

**UNIVERSITAT DE LES ILLES BALEARS**  
**DEPARTAMENT DE CIÈNCIES DE LA TERRA**

**Los Paleocolapsos kársticos en las plataformas carbonatadas  
del Mioceno superior de Mallorca:  
análisis geográfico, genético, geológico y evolutivo**



**Pedro Agustín Robledo Ardila**

**Palma de Mallorca**  
**2005**

## **CAPÍTULO 14. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y MINERALÓGICO DE LAS BRECHAS DE LOS PALEOCOLAPSOS KÁRSTICOS Y LOS SEDIMENTOS ASOCIADOS**

Los sedimentos endokársticos están representados por un amplio abanico de depósitos, clasificables según su génesis, mineralogía, granulometría y otros parámetros; de su estudio se puede obtener una gran cantidad de información sobre su ambiente de deposición. No obstante, éstos se pueden dividir en dos grandes grupos: los sedimentos detríticos y los cementos.

Los cementos son indicadores muy útiles para reconstruir ambientes en medios continentales terrestres. Por el contrario, los sedimentos detríticos de ambientes endokársticos han sido menos estudiados, dado que su interpretación es, en general, más compleja. Ello se debe a que este tipo de depósitos es consecuencia de pulsos energéticos, generalmente continentales, siendo por tanto menos inerciales, al contrario que sucede con los sedimentos carbonáticos que reflejan específicamente las condiciones endokársticas en las que se depositaron y adicionalmente, las condiciones ambientales y climáticas externas (similares en términos de palotemperaturas a las medias exteriores anuales) (Barea *et al.*, 2000). Además, las técnicas de estudio utilizadas para sedimentos geoquímicos han experimentado mayor desarrollo que para los sedimentos detríticos. No obstante, muchos autores han apuntado a la necesidad e importancia del análisis de depósitos detríticos endokársticos para la interpretación paleoclimática y paleoambiental de estas secuencias detríticas (ej. Barea *et al.*, 2000, entre otros) y su relación con la evolución endokárstica.

Genéricamente, los sedimentos detríticos endokársticos han sido clasificados según el tamaño de grano: bloques, gravas, arenas, limos y arcillas. No obstante, y pese a que las arcillas son una de las fracciones granulométricas con mayor presencia en sistemas endokársticos, los estudios sobre su mineralogía y origen son muy escasos. La evolución y génesis de estos depósitos suele estar en estrecha relación con la evolución del propio sistema endokárstico y por tanto, con las condiciones ambientales subaéreas (Durán, 1996). En cuanto a los sedimentos de mayor tamaño, requieren un transporte más energético, su composición suele ser muy variada, y la relación con las condiciones del propio medio subterráneo menos estrecha. Este hecho, supone que la interpretación sea más compleja ya que puede no corresponder con las condiciones endokársticas durante el momento de su deposición. De cualquier forma, los sedimentos detríticos depositados en el interior de cavidades pueden ser utilizados como indicadores (en mayor o menor medida) de las condiciones ambientales exteriores en el momento del transporte y la sedimentación, si bien pueden estar influidas por las variaciones endokársticas ocurridas con posterioridad a su emplazamiento.

---

Los cementos, al ser menos “móviles”, responde de una manera más directa a las condiciones endokársticas y, en el caso de los colapsos, aparece como relleno de la porosidad interclasto e intraclasto de los bloques afectados, representando ambientes vadosos o freáticos.

Los paleocolapsos de Mallorca, como ya se ha apuntado con anterioridad, presentan una cierta variedad tipológica. De la clasificación propuesta con anterioridad, no todos los tipos de brechas en cada paleocolapso han estado sometidas prolongadamente a un ambiente endokárstico (aunque su génesis sea consecuencia de éste) y sólo las brechas caóticas de colapso presentan siempre esta particularidad. En paleocolapsos como los de Punta des Savinar, Cap de Sa Paret o Cala Murta, entre los más significativos, el relleno de cementos en la porosidad de distintos tipos de brecha, así como su posición estratigráfica (rellenando porosidad de la brecha en la facies más a techo de la Caliza de Santanyí) son una evidencia de que los procesos endokársticos afectaron en algunos casos a toda la estructura.

La brecha caótica es un depósito sedimentario endokárstico muy particular. En origen es detrítico, pero su exposición prolongada en un ambiente endokárstico la convierte en un sistema mixto, donde destacan la presencia de otros sedimentos detríticos de distinta fracción granulométrica y de cementos integrados en una misma estructura y con una distribución heterogénea. A la ya compleja interpretación de los sedimentos detríticos en ambientes subterráneos, en las brechas el análisis se hace todavía más complejo, teniendo en cuenta, además, que en la actualidad están en condiciones subaéreas y han estado sometidos a otros procesos de erosión, transporte y deposición que han podido modificar las características genéticas originales sedimentarias.

Los componentes de las brechas son:

- 1.- los bloques y clastos de las facies afectadas por el colapso
- 2.- la matriz que rellena la porosidad interclasto, de fracción tamaño arcilla, limo, arena o grava
- 3.- los cementos

Los clastos son indicadores de las facies que han sido afectadas por el colapso. Aspectos como su posición en el paleocolapso, rotación, tamaño, erosión (angulosos o redondeados), litología, componentes y porosidad, son básicos para la interpretación del proceso de hundimiento y su posterior evolución en el tiempo.

La matriz es un indicador del ambiente sedimentológico, paleoclimático y paleoambiental. Los aspectos mineralógicos y petrográficos permiten interpretar las condiciones en las que se produjo el relleno de la porosidad interclasto (y en ocasiones intraclasto).

Los cementos, como componentes autóctonos, vienen determinados por las condiciones paleoclimáticas y paleoambientales, en el sistema endokárstico activo, donde estuvieron sometidas las brechas.

Pero el sedimento no es el único indicador importante como producto de un fenómeno de hundimiento, sino que la porosidad también aporta información sobre los paleocolapsos. *A priori*, en las brechas la porosidad se puede clasificar en dos grandes grupos: interclasto e intraclasto. La primera está relacionada con los vacíos entre clastos que no presentan matriz o cemento. Las osci-

laciones relativas del nivel del mar (asociados con procesos de disolución y precipitación, vadosos o freáticos), fenómenos tectónicos, rellenos sedimentarios debido a diversos procesos o reajustes por el desprendimiento gravitacional de partes de la brecha, han dado lugar a una evolución políciclica y compleja que ha modificado sustancialmente la porosidad inicial.

#### 14.1.- Litología y sedimentología de los clastos de las brechas

Salvo en la brecha caótica, donde afloran clastos con textura *grainstone*, *packstone*, *mudstone*, *framework* o *rudstone*, el resto de clastos correspondientes a otros tipos de brechas son siempre *grainstone*, *packstone* y en menor medida *mudstone*. En general, todos los tipos de brecha presentan clastos de las facies de manglar y de los depósitos estromatolíticos del *lagoon* interno (en Cabo Blanco), y bloques con abundantes rodolitos, moluscos, algas rojas y equínidos, procedentes del *lagoon* externo (en Punta Negra).



Figura 95. Detalle de un molde de coral (género *Tarbellastaea*) en una brecha caótica de colapso. Porto-Colom, Felanitx, Mallorca

En la plataforma de Santanyí, los clastos de las brechas presentan una litología calcítica. Los clastos de la brecha *crackle* afectan tanto al *lagoon* externo como a las facies de la Caliza de Santanyí. Los bloques definidos por la fracturación son parte de las facies de *grainstone* y *packstone* con fauna marina (rodolitos, moluscos, algas rojas y equínidos, entre otros), correspondientes a las facies de *lagoon* externo, y fragmentos de las facies oolíticas, estromatolíticas y del Complejo de Manglarí. Los clastos de la brecha *crackle-laminae-split* y de mosaico pertenecen únicamente a la Caliza de Santanyí. Por el contrario, las brechas caóticas de colapso pueden contener clastos de todos los cinturones de facies de las dos unidades afectadas con las características petrográficas inferidas por los mismos. Son de litología calcítica y en algunos ejemplos se observa la presencia en la brecha de moldes de coral de *Tarbellastaea* procedentes del *lagoon* externo (figura 95). No obstante, la gran mayoría de clastos son calizas de textura *packstone*, *grainstone* y *wackstone*, en ocasiones con moldes de organismos recristalizados (figura 96 A). Presentan como componentes principales miliólidos, pectínidos, ostreidos, gasterópodos y bivalvos, cuando proceden de las facies de Manglar (figura 96 B). Si los fragmentos proceden de las facies estromatolíticas, aparecen clastos de fango carbonatado micrítico laminado, formado por colonias de cianobacterias. Con respecto a las facies oolíticas, los clastos están compuestos por *grainstones* oolíticos.

## 14.2. Mineralogía de la matriz de las brechas de los paleocolapsos

Los rellenos interclasto de las brechas de los paleocolapsos están caracterizados por la presencia de sedimento detrítico de color rojo granate. No obstante, las brechas de los paleocolapsos (fundamentalmente la caótica de colapso) presentan una relativa diversidad vertical y lateral en cuanto al tipo de rellenos, con diferente textura, tamaño de grano y procedencia. Entre estos rellenos minoritarios, destacan depósitos bioclásticos calcíticos de origen marino (figura 97), sedimentos aluviales cuaternarios de color marrón claro, sedimentos carbonáticos de la roca encajante y rellenos de arcillas verdes procedentes de las facies de la Caliza de Santanyí. En muchos casos, es posible que la matriz roja en la brecha caótica de colapso haya sufrido procesos de mezcla con los sedimentos descritos anteriormente, lo cual dificultaría en cierta forma, la inferencia de su origen y, por tanto, su interpretación paleoclimática y paleoambiental. Dada la diversidad de rellenos y el gran número de paleocolapsos, se ha optado por un muestreo sistemático de los rellenos detríticos en las brechas caóticas de paleocolapso, ejemplos puntuales de éstos sedimentos en zonas intercolapso (en cavidades) y de las arcillas verdes de la plataforma de Santanyí. Para ello, se han realizado análisis por difracción de Rayos X, con el fin de diferenciar la cantidad de las distintas fracciones y los minerales principales presentes en las mismas.

Los sedimentos detríticos asociados a los paleocolapsos son en su mayoría, depósitos que han rellenado la porosidad de los diferentes tipos de brecha. Aunque el relleno detrítico interclasto o intraclasto no presenta organización estratigráfica, en algunas oque-

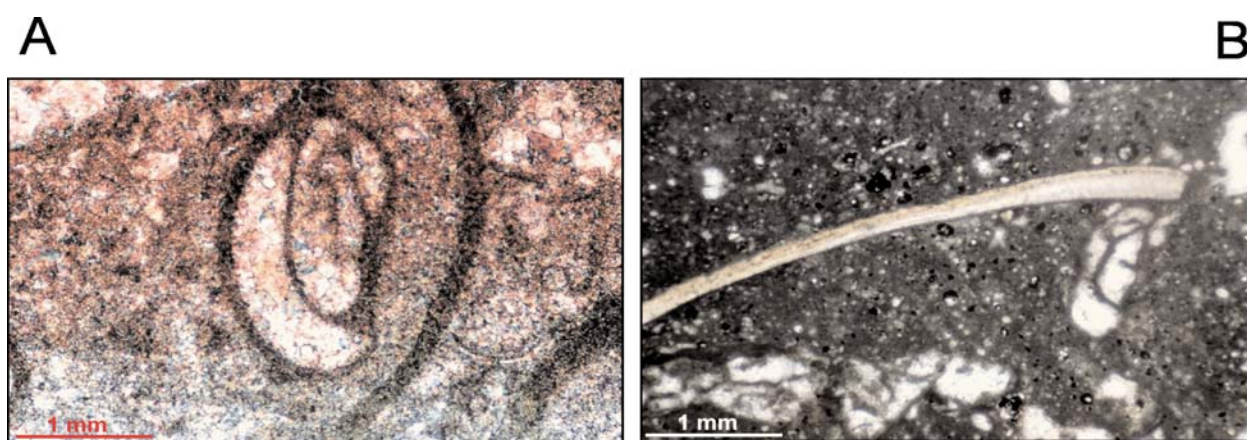


Figura 96. A) Imagen de microscopio de un molde de un miliólido (calcita) en el clasto de una brecha caótica de colapso procedente de las facies de lagoon externo. B) Detalle de un fragmento de molusco en un clasto de una brecha caótica de colapso procedente de las facies de Manglar (Unidad Calizas de Santanyí), Cala Figuera, Santanyí, Mallorca. En otras ocasiones, esta aparente organización está interestratificada entre dos depósitos de cementos. Por tanto, parece evidente que la mineralogía de estos depósitos puede aportar información sobre su medio de deposición y, en cierta medida, sobre las condiciones paleoambientales y paleoclimáticas continentales que dominaban durante ese periodo.

## 14.3.- Metodología

Se han tomado un total de 16 muestras de sedimento detrítico en distintas localidades (figura 98), de las cuales 13 rellenan la porosidad de la brecha de colapso y 3 están ubica-

das en cavidades cercanas asociadas a los paleocolapsos de la plataforma carbonática de Santanyí (tabla 3). Además, y dado que en la Unidad Calizas de Santanyí se ubican diversos niveles de arcillas verdes a distintas cotas y entre diferentes estratos (ver parte II), se han tomado 10 muestras de estas facies, con el fin de compararlas con las anteriores y observar si, debido al proceso de colapso, la matriz de las brechas es el resultado de la mezcla entre estos depósitos (tabla 4).

