones morfológicas y volumétricas similares a las presentes; queda además bien documentado cómo, en los últimos 300 ka, las cavernas han experimentado tan sólo pequeños —pero muy interesantes— retoques morfo-sedimentarios, ligados a las vicisitudes cuaternarias del nivel marino. Las potencialidades que ofrecen las interferencias entre karst y litoral son enormes, de cara a la interpretación cronológica y morfogenética de los procesos actuantes en la franja costera de los territorios carbonatados.

### **7.5. Espeleotemas freáticos y paleoniveles marinos**

Los espeleotemas freáticos de las cuevas costeras mallorquinas suponen sin duda la vertiente de estudio más importante y novedosa, dentro

del abanico de interferencias constatadas entre karst y litoral. Este tipo de cristalizaciones constituye un excelente registro de los paleoniveles pleistoholocénicos del Mediterráneo, ofreciendo unas muy amplias posibilidades en cuanto a las investigaciones paleoambientales centradas en los tiempos cuaternarios. Estas cuestiones conforman el tercer —y último— gran bloque temático de la presente memoria; de hecho los capítulos dedicados a los espeleotemas freáticos constituyen su núcleo, tanto por la originalidad del registro abordado como por las aportaciones que se realizan al conocimiento del Cuaternario en el área mediterránea. Se resaltan a continuación las conclusiones siguientes:

- ◆ Con el fin de lograr un adecuado encuadre cronoestratigráfico de la materia, se realiza un detenido repaso del Pleistoceno y Holoceno marino de Mallorca, referenciándolo a los estadios climáticos del registro marino de isótopos de oxígeno, hoy en día internacionalmente aceptados. Esta revisión evidencia las limitaciones que conlleva la nomenclatura de uso habitual en la designación de los diversos pisos del Cuaternario marino —basada, sobre todo, en criterios faunísticos y estratigráficos—, si la pretensión perseguida es hacer referencia de manera unívoca a los diferentes eventos climáticos del Pleistoceno y Holoceno.
- ◆ Desde el punto de vista morfogenético, se ha procedido a situar los espeleotemas freáticos en el contexto de las diversas clasificaciones existentes, acerca de los depósitos minerales secundarios de las cavernas (Tabla 24). Conviene hacer hincapié en una cuestión clave: las alineaciones de este tipo de espeleotemas registran el nivel alcanzado por las aguas freáticas, el cual a su vez viene controlado por la posición del nivel marino. En consecuencia, los espeleotemas freáticos se erigen en un registro excepcional de la historia cuaternaria del nivel del mar.
- ◆ Son sistematizadas las morfologías de esta clase de espeleotemas observables en las cuevas de Mallorca (Tabla 26), señalándose asimismo la distribución espacial de estos llamativos depósitos en el

conjunto de la isla. En la zona de trabajo elegida, se han investigado un total de 15 localidades que contienen alineaciones de espeleotemas freáticos (Tabla 27), individualizándose un mínimo de 30 paleoniveles de estas cristalizaciones, correspondientes a antiguas estabilizaciones de la superficie de las aguas marinas. La situación altimétrica de estos depósitos abarca desde poco menos de la cincuentena de metros de altitud, hasta algo más de veinte metros por debajo del nivel marino presente. Aparte de la descripción somera de las cavidades estudiadas, son descritas también las muestras de espeleotemas freáticos recolectadas para el desarrollo de investigaciones isotópicas; dichos especímenes fueron obtenidos mediante una sencilla técnica de muestreo, al tiempo que se procedía a determinar su ubicación altimétrica precisa.

- ◆ Han sido realizadas algunas investigaciones sobre la mineralogía y cristalografía de estos depósitos, utilizando difracción de Rayos-X, microscopía óptica sobre réplicas de acetato de las muestras, y microscopía electrónica de barrido (SEM). Se han analizado mediante difracción de Rayos-X un total de 42 muestras de espeleotemas freáticos (Tabla 28), siendo la mineralogía dominante la Calcita, en particular la Calcita magnesiana (HMC) con contenidos de  $MgCO_3$  por lo general inferiores al 11 %; también es frecuente la presencia de Aragonito, detectándose asimismo porcentajes bajos de Dolomita en algunas localidades. La deposición de Aragonito parece relacionarse con condiciones paleoambientales cálidas correspondiendo, en las muestras analizadas, siempre a cristalizaciones pertenecientes al último interglacial (estadio isotópico 5).
- ◆ El estudio cristalográfico de las muestras obtenidas, efectuado mediante microscopía óptica y microscopía electrónica de barrido (SEM), ha aportado nuevos datos sobre esta clase de depósitos. Con ellos se ha procedido a la caracterización y sistematización de las fábricas cristalinas observables (Figura 97), relacionándolas con las texturas superficiales que poseen los espeleotemas freáticos recolectados. Las cristalizaciones