Para el estudio mineralógico de los sedimentos detríticos presentes en las brechas de paleocolapso, se han realizado análisis por difracción de Rayos X, tanto para la muestra total pulverizada como para la fracción arcilla ( $>2 \mu\text{m}$ ), obtenida por dispersión y solución en medio acuoso. Para la caracterización de los constituyentes de la fracción arcilla se ha efec-



Figura 97. Detalle del relleno bioclástico de tamaño de grano variable ( $>1 \text{ mm}$ ), en una brecha caótica de colapso. Portocolom, Mallorca

tuado sobre agregados orientados de muestras homoionizadas en  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{K}^+$ , solvatados con etilenglicol y tratadas térmicamente a  $550^\circ \text{C}$ . Se ha utilizado dos difractómetros (ver parte I), pasando las muestras totales desde  $2$  a  $64^\circ 2\theta$  y las de la fracción arcillas entre  $2$  y  $30^\circ 2\theta$ . La lectura e interpretación de los diagramas se realizaron mediante el programa elaborado por Vila, Ruiz Amil y Martín de Vidales (1994). Para la estimación semicuantitativa de las especies minerales detectadas se han utilizado los valores de los poderes reflectantes de Shultz (1964) para polvo de muestra total, y de Barahona (1974) y Van Der Marel (1986) en los agregados orientados de la fracción arcilla.

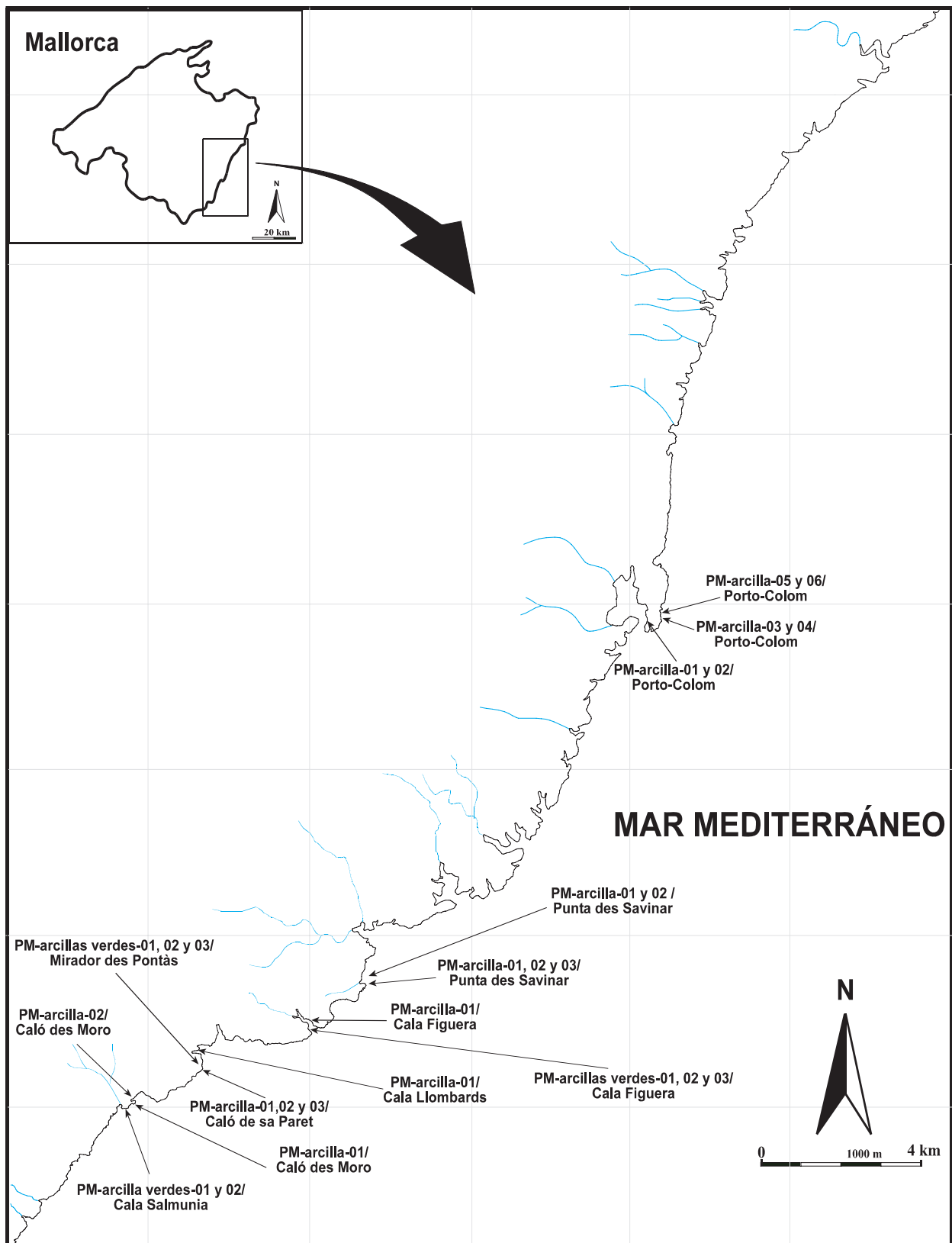


Figura 98. Distribución espacial de las muestras tomadas sobre el terreno en la plataforma de Santanyí, en los depósitos detríticos de las brechas de los paleocolapsos y en las facies de las arcillas verdes

#### **14.4. Mineralogía de la muestra total de los depósitos detríticos de los paleocolapsos y de las facies de arcillas verdes de la Caliza de Santanyí**

La composición mineralógica global de las muestras estudiadas presenta en los depósitos asociados a las brechas y cavidades adyacentes (tabla 6):

A.- como minerales principales: calcita en 11 de las muestras, cuarzo en 3 y calcita/cuarzo en las 2 restantes

B.- como minerales secundarios: calcita en 1 muestra, cuarzo en 4, halita en 2 y hematites en 1 muestra

C.- y como minerales accesorios (< 1% del total de la muestra) y traza (menor al 0,01% del total de la muestra): calcita, cuarzo, yeso y halita, excepto en cuatro muestras en las que no hay presencia de esta fracción.

Todas las muestras presentan minerales carbonáticos: la calcita es el mineral con mayor presencia, ya que aparece en 11 muestras como mineral principal y, en todas las muestras, ya sea como mineral secundario, accesorio o traza. Únicamente, 3 muestras del total analizadas no presentan calcita como mineral principal, sino que la composición mineralógica está formada por cuarzo, además de otras 3 en las que comparte mineral principal con la calcita. No obstante, dichas muestras presentan, en el resto de las fracciones, minerales carbonáticos, lo cual simplifica en cierta medida la diferenciación de minerales autóctonos y alóctonos. La halita, únicamente lo hace como mineral secundario en 2 muestras y traza en 6 muestras (tabla 6).

La mineralogía procedente de los niveles de arcillas verdes presenta diferencias sustanciales (tabla 7):

A.- como minerales principales aparece calcita en 3 muestras, cuarzo en 4 y 2 comparten mineral (excepto en una en la que no hay presencia de esta fracción)

B.- los minerales secundarios están representados por cuarzo en 3 muestras, dolomita y calcita en 1 muestra, y en 5 no hay presencia de esta fracción

C.- como minerales accesorios, la calcita aparece en 3 (compartiendo fracción en 2 de ellas con halita), la halita aparece en 2 y el cuarzo en 1. En el resto de muestras no hay constancia de esta fracción.



Tabla 3.- Relación y descripción de las muestras de arcillas relacionadas con las brechas tomadas sobre el terreno					
Muestra		Localidad	Situación	Descripción	Observaciones
Nº	Código de Muestra				
1	PM-arcilla-01	Caló des Moro	En cavidad ubicada en el complejo arrecifal a 3 m s.n.m, en el margen acantilado externo	Fragmento de arcillas muy compactada en un depósito laminado que parece corresponder a un conducto endokárstico en conexión con la cala. Presenta pequeños cristales de cemento de geometría romboédrica y una porosidad vuggy por disolución de algunos cristales. Color rojo granate con un tamaño de 4 cm	Presenta un clasto integrado de 60 cm
2	PM-arcilla-02	Caló des Moro	En cavidad ubicada a techo del complejo arrecifal a unos 8 m s.n.m. Tapiza gran parte de una colada estalagmítica (integrada en ocasiones entre cristales) y las paredes de la cavidad	Muestra de arcillas disgregadas con granos de calcita, arenas y cristales de cemento	
3	PM-arcilla-01	Cap de sa Paret	A base de una brecha caótica de colapso, 3 m s.n.m., formando parte de la matriz	Fragmento arcilloso con microclastos integrados y cristales de cemento milimétricos y micrométricos. Presenta porosidad vuggy. El tamaño de la muestra es de 4,2 cm. Color rojo oscuro	
4	PM-arcilla-02	Cap de sa Paret	En la base de una brecha caótica de colapso, 5 m s.n.m., formando parte de la matriz	Fragmento arcilloso disgregado de tamaño limo-arenosos, granos de arcillas, caliza y cristales carbonatados. Color rojo oscuro	
5	PM-arcilla-03	Cap de sa Paret	En la base de una brecha caótica de colapso 7 m s.n.m., formando parte de la matriz	Fragments arcillosos de la matriz de la brecha, semidisgregado con microclastos de caliza integrado, micrométricos, y cristales de cemento. Color rojo oscuro	
6	PM-arcilla-01	Cala Llombards	En matriz de brecha caótica de colapso en facies de las Caliza de Santanyi	Fragmento de arcillas compactadas, con porosidad vuggy y fragmentos de cemento laminados interestratificados. El tamaño de la muestra es de 2 cm. Color rojo medio	
7	PM-arcilla-01	Cala Figuera	En brecha caótica de colapso ubicada en el complejo arrecifal a 4 m s.n.m. rellenando un hueco interclasto	Fragmento de arcillas muy compactada de un depósito laminado. Se observan varios niveles en la vertical del colapso rellenando huecos y, en ocasiones, interestratificadas entre cementos vadosos Presenta pequeños cristales de cemento integrados en el depósito, de geometría romboédrica y una porosidad vuggy por disolución de algunos cristales. Color rojo medio con un tamaño de 4 cm	
8	PM-arcilla-01	Punta des Savinar	Rellenando una fractura de un colapso a 8 m s.n.m y correspondiente en su posición estratigráfica con las facies de manglar	Muestra de arcillas disgregadas con pequeños cristales de cemento integrados en el depósito	
9	PM-arcilla-02	Punta des Savinar	Rellenando una fractura de un colapso a 7 m s.n.m y a correspondiente en su posición estratigráfica a las facies de manglar	Muestra de arcillas disgregadas con mezcla de pequeños cristales de cemento	

Muestra		Localidad	Situación	Descripción	Observaciones
Nº	Código de Muestra				
10	PM-arcilla-03	Punta des Savinar	una brecha caótica de colapso a techo de Complejo Arrecifal, 4 m s.n.m., y en el borde de Punta des Savinar	Fragmento de muestra semicompactada, con pequeños microclastos de la roca encajante y cristales de cemento integrados en el depósito. Presenta porosidad vuggy por disolución de los cristales y mólida	
11	PM-arcilla-01	Porto-Colom	Parte de la matriz en brecha caótica de colapso a 3 m s.n.m y coincidiendo en su posición estratigráfica con la facies de la unidad arrecifal	Fragmento de muestra semicompactada, con microclastos de la roca encajante y cristales de cemento integrados. Presenta porosidad vuggy por disolución de dichos cristales o mólida	
12	PM-arcilla-02	Porto-Colom	En brecha caótica de colapso a 6 m s.n.m y a techo de las facies de la unidad arrecifal y la superficie de las Calizas de Santanyi	Fragmento de muestra disgregada con pequeños microclastos de calcita y cristales de cemento integrados	Parecen tener una clara componente orgánica
13	PM-arcilla-03	Porto-Colom	En matriz de brecha caótica de colapso en facies del Complejo arrecifal a 16 m s.n.m	Fragmento de arcillas compactadas, aparentemente laminada, con porosidad vuggy, clastos y cristales de cemento integrados. El tamaño de la muestra es de 4 cm. Color rojo rioja medio	
14	PM-arcilla-04	Porto-Colom	En la pared de una brecha caótica de colapso dentro de una cavidad a 12 m s.n.m.	Fragmento arcilloso compactado, con microclastos y cristales de cemento rellenando parte de una pequeña fractura. Presenta porosidad vuggy. El tamaño de la muestra es de 3 cm. Color rojo rioja oscuro	
15	PM-arcilla-05	Porto-Colom	En la zona superior de una brecha caótica de colapso, formando parte de la matriz a unos 18 m s.n.m.	Fragmento arcilloso disgregado con microclastos y cristales de cemento integrados. Color rojo oscuro	
16	PM-arcilla-06	Porto-Colom	En la base de una brecha caótica de colapso, formando un paquete de sedimentos posterior a la brecha a 10 m s.n.m	Fragmentos arenoso bioclástico de textura <i>grainstone</i> y <i>framework</i> con restos de fauna marina de tamaño milimétrico. Parece ser parte de una playa fósil	

Tabla 4.- Relación y descripción de las muestras de sedimentos de las facies de las arcillas verdes tomadas sobre el terreno

Muestra		Localidad	Situación	Descripción
Nº	Código de Muestra			
1	PM-arcillas verdes-01-nivel inferior	Cala Salmunia	Interestratificado entre el externo y las facies de manglar	Arcilla semidisgregada con pequeños clastos
2	PM-arcillas verdes-02- nivel intermedio	Cala Salmunia	Interestratificado entre dos niveles de manglar	Arcilla disgregada con pequeños clastos negros
3	PM-arcillas verdes-01-nivel superior	Mirador des Pontàs	Interestratificado entre las facies de manglar y las facies estromatolíticas	Arcilla semicompactada con grano fino de caliza
4	PM-arcillas verdes-02-nivel intermedio	Mirador des Pontàs	Interestratificado entre dos niveles de manglar	Arcilla semicompactada con pequeños clastos negros
5	PM-arcillas verdes-03-nivel inferior	Mirador des Pontàs	Interestratificado entre el lagoón externo y las facies de manglar	Arcilla semidisgregada con pequeños clastos

Nº	Muestra	Localidad	Situación	Descripción
	Código de Muestra			
6	PM-arcillas verdes-01-nivel inferior	Cala Figuera	Interestratificado entre la el <i>lagoon</i> externo y las facies de manglar	Arcilla semicompactada con pequeños clastos
7	PM-Arcillas negras-02-nivel intermedio	Cala Figuera	Interestratificado entre dos niveles de manglar	Arcilla disgregada con pequeños clastos
8	PM-arcillas verdes-03-nivel superior	Cala Figuera	Interestratificado entre las facies de manglar y las facies estromatolíticas	Arcilla semidisgregada con pequeños clastos
9	PM-arcillas verdes-01-nivel intermedio	Punta des Savinar	Interestratificado entre dos niveles de manglar	Arcilla compactada con pequeños clastos negros
10	PM-arcillas verdes-02-nivel superior	Punta des Savinar	Interestratificado entre dos niveles de manglar	Arcilla semidisgregada con pequeños clastos

Tabla 5. Relación y descripción de las muestras sobre las que se han realizado lámina delgada tomadas sobre el terreno

Cod. Nº	Muestra	Localidad	Situación	Descripción
	Cod. Muestra			
1	PM-PTC4/RR-Brecha matriz	Porto-Colom	En matriz de brecha caótica de colapso en facies arrecifales	Fragmento de arcillas en la que se integran cristales micrométricos isotrópicos. El tamaño de la muestra es de 2 cm
2	PM-PTC4/RRF-1	Porto-Colom	En matriz de brecha caótica de colapso en facies arrecifales	Fragmento de relleno arcillo-arenoso con microclastos integrados. Dicho relleno presenta porosidad de <i>vuggy</i> y móldica, en ocasiones, rellena por cementos, arcillas y otros materiales. El tamaño de la muestra es de 4,2 cm
3	PM-PTC4/RRC-1	Porto-Colom	En fractura de la unidad arrecifal integrada en una brecha de colapso	Cemento de cristales de prisma romboédrico y agregados a una pequeña parte de un canto. El tamaño de la muestra es de 3 cm
4	PM-CF16-MATRIZ BRECHA I	Cala Figuera	En brecha caótica de colapso a techo de la unidad arrecifal	Fragmento arcilloso de la matriz de la brecha, que en alguna de sus partes parece presentar una difusa laminación, con aparente porosidad <i>vuggy</i> , cristales de tamaño micrométrico y algunos poros rellenos por cementos
5	PM-CF16-MATRIZ BRECHA I	Cala Figuera	En brecha caótica de colapso a techo del complejo arrecifal	Clasto redondeado, con una sensible esfericidad (redondeamiento), integrado en una matriz arcillosa con una pequeña fractura milimétrica
6	PM-CF16-RRC-2	Cala Figuera	Cristalización en brecha caótica de colapso	Fragmento de cemento con cristales elongados de tamaño mm-cm, romboédricos en sección y con dos finas láminas de tamaño micrométrico, intercrystalinas, aparentemente arcillosas
7	PM-CF16-RRC-1	Cala Figuera	Cristalización en brecha caótica de colapso	Fragmento de cemento con cristales elongados de tamaño mm-cm y tetraédricos-romboédricos en sección, con dos finas láminas (0,5 mm) intercrystalinas, aparentemente arcillosas. El tamaño de la muestra es de 2,2 cm
8	PM-RR-MATRIZ BRECHA-1-CLM	Caló des Moro	En fractura del complejo Arrecifal rellena de arcilla	Fragmento arcilloso cementado, con una pequeña fractura de 0,5 cm de desarrollo y 0,1 mm de espesor rellena por otro componente arcilloso, aparentemente distinto al resto de las muestras. El tamaño de la muestra es de 3 cm
9	PM-RR-FRACT-ARRC-1-CLM	Cala Salmunia	En fractura de la unidad Arrecifal de <4 m de desarrollo longitudinal y una anchura de 20 cm	Fragmento de arcilla compactada rellenando una fractura, donde se aprecian varios materiales distintos según el tamaño de grano (arcillas, limos y arenas) Presenta porosidad <i>vuggy</i> (mm y $\mu$ m) ocluida en algunos casos por cementos. El tamaño de la muestra es de 2,8 cm
10	PM-RRF-FRACT-ARRE-1	Caló des Moro	En fractura del complejo Arrecifal <2 m de desarrollo vertical y una anchura de 4 cm	Fragmento de cemento adherido a un clasto recubriendo parcialmente por arcillas. Éstas presentan intercalaciones de granos de distintos materiales de tamaño (mm y $\mu$ m), con porosidad de microfaturas, <i>vuggy</i> (por disolución de cristales) y móldica, en algunos casos ocluida por cementos y sedimento de la roca encajante. Su tamaño es de 3,8 cm
11	PM-CLASTO-ARCILLA-CLSA	Cala Salmunia	En un depósito de arcillas laminadas, situado a base de la unidad Arrecifal	Clasto calcítico, redondeado. Presenta microfracturas rellenas por cemento, porosidad <i>vuggy</i> y móldica, en algunos casos rellena por cementos. Su tamaño es de 2,8 cm

**Tabla 6. Composición elemental de los minerales en las muestras analizadas en los depósitos detríticos que rellenan la porosidad de las brechas (matriz) de los paleocolapsos**

MUESTRAS	Ag	Al	As	Ba	Be	Ca	Cd	Ce	Co	Cr	Cu	Fe	K	La	Mg	Mn	Mo	Na	Nb	Ni	P	Pb	Sb	Sc	Ti	V	W	Y	Zn
	µg/g	%	µg/g	µg/g	µg/g	%	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	%	%	µg/g	%	µg/g	µg/g	%	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	%	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g
PM-arçilla-01/Caló des Moro	<1	2,22	54	85	<1	31,58	<2	17	6	16	12	0,81	0,66	20	0,58	1020	<4	1,12	<10	22	166	<10	<10	4	0,17	20	<10	17	35
PM-arçilla-02/Caló des Moro	2	5,15	34	182	<1	22,12	<2	45	12	46	19	2,63	1,42	31	0,78	2327	<4	0,61	12	26	577	17	<10	8	0,34	57	<10	26	76
PM-arçilla-01/Cap de Sa Faret	<1	5,73	<10	311	1	15,6	<2	46	16	55	24	2,62	1,13	35	0,67	3728	<2	0,90	14	39	670	13	29	9	0,34	56	<10	22	70
PM-arçilla-02/Cap de Sa Faret	<1	5,73	<10	270	1	13,7	<2	53	19	41	21	2,78	1,22	38	0,67	3460	<2	1,73	15	40	487	15	11	10	0,40	57	<10	19	70
PM-arçilla-03/Cap de Sa Faret	<1	8,34	11	441	2	6,55	<2	63	28	51	39	4,53	1,74	52	1,17	5349	3	2,42	20	56	2443	37	<10	14	0,61	67	<10	41	115
PM-arçilla-01/Cala Lombards	<1	3,36	<10	112	<1	17,2	<2	21	5	31	10	1,96	1,23	21	0,52	291	<2	0,99	<10	20	129	<10	<10	5	0,27	35	<10	7	29
PM-arçilla-01/Punta Figuera	<1	6,11	29	233	<1	16,35	<2	50	14	44	21	3,22	1,66	37	0,82	2215	<4	1,20	14	34	463	18	<10	10	0,41	67	<10	32	99
PM-arçilla-02/Punta des Savinar	<1	8,19	21	241	<1	0,48	<2	65	21	95	62	4,96	2,31	31	0,82	1064	<4	0,69	16	86	291	30	<10	12	0,56	98	<10	9	115
PM-arçilla-03/Punta des Savinar	<1	6,31	22	135	<1	12,18	<2	41	10	103	12	2,26	1,61	26	1,06	560	<4	2,66	<10	23	236	17	<10	7	0,30	53	<10	13	74
PM-arçilla-01/Punta des Savinar	<1	6,31	29	138	<1	17,23	<2	41	9	47	13	1,96	1,66	32	0,59	413	<4	0,75	<10	22	260	15	<10	7	0,30	51	<10	26	67
PM-arçilla-02/Porto-Colom	<1	6,66	29	135	<1	17,32	<2	59	16	46	26	3,74	1,88	41	0,81	1143	5	1,26	15	37	326	20	<10	13	0,47	82	<10	24	121
PM-arçilla-03/Porto-Colom	<1	3,25	50	129	<1	30,92	<2	18	6	20	9	1,33	0,66	27	0,21	1009	<4	0,13	<10	17	188	<10	<10	6	0,15	27	<10	37	67
PM-arçilla-04/Porto-Colom	<1	6,28	<10	105	1	17,9	<2	33	10	33	25	2,68	1,25	39	0,81	1781	3	1,40	11	47	330	11	<10	9	0,28	59	<10	36	70
PM-arçilla-05/Porto-Colom	<1	3,88	<10	125	<1	19,0	<2	25	10	21	11	3,36	0,82	29	0,87	1548	3	1,14	<10	26	397	<10	<10	7	0,22	41	<10	38	43
PM-arçilla-06/Porto-Colom	<1	11,4	18	351	3	0,61	<2	66	37	81	66	6,66	2,25	55	2,15	4888	10	2,03	20	116	512	30	<10	16	0,68	136	<10	29	139
PM-arçilla-06/Porto-Colom	<1	1,31	<10	31	<1	22,8	<2	8	3	13	<3	0,60	0,32	15	0,90	460	<2	1,13	<10	<10	264	<10	<10	3	0,09	13	<10	7	13

MUESTRA	Tabla 7. Mineralogía de las muestras analizadas en los depósitos detríticos que rellenan la porosidad de las brechas (matriz) de los paleocolapsos			FRACCION ARCILLA		
	MINERAL PRINCIPAL	MINERALES SECUNDARIOS	ACCESORIOS Y TRAZAS	CONTENIDO	MINERAL PRINCIPAL	OTROS MINERALES
PM-arcilla-01/Caló des Moro	CALCITA	----	CUARZO(T), HALITA	TRAZAS	CAOLIN	---
PM-arcilla-02/Caló des Moro	CALCITA	----	CUARZO, YESO(T)	TRAZAS	ILITAMOSCOVITA, CAOLIN	---
PM-arcilla-01/Cap de Sa Parret	CALCITA	CUARZO	----	TRAZAS	CAOLIN	---
PM-arcilla-02/Cap de Sa Parret	CALCITA	CUARZO	HALITA	TRAZAS	CAOLIN, ILITAMOSCOVITA	---
PM-arcilla-03/Cap de Sa Parret	CUARZO	CALCITA	HALITA	BAJO	CAOLIN, ILITAMOSCOVITA	---
PM-arcilla-01/Cala Llobarons	CALCITA	CUARZO	----	BAJO	CAOLIN, ILITAMOSCOVITA	---
PM-arcilla-01/Cala Figuera	CALCITA	CUARZO	----	TRAZAS	ILITAMOSCOVITA, CAOLIN	---
PM-arcilla-01/Punta des Savinar	CUARZO	----	CALCITA(T), HALITA(T)	BAJO	ILITAMOSCOVITA, CAOLIN	---
PM-arcilla-02/Punta des Savinar	CUARZO, CALCITA	HALITA	YESO(T)	TRAZAS	ILITAMOSCOVITA, CAOLIN	---
PM-arcilla-03/Punta des Savinar	CUARZO, CALCITA	----	HALITA(T)	TRAZAS	ILITAMOSCOVITA, CAOLIN	---
PM-arcilla-01/Porto-Colom	CALCITA	----	CUARZO, YESO(T), HALITA	BAJO	ILITAMOSCOVITA, CAOLIN	----
PM-arcilla-02/ Porto-Colom	CALCITA	----	CUARZO(T)	TRAZAS	ILITAMOSCOVITA, CAOLIN	----
PM-arcilla-03/Porto-Colom	CALCITA	----	CUARZO	MEDIO/BAJO	CAOLIN, ILITAMOSCOVITA	---
PM-arcilla-04/ Porto-Colom	CALCITA	----	CALCITA	BAJO	CAOLIN, ILITAMOSCOVITA	---
PM-arcilla-05/ Porto-Colom(*)	CUARZO	HEMATITES, HALITA	YESO	BAJO	CAOLIN, ILITAMOSCOVITA	---
PM-arcilla-08/ Porto-Colom	CALCITA	----	----	NADA	CAOLIN	---