de aragonito exhiben siempre un hábito acicular, que origina depósitos cuyas morfologías son redondeadas y sus superficies muy lisas. Los espeleotemas calcínicos presentan variadas fábricas que abarcan desde agrupaciones fibrosas de cristales elongados, hasta cristalizaciones macrocristalinas de hábito romboédrico; las formas resultantes incluyen, respectivamente, desde concreciones de apariencia botrioidal o globular hasta espectaculares ejemplares de morfología exterior poliédrica, pasando por abundantes espeleotemas freáticos de aspecto coraloide.

- ◆ La realización de dos programas de datación absoluta, de muestras de espeleotemas freáticos, ha permitido precisar la edad de los paleoniveles marinos que generaron esas cristalizaciones. Las dataciones han sido efectuadas usando la técnica  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ , basada en la desintegración radioactiva de las series del Uranio. En total se han datado 40 muestras pertenecientes a antiguos niveles marinos, cuyas alturas están comprendidas entre +40 metros s.n.m y -23 metros bajo el actual nivel del Mediterráneo.
- ◆ Las edades obtenidas, en el caso de las 22 muestras recolectadas a alturas superiores a la actual cota  $\pm 0$  metros de la superficie marina (Tabla 29, Figura 100), oscilan entre 3,9 ka —para un espeleotema subactual— y >350 ka B.P., edades estas últimas atribuibles como mínimo al estadio isotópico 9. Están muy bien representados (11 dataciones) los diversos picos cálidos habitualmente distinguidos dentro del último gran acontecimiento interglacial (subestadios 5a, 5c y 5e), con cronologías que abarcan desde 83,4 ka hasta 130,4 ka B.P., y materializados en forma de paleoniveles de cristalizaciones freáticas situados a altitudes próximas a los +2 metros s.n.m. Por el contrario, los espeleotemas datados correspondientes al penúltimo interglacial (estadio 7) son muy escasos. Algunas muestras se acercan a los límites de datación del método, debiendo ser atribuidas al estadio 9, o incluso eventos cálidos más antiguos (estadios 11 ó 13).
- ◆ El hecho de encontrar depósitos pertenecientes al mismo evento climático, pero situados a altimetrías diferentes, informa sobre la



existencia de deformaciones tectónicas recientes en el área estudiada. A este respecto, los espeleotemas atribuidos a los subestadios 5a, 5c y 5e se hallan a altitudes crecientes de sur a norte, pasándose de los +1,4 metros de las localidades más meridionales hasta llegar a los +2,5 metros en las septentrionales. Esta situación denota un basculamiento del orden de poco más de un metro, responsable de las diferencias altimétricas observadas en función de la latitud (Figura 109).

- ◆ Las dataciones comentadas hasta ahora corroboran la asunción geomorfológica que relacionaba la existencia de alineaciones elevadas de cristalizaciones freáticas, con antiguos niveles del Mediterráneo asociados a eventos de signo cálido (interglaciales). Asimismo se confirma la relativa gran antigüedad —Pleistoceno Medio, al menos— de los paleoniveles más altos (>30 metros s.n.m.), tal como sugerían las evidencias provinientes del registro marino pleistocénico de Mallorca.
- ◆ Se ha tenido ocasión de muestrear y datar 18 especímenes de espeleotemas freáticos, que hoy en día permanecen sumergidos por debajo del nivel del mar. Tales cristalizaciones corresponden a otros tantos paleoniveles marinos, cuyas cotas se sitúan a profundidades comprendidas entre -1,5 y -23 metros; en particular, son abundantes las alineaciones de estos espeleotemas localizadas a profundidades próximas a los -15 metros, en concreto entre -13 y -17 metros. Estos depósitos registran estabilizaciones regresivas del Mediterráneo, ligadas a acontecimientos climáticos de relativo carácter frío. Las edades obtenidas oscilan entre 63,7 ka y >350 ka B.P. (Tabla 30; Figura 102), relacionándose con los estadios isotópicos 4, 6, 7 y 8, así como con los subestadios 5b, 5d y 5e integrados dentro del último gran evento interglacial. Algunas muestras, al aportar edades superiores a los 350 ka, han de corresponder como mínimo al estadio isotópico 9, no pudiéndose deducir mayores precisiones sobre esos espeleotemas.
- ◆ En su conjunto los datos cronológicos, conseguidos mediante el método Th/U, presentan una buena correlación con las edades asignadas a los

distintos estadios del registro marino de isótopos de oxígeno. Se constata con claridad la validez de la metodología aplicada, de cara al estudio de los carbonatos freáticos existentes en las cuevas costeras, y a la determinación de los paleoniveles marinos que los han generado.