Tabla 8. Composición elemental de los minerales en las muestras analizadas en los niveles de arcillas verdes de la Plataforma de Santanyi

MUESTRAS	Ag µg/g	Al %	As µg/g	Ba µg/g	Be µg/g	Ca %	Cd µg/g	Ce µg/g	Co µg/g	Cr µg/g	Cu µg/g	Fe %	K %	La µg/g	Mg %	Mn µg/g	Mo µg/g	Na %	Nb µg/g	Ni µg/g	P µg/g	Pb µg/g	Sb µg/g	Sc µg/g	Ti %	V µg/g	W µg/g	Y µg/g	Zn µg/g
PM-arcillas verdes-01-nivel inferior/Cala Salmuntia	<1	8,31	<10	272	2	0,98	<2	34	10	80	14	4,21	3,68	22	1,88	165	6	1,73	32	32	198	<10	<10	11	0,67	56	<10	8	43
PM-arcillas verdes-02-nivel intermedio/Cala Salmuntia	<1	7,23	<10	180	1	9,87	<2	35	9	7	10	2,88	2,85	21	1,76	122	<2	2,02	26	25	182	<10	<10	10	0,47	56	<10	6	25
PM-arcillas verdes-01-nivel superior/Mirador des Pontàs	<1	5,80	<10	123	1	13,2	<2	28	19	60	17	3,38	2,40	25	1,83	125	22	0,82	24	33	270	<10	<10	8	0,42	45	<10	9	32
PM-arcillas verdes-02-nivel intermedio/Mirador des Pontàs	<1	2,90	<10	76	<1	20,0	<2	16	28	29	11	1,38	1,08	17	0,81	161	<2	1,10	10	23	364	<10	<10	4	0,26	57	<10	4	15
PM-arcillas verdes-03-nivel inferior/Mirador des Pontàs	<1	4,05	<10	76	<1	17,1	<2	26	6	33	11	2,81	1,30	21	1,18	65	9	1,22	22	22	267	<10	<10	4	0,20	30	<10	6	16
PM-arcillas verdes-01-nivel inferior/Cala Figuera	<1	6,67	<10	163	2	1,79	<2	44	6	67	38	3,55	2,09	18	4,10	108	<2	0,53	32	30	180	<10	<10	8	0,40	53	<10	6	51
PM-Arcillas negras-intermedio/Cala Figuera	<1	6,62	<10	168	2	5,33	<2	24	12	74	9	3,13	2,83	19	3,28	105	<2	1,09	14	23	108	<10	<10	10	0,43	44	<10	6	31
PM-arcillas verdes-03-nivel superior/Cala Figuera	<1	8,20	<10	146	2	5,27	<2	51	16	72	18	4,69	3,13	21	2,16	179	65	0,62	30	46	138	<10	<10	11	0,67	53	<10	7	44
PM-arcillas verdes-01-nivel inferior/Punta des Savinar	<1	8,16	<10	269	2	1,58	<2	64	14	89	9	3,59	3,31	29	1,78	146	3	1,93	39	39	159	<10	<10	13	0,64	89	<10	9	35
PM-arcillas verdes-02-nivel intermedio/Punta des Savinar	<1	8,07	<10	284	2	0,13	<2	47	21	81	11	3,63	3,39	26	2,35	122	5	1,49	30	30	189	<10	<10	13	0,74	72	<10	9	43

Tabla 9. Mineralogía de las muestras analizadas en los niveles de arcillas verdes de la Plataforma de Santanyi

MUESTRA	ACCESORIOS Y TRAZAS			FRACCION ARCILLA		
	MINERAL PRINCIPAL	MINERALES SECUNDARIOS	CONTENIDO	MINERAL PRINCIPAL	OTROS MINERALES	OTROS MINERALES
PM-arcillas verdes-01-nivel inferior/Cala Salmuntia	CUARZO	---	HALITA,CALCITA	ILITA	INTERESTRATIFICADOS	---
PM-arcillas verdes-02-nivel intermedio/Cala Salmuntia	CUARZO	CALCITA	HALITA	ILITA	INTERESTRATIFICADOS	---
PM-arcillas verdes-01-nivel inferior/Mirador des Pontàs	CALCITA	CUARZO	---	ILITA	INTERESTRATIFICADOS	---
PM-arcillas verdes-02-nivel intermedio/Mirador des Pontàs	CALCITA	---	CUARZO	ESMECTITA, ILITA	---	---
PM-arcillas verdes-03-nivel superior/Mirador des Pontàs	CALCITA	CUARZO	---	ESMECTITA, ILITA	---	---
PM-arcillas verdes-01-nivel inferior/Cala Figuera	---	CUARZO	CALCITA	SEPIOLITA	ESMECTITA, PALYGORSKITA	---
PM-Arcillas negras-intermedio/Cala Figuera	CUARZO,CALCITA	DOLOMITA	HALITA	PALYGORSKITA	ILITA	---
PM-arcillas verdes-03-nivel superior/Cala Figuera	CALCITA CUARZO	---	---	ILITA	INTERESTRATIFICADOS	---
PM-arcillas verdes-01-nivel intermedio/Punta des Savinar	CUARZO	---	HALITA	ILITA	CAOLIN	---
PM-arcillas verdes-02-nivel superior/Punta des Savinar	CUARZO	---	CALCITA, HALITA	ILITA	---	---

---

## **14.5.- Mineralogía de la arcilla de los depósitos detríticos de los paleocolapsos y de las facies de arcillas verdes de la Caliza de Santanyí**

Los minerales de la fracción arcilla en los depósitos detríticos de las brechas de los paleocolapsos constituyen en la mayoría de las muestras contenidos traza, excepto en tres casos donde éstos son bajos (<20%), y uno (*PM-arcilla-03/Porto-Colom*), en la que aparece con un contenido medio (entre el 20% y 40%). La composición mineralógica de la arcilla (<2 µm) y de los elementos de todas las muestras está representada en la tabla 6 y 7.

En la mayoría de este grupo de muestras (13), el mineral principal está representado por illita, moscovita y caolinita en proporciones similares (tabla 6). La illita tiene un porcentaje mayor en 7 muestras; la caolinita en 6 y la moscovita siempre presenta una proporción intermedia con respecto a los anteriores (tabla 6). Si domina la illita aparece con mayor presencia la moscovita. Por el contrario, si domina la caolinita, aparece con menor proporción la moscovita. No obstante, en tres de las muestras, la caolinita aparece como único mineral principal de la fracción arcilla (*PM-arcilla-01/Caló des Moro* y *PM-arcilla-01/Cap de Sa Paret*) (tabla 6)

Por el contrario, los minerales de las arcillas verdes presentan en general contenidos más elevados de esta fracción, con una muestra donde el contenido es alto (>40%); en 6 el contenido es medio (de las cuales dos están entre el 20% y el 30%), y en tres el contenido es bajo (tabla 4). Los minerales están representados mayoritariamente por illita, que aparece en 8 muestras como mineral principal y en dos, compartiendo fracción con la esmectita. La sepiolita y palygorskita sólo están presentes en dos muestras. Con porcentajes inferiores, aparecen caolín en una muestra y el resto son minerales interestratificados (tabla 8).

## **14.6.- Discusión de la composición mineralógica de las muestras**

### *14.6.1.- De los depósitos detríticos de las brechas de los paleocolapsos y cavidades adyacentes*

Los distintos minerales presentes en los análisis de muestra total (principales, secundarios, accesorios o trazas) parecen estar claramente asociados con la plataforma carbonática donde tuvieron lugar los hundimientos, así como a un medio endokárstico, dada la presencia mayoritaria de minerales carbonáticos. No obstante, en lo relativo al porcentaje de cuarzo se abren algunos interrogantes. Los contenidos elevados de este mineral en depósitos detríticos endokársticos, son probablemente consecuencia directa de aportes alóctonos, procedentes de la erosión de rocas mesozoicas próximas. Sin embargo, si los contenidos son bajos, ponen de manifiesto fenómenos de removilización de los sedimentos del propio karst y, probablemente, de los residuos insolubles de la roca encajante.

Por el contrario, las muestras de sedimentos detríticos con presencia mayoritaria de minerales carbonáticos tienen un origen autóctono, puesto que la calcita procede, bien de la disgregación mecánica de las rocas miocenas, o de la precipitación de carbonato. La halita es un mineral muy corriente en zonas marítimas puesto que es el constituyente principal de las aguas saladas del mar y puede precipitar por evaporación (Hurbult y Klein, 1985). Sin embargo, por su origen diagenético y porque sólo aparece en una de las muestras (*PM-arcilla-05/Porto-Colom*) la hematita supone una excepción de difícil interpretación (tabla 6). Es un mineral accesorio que en ambientes sedimentarios, se forma por diagénesis de la limonita que, a su vez, es producto de la alteración de minerales de hierro (óxidos y sulfuros), en condiciones normales. Se da también en procesos de origen

bioquímico y formando depósitos en áreas lacustres y en cuencas oceánicas (Mottana *et al.*, 1977).

En la fracción arcilla, la caolinita, procede de la alteración química de feldespatos por neoformación del mineral en zonas superficiales (Barea *et al.*, 2000) o de aluminosilicatos consecuencia de procesos hidrotermales (Mottana *et al.*, 1977). Presenta una baja solubilidad. La illita está normalmente relacionada con la disgregación mecánica de rocas antiguas y sólo se conserva inalterada en condiciones climáticas templadas. También puede ser producto de la alteración de algunos filosilicatos, generalmente la moscovita. Con respecto a la moscovita, también de la familia de los filosilicatos, es muy frecuente en las rocas plutónicas y metamórficas de grado bajo, medio o alto, (facies de esquistos verdes y de las anfibolitas), insoluble y asociada comúnmente en ambientes sedimentarios de arenas, areniscas o margas entre otros (Mottana *et al.*, 1977).

#### 14.6.2.- De las arcillas verdes

La relación entre los diferentes contenidos de los distintos minerales presentes en los análisis de muestra total, están vinculados con la plataforma carbonática, así como al ambiente de deposición, dada la presencia en estos depósitos, tanto de minerales carbonáticos como siliciclásticos (tabla 8 y 9). Al contrario que en las muestras de las brechas, en estos depósitos, el contenido de calcita está únicamente relacionado con aportes de la propia roca encajante, y en el caso del cuarzo, puede tener procedencias muy diversas, difíciles de identificar. La dolomita, que sólo aparece en la muestra *PM-arcillas verdes-01/Cala Figuera* (tabla 8), como mineral secundario, puede tener un carácter autóctono o alóctono, ya que puede formar parte de las facies de la propia Caliza de Santanyí, provenir de las Serres de Llevant.

En la fracción arcilla, la illita es el mineral más común, aunque el que más proporción alcanza es la sepiolita, presente en una sola muestra (*PM-arcillas verdes-01/Cala Figuera*) (tabla 8). La sepiolita es un filosilicato autógeno, típica de ambientes lacustres, con un elevado índice de salinidad y un pH muy básico (Mottana *et al.*, 1977) lo cual es consistente con el ambiente de depósito de las arcillas verdes. La esmectita es otro de los minerales con una presencia importante en estos depósitos. Está caracterizada por su baja cristalinidad y formando también interestratificados irregulares con otros minerales. En nuestro marco geológico podría proceder del residuo insoluble de las dolomías aflorantes en las Serres de Llevant. En condiciones agresivas, la esmectita puede alterarse y transformarse en caolinita (Jackson, 1962; Karathanasis y Hajek, 1983), lo cual explicaría la presencia de caolinita en las arcillas rojas. La palygorskita sólo aparece en una muestra como mineral principal (*PM-arcillas verdes-01/Cala Figuera*) y en una segunda con un contenido relativamente bajo (<5%) (tabla 8). Su formación es muy común en ambientes sedimentarios de clima tropical por la alteración de feldespatos en rocas pobres en sílice. Sin embargo es más probable que procedan de materiales volcánicos alterados que hayan llegado por transporte eólico. La presencia de biotita (mica) y sanidina (feldespato) de procedencia eólica ha sido documentada cerca de Cabo Blanco (Pomar *et al.*, 1996)

### 14.7.- Descripción mineralógica

#### 14.7.1.- De los depósitos detríticos contenidos en las brechas de los paleocolapsos y en las cavidades adyacentes

Según los análisis mineralógicos de la muestra total y de la fracción arcilla (tabla 6 y 7), realiza-



dos en los depósitos detríticos contenidos en las brechas de los paleocolapsos, se pueden extraer algunas deducciones con respecto a los fenómenos de emplazamiento y las condiciones en que estos sedimentos se generaron.

Las áreas fuente de algunos paleocolapsos kársticos se sitúan en las Serres de Llevant, constituidas esencialmente por rocas mesozoicas y/o son producto de la disgregación de la roca encajante o la precipitación de carbonatos en condiciones endokársticas. Las alteraciones de algunos minerales son una pequeña parte del origen de los rellenos de las brechas en los paleocolapsos, por lo que la composición mineralógica dependerá en cierta medida de este aspecto.

Una gran mayoría de las muestras tomadas en las brechas presentan evidencias de procesos mixtos, consecuencia de una pequeña fracción de aportes alóctonos y la removilización de depósitos kársticos, sobre todo si tenemos en cuenta que algunos de las estructuras de paleo-

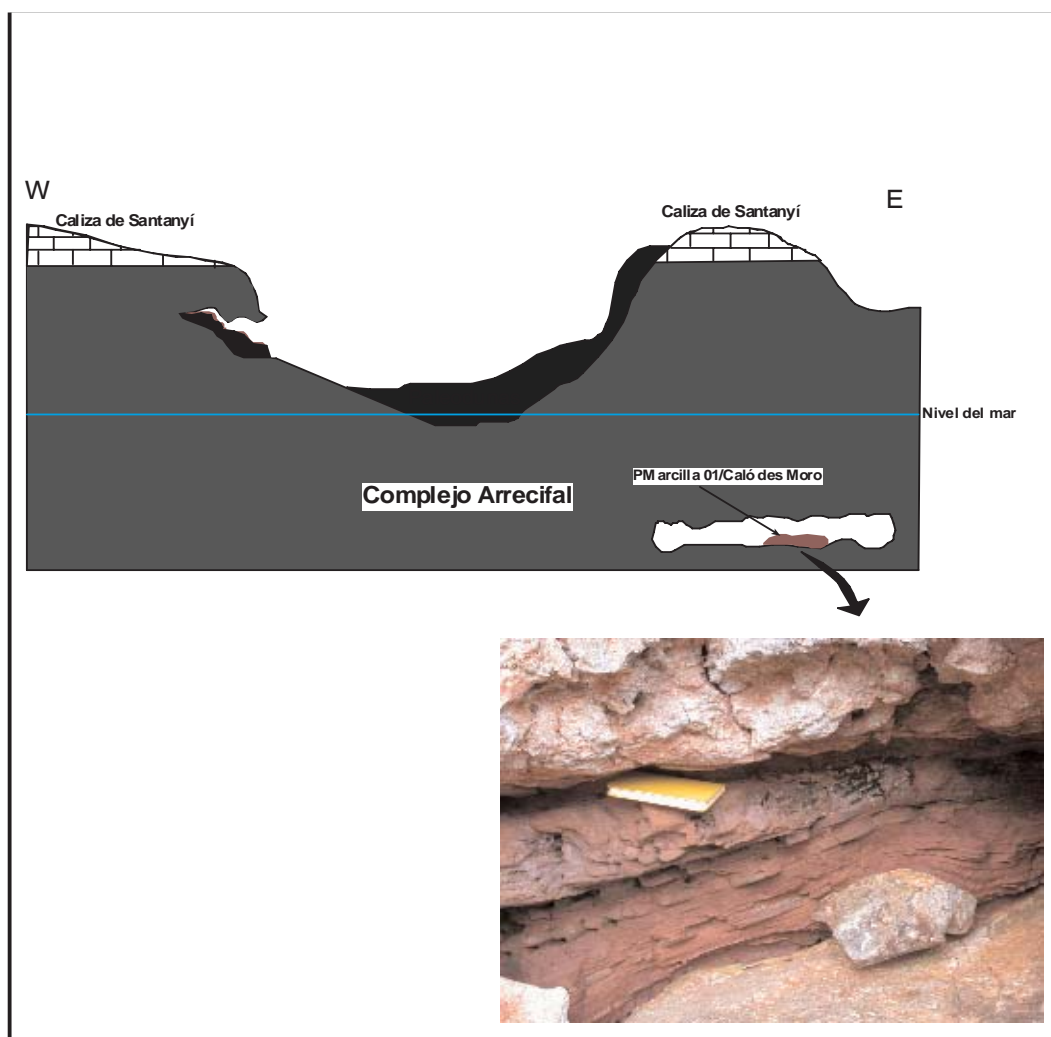


Figura 99. Ubicación del las muestras PM-arcilla-01 en es Caló des Moro

hundimientos están intersectadas por cauces.

De NE a SE de la plataforma carbonática de Santanyí, no existe una relación entre la composición mineralógica de las muestras y su posición geográfica. Sin embargo, si parece existir una relación entre la mineralogía (tanto en la muestra total como en la fracción arcilla), la conexión

con la red de cauces que intersecta algunos paleocolapsos y la deposición de sedimentos en condiciones determinadas.

La localidad de es Caló des Moro presenta varios depósitos de sedimentos detríticos a ambos márgenes de la cala, aparentemente diferentes. La muestra *PM-arcilla-01/Caló des Moro* está situada en un pequeño abrigo a pocos metros del nivel del mar, abierto en el *lagoon* externo (tabla 3 y figura 99). Se trata de un depósito muy cementado, con aparente laminación. La mineralogía de la muestra total contiene más de un 98% de calcita, y el cuarzo y la halita están representados como traza y accesorio respectivamente (tabla 7 y figura 104). La fracción arcilla sólo está representada por el caolín, como traza (tabla 7 y figura 104). Estos aspectos evidencian un depósito carbonático prácticamente sin aportes alóctonos, donde el cuarzo puede provenir transportado por agentes como el viento o el agua. La halita se explica por la proximidad del mar.

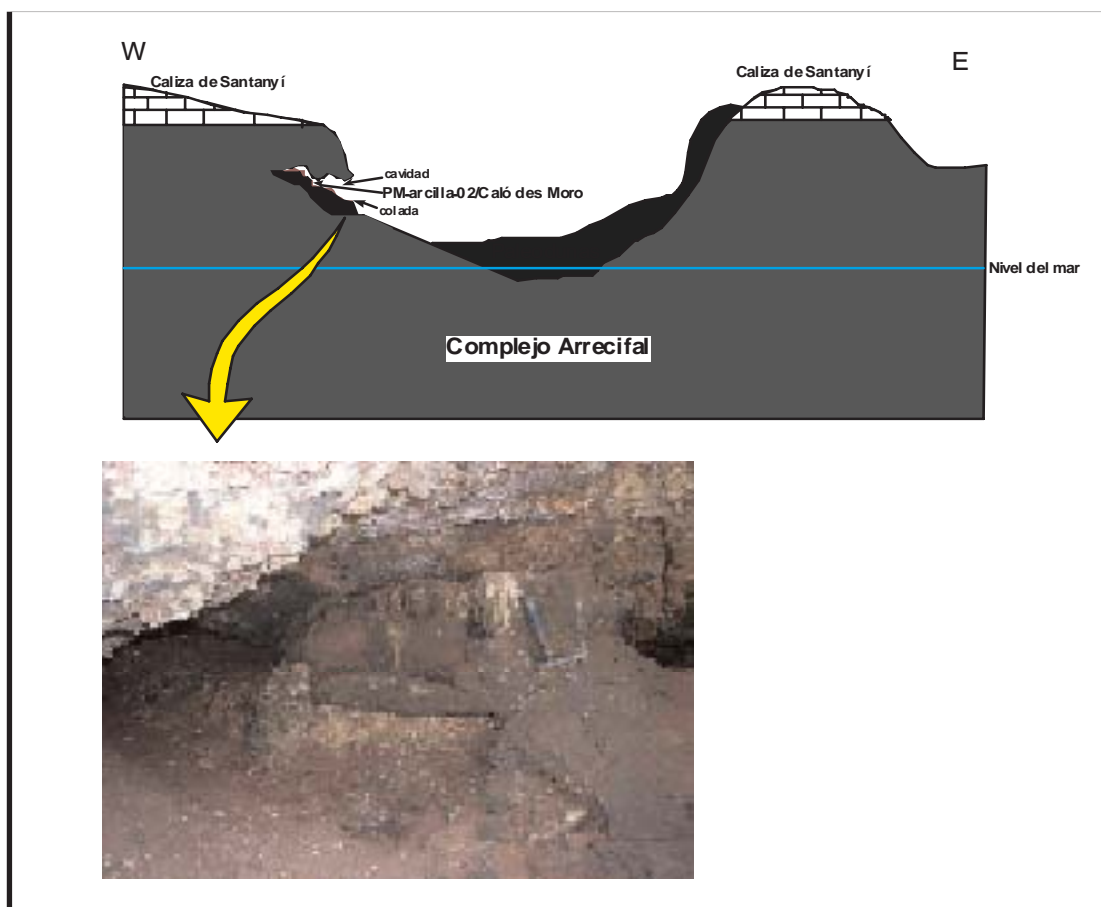


Figura 100. Ubicación de las muestras *PM-arcilla-02* en es Caló des Moro

En el margen opuesto de la cala se ubica la muestra *PM-arcilla-02/Caló des Moro*, correspondiente a un depósito de sedimentos detríticos disgregados, ubicado en una cavidad desarrollada también en facies de *lagoon* externo (figura 100 y tabla 3). La mineralogía de la muestra total contiene más de un 98% de calcita y tanto el cuarzo como el yeso están representados en contenidos accesorio y traza, respectivamente (tabla 6 y figura 104). La fracción arcilla es prácticamente inexistente, representada por la illita, moscovita y caolín en contenidos traza (tabla 6 y figura 104). Las características mineralógicas y texturales de estas muestra ponen de manifiesto que este

depósito es consecuencia de una notable disgregación de la roca encajante, así como la práctica ausencia de aportes alóctonos, inferidos sólo por el cuarzo y la fracción arcilla.

Más al NE, se sitúa la localidad de Cap de Sa Paret, donde se tomaron tres muestras (*PM-arcilla-01, 02 y 03/ Cap de Sa Paret*) en la matriz de la brecha caótica de un colapso a diferentes cotas (figura 101 y tabla 3). La mineralogía de la muestra total contiene, en las dos primeras, una presencia mayoritaria de calcita sobre el cuarzo con proporciones del 80%-20% respectivamente (tabla 6 y figura 104). Sin embargo, en la tercera muestra, el cuarzo es el mineral principal y la calcita aparece como secundario con una relación aproximada del 60%-40% (tabla 6 y figura 104). La halita está presente como accesorio en los dos primeras muestras y no aparece en la última. La fracción arcilla está representada por contenidos poco significativos de caolín para la primera, y por caolín, illita y moscovita en las dos restantes (tabla 3 y 6, figura 104). Las características mineralógicas de la muestra ponen de manifiesto que la cota determina en cierto modo la composición mineralógica de la matriz. A cotas más bajas domina la calcita. A cotas superiores, el cuarzo es el mineral principal. La halita, a pesar de estar presente en las cotas superiores, no aparece en la inferior. Este aspecto, se debe a la posición del depósito en el paleocolapso resguardado en un pequeño abrigo, de la influencia del mar. La mineralogía de los depósitos detríticos del paleocolapso donde se tomaron las muestras evidencia que para cotas más bajas dominan los sedimentos carbonáticos depositados en condiciones análogas y con un aporte alóctono muy poco significativo representado por el cuarzo y la fracción arcilla. Sin embargo, para cotas superiores, existen aportes externos más importantes de otros minerales.



Figura 101. Ubicación de las muestras de los depósitos detríticos en el paleocolapso de Cap de Sa Paret

por contenidos bajos, con escasa predominancia del caolín sobre la illita y la moscovita (tabla 6 y figura 104). En conjunto, la composición mineralógica denota que se trata de depósitos fundamentalmente autóctonos, con un aporte mínimo de materiales detríticos representados fundamentalmente por el cuarzo, y en menor medida por los minerales de la fracción arcilla.

Cala Figuera es la localidad donde son más frecuentes los depósitos sedimentarios detríticos rellenando la porosidad de la brecha caótica de los paleocolapsos. La muestra *PM-arcilla-01/Cala*

La muestra, *PM-arcilla-01/Cala Llombards*, que corresponde a la brecha caótica de un paleocolapso en el margen oriental de la cala (tabla 3), presenta características mineralógicas similares a la muestra *PM-arcilla-01 y 02/ Cap de Sa Paret*, lo que parece estar relacionado con un ambiente de sedimentación semejante. En dicha muestra, la mineralogía presenta un contenido en calcita que triplica al del cuarzo (mineral secundario) y no se ha constatado la presencia de halita (tabla 6 y figura 104), debido posiblemente a su ubicación, orientada hacia tierra. La fracción arcilla está representada

*Figuera* está ubicada en el paleocolapso que, por su posición (en una zona intermedia de la cala), y la cantidad de sedimento, es uno de los más representativos (figura 102). Presenta una aparente y fina laminación. Su composición mineralógica está constituida por calcita (más de un 90%) y cuarzo (inferior al 10%) (tabla 6 y figura 104). La fracción arcilla es muy poco significativa, ya que aparece en contenidos traza la illita, la moscovita y la caolinita (tabla 6 y figura 104). Se trata, por tanto, de un depósito de origen autóctono en su mayor parte, con un pequeño aporte alóctono.