- ◆ Ha sido posible también disponer de dataciones de algunas muestras de estas cristalizaciones, realizadas mediante la técnica ESR (*Electron Spin Resonance*). Concretamente, se han efectuado mediciones de ESR en un total de 10 muestras, obteniendo resultados cronológicos poco consistentes, muy en línea con el escepticismo sobre las posibilidades y fiabilidad de este método que abunda en la bibliografía internacional.
- ◆ Las investigaciones isotópicas han abarcado también el análisis de isótopos estables del Oxígeno ( $\delta^{18}\text{O}$ ) y del Carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ), realizados a partir de 23 muestras tanto de espeleotemas freáticos como vadosos (Tabla 32); en 3 de los especímenes freáticos estudiados se han efectuado estos análisis, asimismo, secuencialmente en las diferentes bandas de crecimiento de los espeleotemas. También han sido analizados los isótopos estables del O y del C en las aguas de los lagos de algunas localidades, para tener constancia de la composición isotópica de los precipitados carbonáticos actuales. Los datos analíticos aportados ponen de manifiesto una evidente covariación positiva de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  (Figura 104), los cuales presentan valores en alza —composiciones isotópicas más “pesadas”— conforme se incrementa la componente marina en el sistema hidrogeoquímico.
- ◆ Las tendencias isotópicas observadas en las bandas de crecimiento de algunas de las muestras, correspondientes a cristalizaciones formadas durante el último interglacial, denotan una evolución hacia composiciones isotópicas “pesadas” a lo largo de los subestadios de signo cálido 5a y 5e. Dicha tendencia es interpretada como resultante de una mayor intrusión marina en el sistema, asociada a condiciones climáticas de aridez creciente. Esta inferencia paleoclimática cuestionaría la asunción

habitual que relaciona —en nuestro entorno geográfico— los momentos interglaciales con episodios climáticos de signo marcadamente húmedo.

- ◆ La integración de los programas de datación absoluta llevados a cabo sobre espeleotemas freáticos, muestreados tanto por encima como por debajo del nivel marino actual, aporta interesantes precisiones tendentes a la construcción de una curva eustática válida para los últimos 300 ka en el Mediterráneo Occidental (Figura 110). Esta curva es especialmente detallada en el rango de edad comprendido entre 60 ka y 150 ka B.P. (Figura 111), período que incluye el último gran evento interglacial (estadio isotópico 5) con las abruptas pulsaciones climáticas que en la actualidad se distinguen dentro de él.
- ◆ Las conclusiones más destacables, que se desprenden de las curvas eustáticas propuestas, son las siguientes:
  - Escasez y poca consistencia de los datos cuyas edades son mayores de 300 ka (estadios isotópicos 9 o anteriores).
  - El estadio 8, de signo frío, está representado por dos paleoniveles regresivos a -23 y -13,5 metros, con edades respectivas de 288 y 260 ka B.P.
  - El penúltimo interglacial (estadio 7) se encuentra poco documentado, existiendo evidencias sólidas de un nivel marino a +5 metros en torno a los 232 ka, así como una estabilización negativa a -8 metros (201 ka B.P.) asociada ya a la transición hacia el estadio isotópico 6.
  - Durante el evento frío previo al último interglacial (estadio 6) tiene lugar una regresión marina, registrada mediante un paleonivel a - 14 metros en torno a los 147 ka B.P.
  - En el último y complejo gran evento interglacial (estadio 5; 80-135 ka B.P.) se constatan hasta 7 pulsaciones climáticas de signo contrapuesto, que se traducen en la alternancia de picos transgresivos (de +1,4 a +2,5 metros s.n.m.) entre los que se intercalan breves episodios regresivos de al menos 18 metros de magnitud.