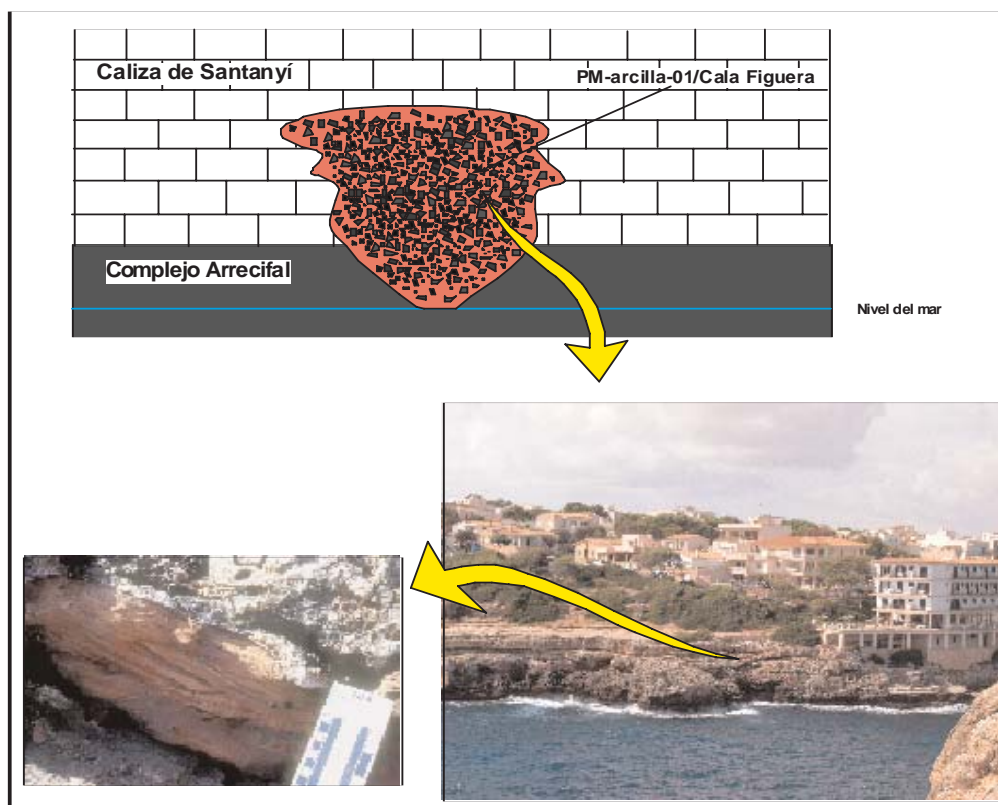


Figura 102. Depósito detrítico correspondiente a la muestra PM-arcilla-01/Cala Figuera

Los depósitos estudiados correspondientes a los paleocolapsos de la localidad de Punta des Savinar presentan una variedad mineralógica que parece responder a su ubicación con respecto a la cala, según la cota y en relación a su posición en el paleocolapso. Se han tomado tres muestras (PM-arcilla-01,02 y 03/Punta des Savinar) a 8, 7 y 4 m s.n.m., (tabla 3), dos de ellas situadas en sendas fracturas muy próximas y, una tercera, en la brecha caótica del colapso PS-I (figura 103). La composición mineralógica de todas las muestras revela un alto contenido en cuarzo, con práctica ausencia de calcita en la primera (sólo como traza). En la muestra 02, el cuarzo representa más del 50% de la muestra global; la calcita aparece en contenidos inferiores al 30%, y la halita lo hace por debajo del 10%. En la muestra 03, la proporción es inversa a la anterior, aunque el cuarzo aparece con más de un 40%, la calcita roza el 60%, y la halita sólo aparece como traza (tabla 6 y figura 104). La fracción arcilla parece estar relacionada con la mineralogía de la muestra total, ya que en la muestra 01, donde domina el cuarzo, el contenido de esta fracción es más alto (entre un 2% y 5%) (tabla 6 y figura 104). Por el contrario, cuando la calcita aparece en porcentajes elevados (muestras 02 y 03), la fracción arcilla presenta contenidos traza (tabla 6 y figura 104). La composición mineralógica de la arcilla en las tres muestras está compuesta por illita, moscovita y caolinita, en este orden, lo que indica un aporte alóctono más significativo que

en otras muestras analizadas (principalmente en la 01), coincidiendo con la cota y la posición de las muestras. La textura y la composición mineralógica de las muestras 01 y 02 hacen pensar que existe un importante aporte de sedimento detrítico alóctono, coincidiendo con la mayor presencia de cuarzo para la muestra 01 a una cota más alta. Esta relación entre cota y procedencia del sedimento, adquiere peso por el mayor contenido de halita en la muestra tomada a menor cota (02), a pesar de que la 03 (la que está a cota más baja) sólo presenta halita en cantidades traza. Este hecho se debe a la posición en el paleocolapso, donde bloques de grandes dimensiones actúan como barrera en la deposición de este mineral. El mayor contenido en calcita de esta muestra, en relación con el resto, está relacionada con la posición en el paleocolapso (en la brecha caótica cerca del techo del Complejo Arrecifal), así como por su ubicación en la cala, prácticamente en el límite con la línea de costa, donde los aportes fluviales son apenas significativos.

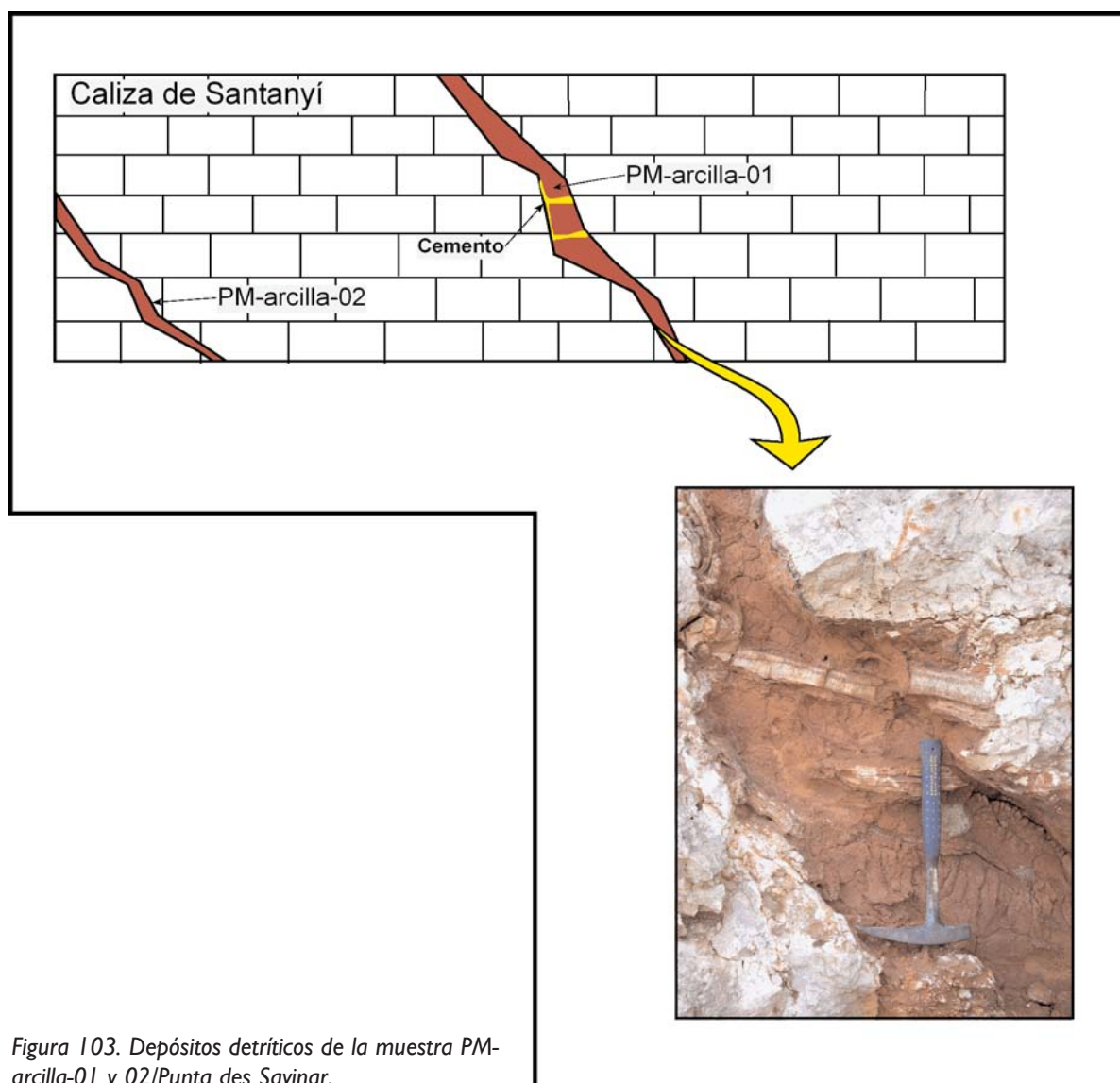


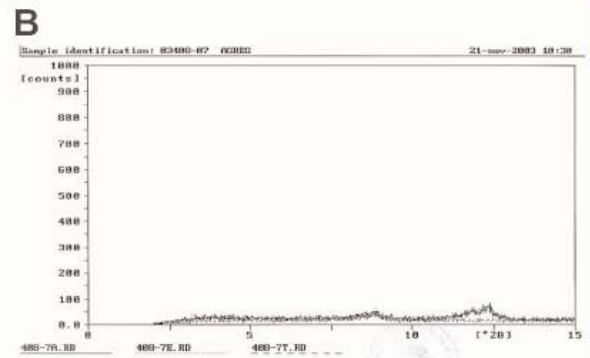
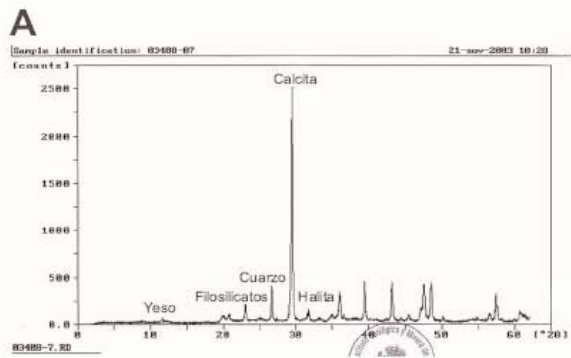
Figura 103. Depósitos detríticos de la muestra *PM-arcilla-01* y *02*/Punta des Savinar.

En la localidad de Porto-Colom se han estudiado 6 depósitos, ubicados en zonas y cotas diferentes. Las muestras *PM-arcilla-01* y *PM-arcilla-02*, pertenecen a un depósito detrítico que rellena la porosidad interclasto de la brecha caótica del colapso PTC-4, a 3 y 5 m s.n.m (tabla 3), respectivamente. La

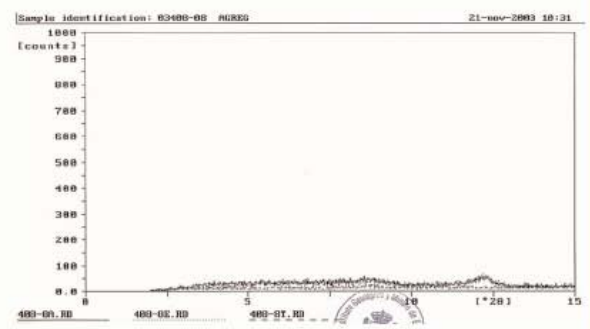
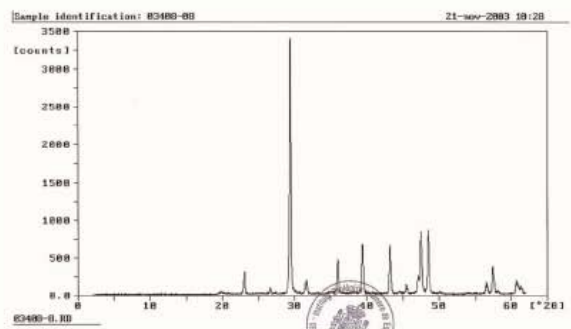
mineralogía de la muestra total en ambas muestras, destaca por el alto contenido en calcita, superior al 95%, con presencia de cuarzo y halita en cantidades inferiores al 2% para la 01 (con yeso como traza), y cuarzo en cantidades traza para la 02 (tabla 6 y figura 104). La fracción arcilla está representada por illita, moscovita y caolín en contenidos bajos para la primera y como traza para la segunda (tabla 6 y figura 104). Estos aspectos ponen de manifiesto un depósito con escasos aportes alóctonos. La diferencia de cota estaría representada por la ausencia de halita en la muestra 02. Los minerales de la arcilla y sus contenidos constatan que los aportes externos de minerales son de escasa importancia. La muestra *PM-arcilla-03* está ubicada en la brecha del paleocolapso PTC-6, en el margen de la localidad orientado al S. La composición mineralógica de la muestra total revela un contenido en calcita superior al 98%, con cuarzo como traza (tabla 6 y figura 104). *A priori*, estamos ante un depósito carbonático autóctono, con un porcentaje de cuarzo indicando un escaso transporte desde la superficie de la plataforma. Sin embargo, la fracción arcilla presenta contenidos medios (en torno al 50%) para la caolinita y la illita, y bajo para la moscovita. Este hecho está directamente relacionado con un origen alóctono de estos minerales y la alteración de algunos de ellos. La muestra *PM-arcilla-04/Porto-Colom* presenta una mineralogía total que destaca por el alto contenido en calcita, superior al 98%, sin presencia de otros minerales. La fracción arcilla aunque poco representativa (inferior al 2%) está compuesta por los minerales comunes en todas las muestras, con un escaso dominio de la caolinita sobre el resto (tabla 6 y figura 104). La muestra global pone de relieve un depósito únicamente autóctono, sin aportes de otros minerales, también comunes en el resto de las muestras, como la halita o el cuarzo. Este aspecto se debe a que el depósito está en el interior de una cavidad varios metros por encima del nivel del mar (tabla 3). Sólo la fracción arcilla pone de relieve aportes externos según los minerales presentes.

La muestras *PM-arcilla-05/Porto-Colom* de esta localidad corresponden a un depósito detrítico en la brecha caótica del paleocolapso PTC-7. Dicha muestra, de textura muy disgregada, aparentemente de origen edáfico, en relación con su cota (a unos 18 m s.n.m.) marca un cambio brusco en las condiciones de sedimentación con respecto a muestra 04, ya que presenta un contenido en cuarzo importante (alrededor del 40%) y la ausencia total de calcita (tabla 6 y figura 104). Además, como minerales secundarios, aparecen hematites y halita en proporciones relativamente altas (alrededor del 30% y 25%, respectivamente) (tabla 6 y figura 104), si las comparamos con el resto de muestras de esta y otras localidades. La fracción arcilla aparece en contenidos bajos, con mayor presencia de la caolinita sobre la illita y la moscovita (tabla 6 y figura 104). Tanto la muestra total como la fracción arcilla, están únicamente relacionadas con aportes alóctonos, siendo el cuarzo el mineral más representativo. La halita, al igual que en el resto de las muestras, evidencia la proximidad al mar, y la hematites supone una excepción, teniendo en cuenta que es la única muestra de las dieciséis en las que se ha encontrado este mineral y, sobre todo, que lo hace en cantidades relativamente importantes.

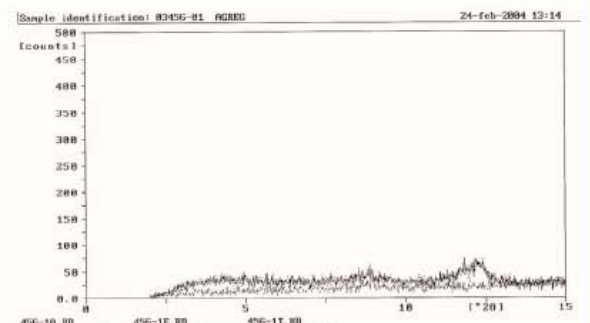
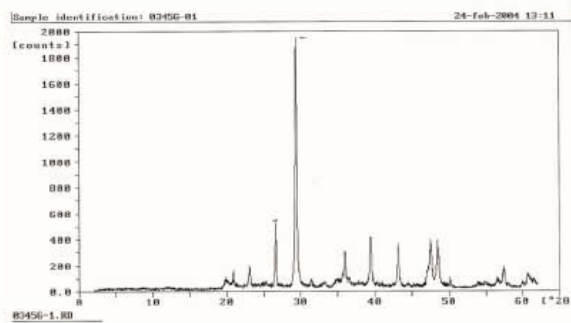
Por último, la muestra *PM-arcilla-05/Porto-Colom* es un depósito detrítico del mismo paleocolapso que, al igual que el anterior, rellena la porosidad interclasto de una brecha. Se trata de un paquete de sedimentos detríticos muy heterogéneo (tabla 3), en cuanto a textura y tamaño de grano. Aunque la mineralogía de la muestra total, donde la calcita aparece con más de un 99% (tabla 6 y figura 104), podría confundirnos con un depósito autóctono, la textura y los componentes (tabla 3) identifican éstas como un depósito detrítico alóctono de origen marino (figura 97). La fracción arcilla es prácticamente inexistente y sólo ha sido constatada la presencia de caolín con contenido menor del 0,01%, (tabla 6 y figura 104). En general, se trata de un depósito que por su cota (10 m s.n.m.), está asociado a una subida relativa del nivel del mar. Aunque existen evidencias de sedimentos marinos recientes (pleistocenos) depositados en condiciones endokársticas (Ginés, 2000), no se descarta la posibilidad de que su posición actual sea consecuencia del propio proceso de colapso.



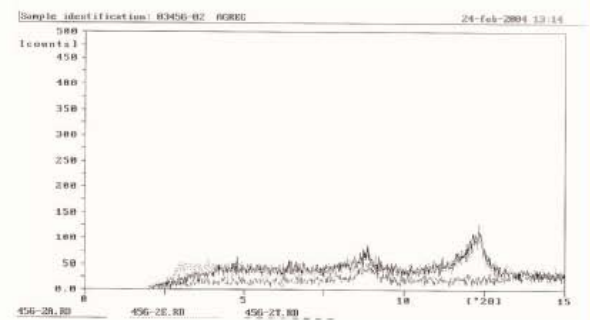
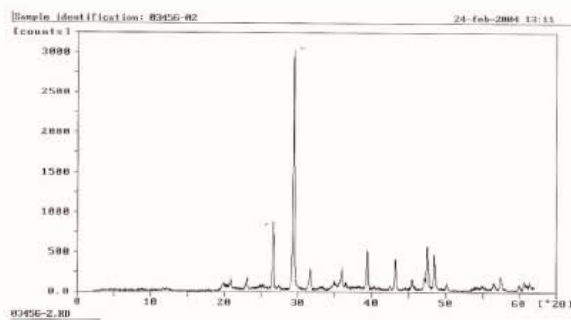
PM-Arcilla-01/Caló des Moro



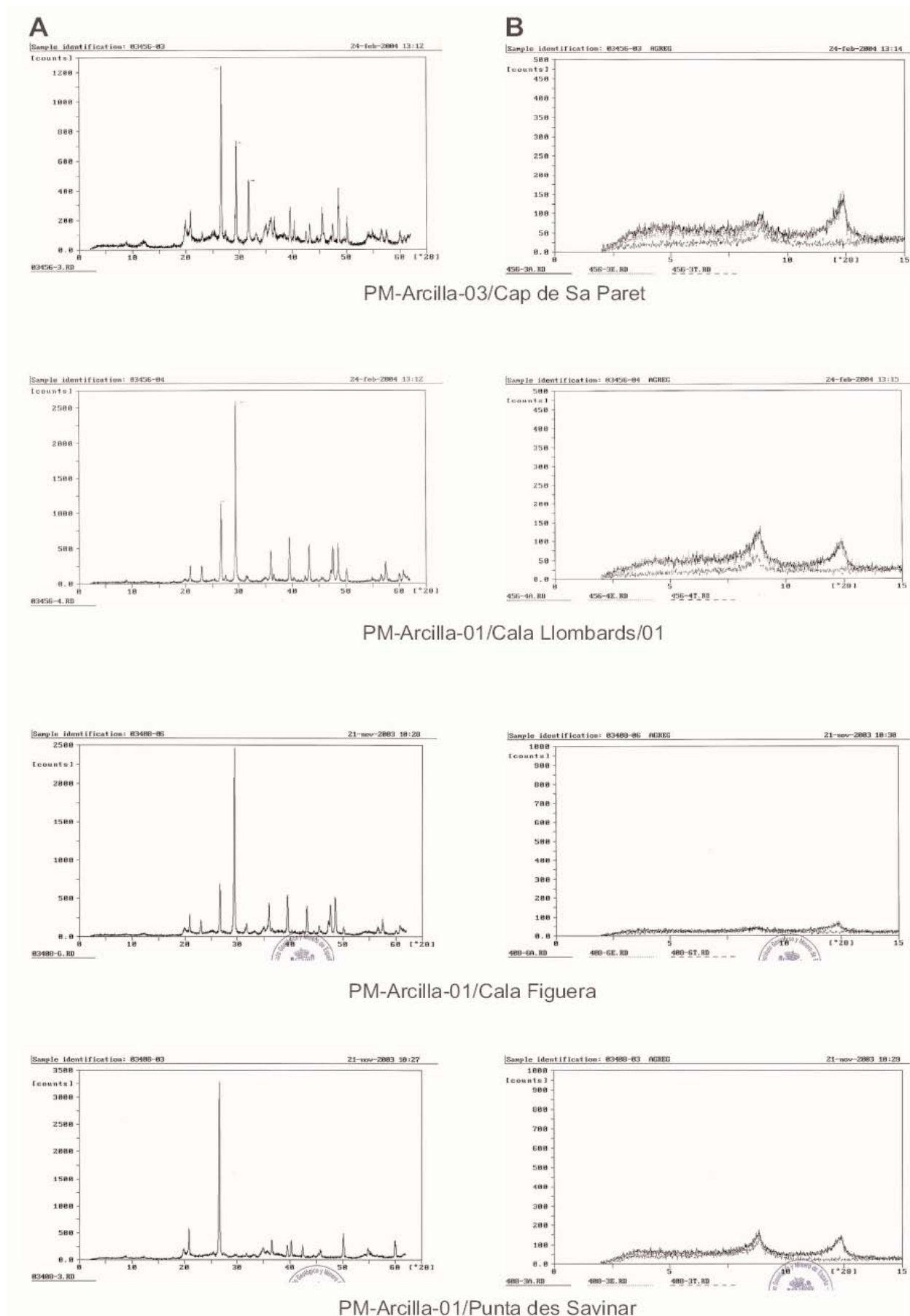
PM-Arcilla-02/Caló des Moro



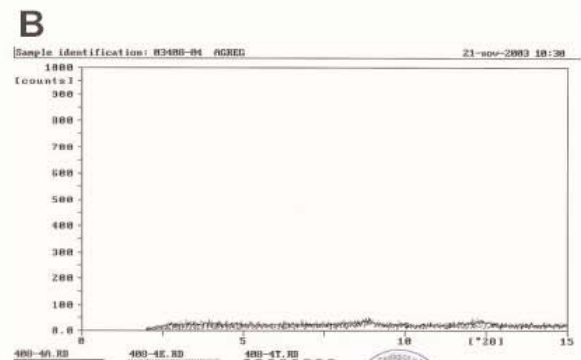
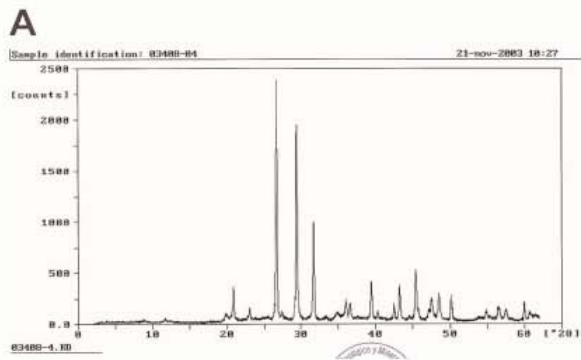
PM-Arcilla-01/Cap de Sa Paret



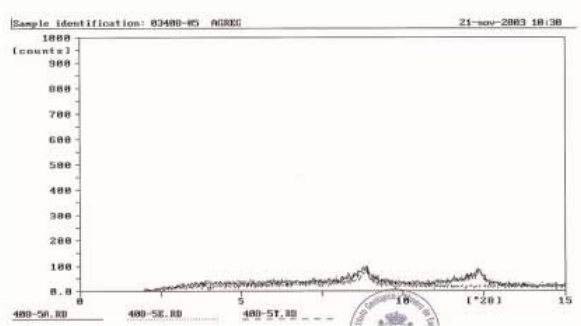
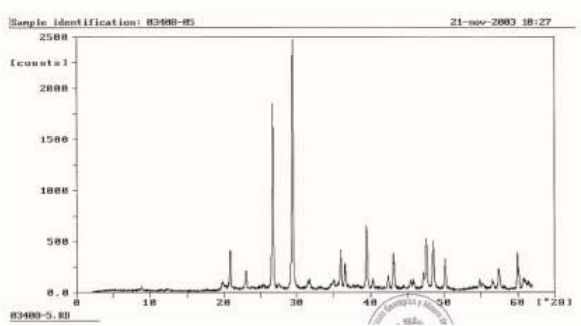
PM-Arcilla-02/Cap de Sa Paret



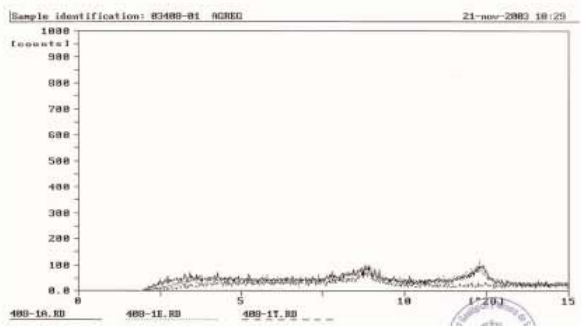
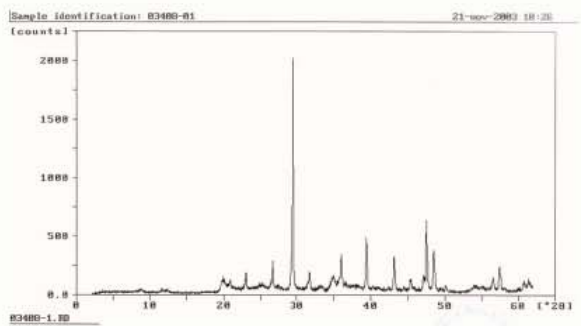