- Los inicios de la última glaciación (estadio 4) aparecen documentados por abundantes paleoniveles marinos inferiores al actual (entre -12 y -17 metros), cuya cronología va desde 63 a 79 ka B.P.
  - Finalmente, el nivel postglacial del Mediterráneo está representado por numerosos espeleotemas freáticos subactuales —originados en el actual rango de fluctuación de la superficie marina—, así como por un paleonivel de 6,6 ka de antigüedad, situado a +2,1 metros, correlacionable con el piso Flandriense, también denominado Versiliense.
- ◆ Centrándonos en el estadio isotópico 5, se pueden individualizar los siguientes eventos de mayor a menor antigüedad (Figura 111):
- Dentro del subestadio 5e —el óptimo térmico del último interglacial— están documentadas dos pulsaciones transgresivas de un máximo de +2,5 metros, ocurridas en torno a 130 y 117 ka B.P.; entre ambas se intercala un brusco episodio regresivo, de un mínimo de 16 metros de amplitud. Estas vicisitudes han sido asimismo detectadas recientemente en el Cuaternario marino de Mallorca, así como en otros ámbitos geográficos.
  - El subestadio 5d podría estar representado por un único paleonivel de espeleotemas freáticos, que informaría sobre una pulsación regresiva de al menos 15 metros.
  - Situado alrededor de los 108 ka B.P., el subestadio 5c supone otro evento de carácter cálido, registrado en algunas localidades por medio de cristalizaciones freáticas localizadas a cotas comprendidas entre +1,5 y +2,5 metros.
  - Un nuevo, y tal vez más prolongado, episodio regresivo tiene lugar sobre los 91-98 ka B.P. (subestadio 5b), momento en que el nivel del Mediterráneo desciende al menos 18 metros.
  - Para terminar, el subestadio 5a (83 ka B.P.) representa un pico cálido inmediatamente anterior al estadio 4, el cual marca el inicio del último gran ciclo glacial. Este acontecimiento transgresivo supone un nivel marino próximo a los +2 metros, cuyo descenso hasta -17 metros sucederá en tan sólo algunos miles de años.

- ◆ Las abundantes dataciones realizadas, a partir de espeleotemas freáticos recolectados entre las cotas +2,5 y -18 metros, permiten estimar tasas de variación del nivel marino durante las pulsaciones climáticas del último interglacial. Los valores calculados arrojan cifras medias de ascenso o descenso eustático del orden, nada despreciable, de 4 m/ka; entre estas bruscas fluctuaciones del nivel marino, puestas de manifiesto por los presentes datos, por fuerza se han de intercalar momentos de estabilidad de uno o unos pocos miles de años, lapso temporal mínimo necesario para la formación de los paleoniveles muestreados. Obviamente esta compleja historia de oscilaciones drásticas del nivel del Mediterráneo está controlada por causas climáticas, de las cuales las cristalizaciones freáticas constituyen un excelente registro.
  
- ◆ Las dataciones correspondientes al último interglacial demuestran que el nivel del mar, en Mallorca, no ha ascendido por encima de la cota +2,5 metros en los últimos 150 ka. Este dato hace patente la necesidad de afinar la cronología de los yacimientos marinos, atribuidos en sentido amplio al Eutirreniense sobre la base de criterios faunísticos. El alcance cronoestratigráfico de este piso en Mallorca resulta muy poco preciso ya que, además de los niveles típicos con fauna termófila correspondientes al último interglacial, incluye depósitos —situados a cotas incluso superiores a los +12 metros— que sin duda pertenecen al menos al estadio isotópico 7.
  
- ◆ En cuanto a los estadios climáticos cuya antigüedad supera los 300 ka (estadio 9 o anteriores), resulta por el momento muy aventurado intentar establecer correlaciones fehacientes entre los pisos del Cuaternario marino mediterráneo (Paleotirreniense, Milazziense, Siciliense...) y el registro paleoclimático de isótopos de oxígeno.
  
- ◆ Todo lo expuesto en los puntos precedentes demuestra que los espeleotemas freáticos son una herramienta nueva, muy potente y precisa, para el estudio del Cuaternario. Estos depósitos reflejan la

posición del nivel marino en el momento de su formación, atesorando valiosas informaciones paleoclimáticas y cronológicas susceptibles de ser desveladas mediante investigaciones isotópicas.

- ◆ Este tipo de cristalizaciones constituye un registro mucho más completo, por lo general, que el derivado del estudio de los yacimientos marinos cuaternarios. Debe ser tenido en consideración que se trata de un registro de carácter aditivo, el cual no suele haber sufrido la eventualidad de su destrucción total o parcial a causa de la erosión epigea, como sucede con las playas fósiles y/o las terrazas de abrasión marina.
  
- ◆ A modo de conclusión final, se puede afirmar que los espeleotemas freáticos son un singular ejemplo de cómo el interés de las investigaciones espeleológicas no se circunscribe a sus aportaciones, del todo incuestionables, al ámbito global de la karstología. Su trascendencia se extiende a otros problemas geológicos —de carácter más general y de mayor relevancia actual— tales como el conocimiento del Cuaternario, el estudio de los abruptos cambios climáticos acontecidos en su decurso, y la reconstrucción de las oscilaciones eustáticas que se derivan de los mismos.