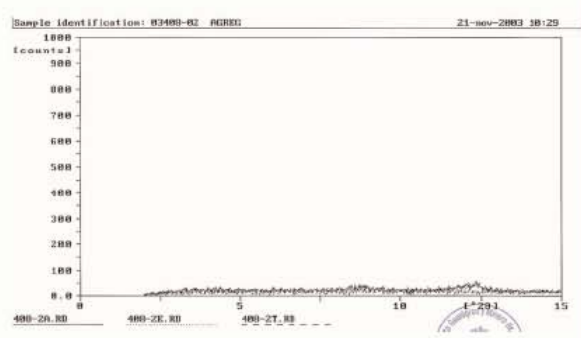
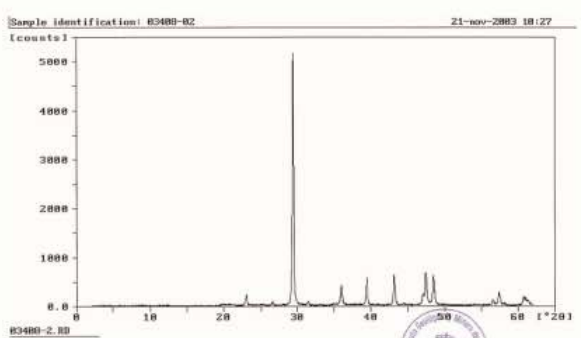
PM-Arcilla-02/Punta des Savinar



PM-Arcilla-03/Punta des Savinar



PM-Arcilla-01/Porto-Colom



PM-Arcilla-02/Porto-Colom

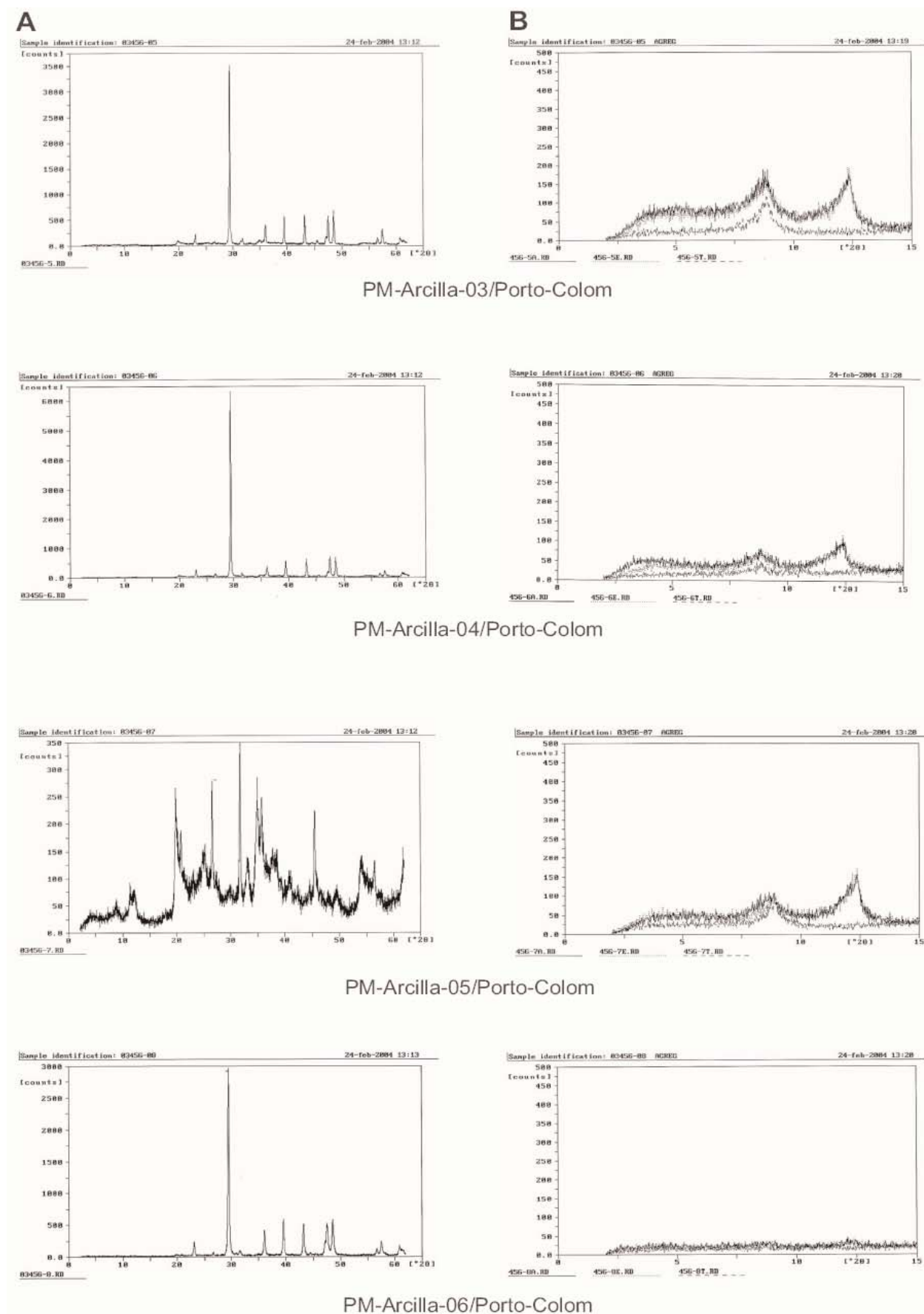


Figura 104. Diagramas de difracción de Rayos X de polvo desorientado de muestra total (A) y de la fracción  $<2 \mu\text{m}</math> de muestras homoionizadas en  $\text{Mg}^{2+}$  y solvatadas en atmósfera saturada en etilenglicol (B), correspondiente a las muestras recogidas de los depósitos detríticos en la matriz de las brechas y cavidades asociadas en las localidades Caló des Moro, Cap de Sa Paret, Cala Llombards, Cala Figuera, Punta des Savinar y Porto Colom. Mallorca$

#### 14.7.2. De las arcillas verdes

La Unidad Caliza de Santanyí presenta distintos niveles de los que en la tabla 4 se especifican los que han sido muestreados. Entre estos niveles, se han seleccionado aquellos que por su posición estratigráfica y topográfica eran más accesibles para su muestreo.

Según los análisis mineralógicos de la muestra total y de la fracción arcilla (tabla 9) realizado en las arcillas verdes, se pueden extraer algunas conclusiones con respecto a los fenó-

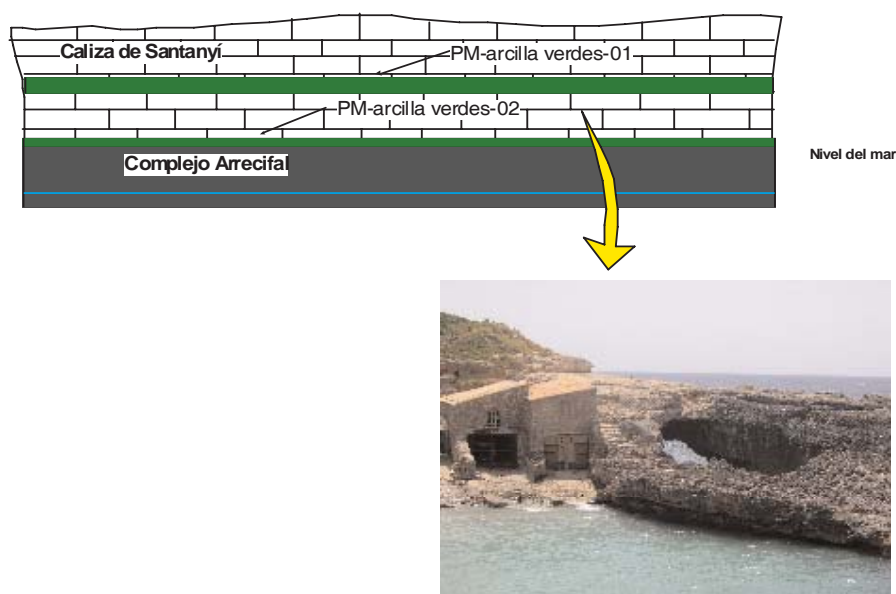


Figura 105. Ubicación de las muestras de arcillas verdes tomadas en Cala Salmunia, Santanyí, Mallorca menos de emplazamiento y de las condiciones en que estos sedimentos se depositaron.

El ambiente donde se depositaron estos sedimentos era un sistema restringido de aguas poco profundas de plataforma interna. Además, son depósitos que se extienden lateralmente a lo largo de toda la plataforma carbonática de Santanyí con cambio de espesores centimétricos, acunándose en algunas localidades hasta desaparecer. Se corresponden a “lagunas de extensión limitada y aisladas entre sí, por lo que cabe esperar una cierta variabilidad en la composición de sus depósitos. Así y a pesar de que corresponden a ambientes muy similares, puede haber cambios mineralógicos debido a aportes externos, así como las condiciones fisicoquímicas de las aguas, que determinan la alteración o formación de ciertos minerales.

Aunque el área fuente de estos materiales es totalmente incierta, la presencia de arcilla dominante, sin terrígenos de grano grueso, indica unos aportes particulares. Si su origen está en el de arcillas mesozoicas y/o paleógenas del basamento aflorante, el transporte tuvo que producirse por suspensión en fluidos diluidos. Sin embargo, la presencia de palygorskita sugiere una contribución eólica de minerales silíceos de origen volcánico; la presencia de cuarzo refuerza una contribución eólica.

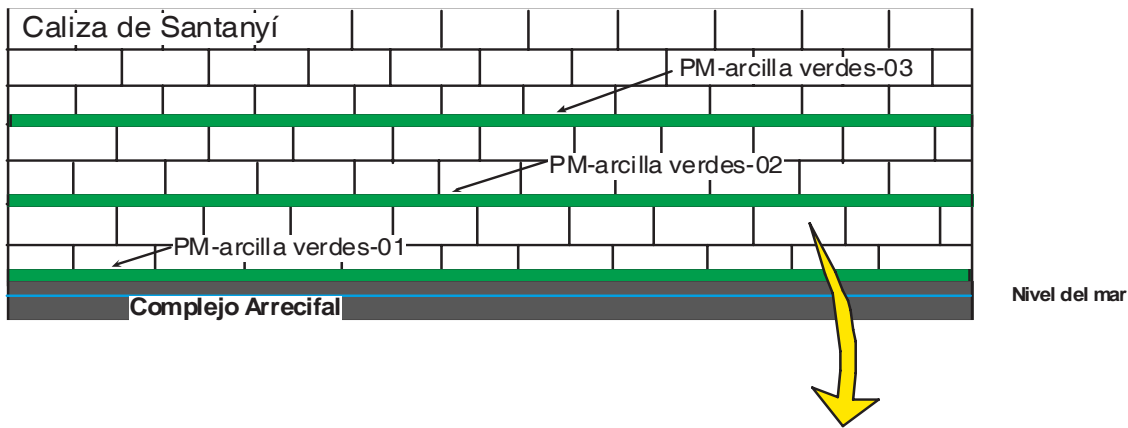
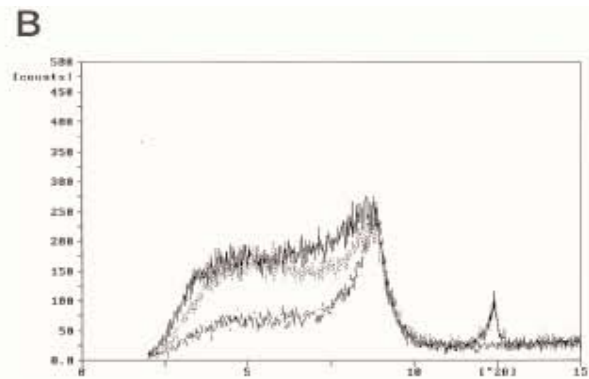
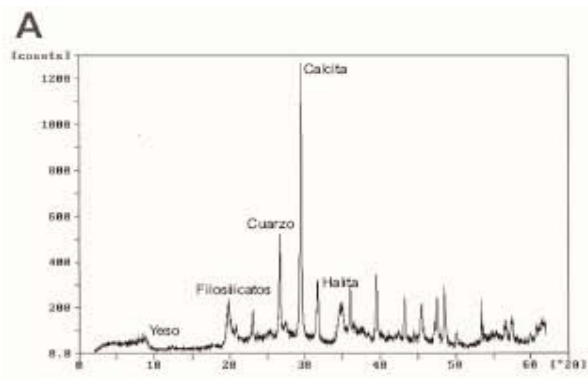


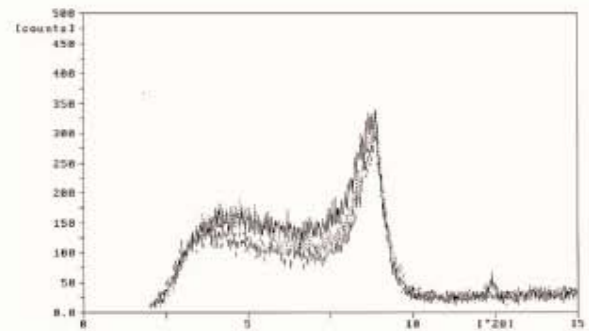
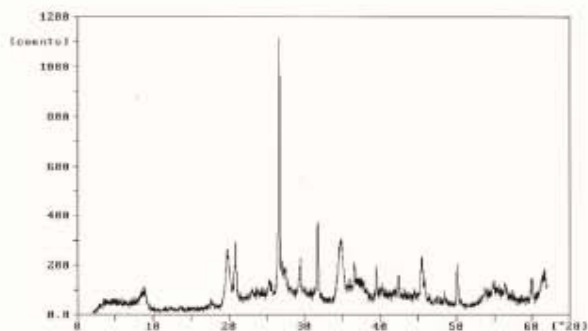
Figura 106. Ubicación de las muestras tomadas de arcillas verdes en Cala Figuera, Santanyí, Mallorca

A pesar de que la gran mayoría de muestras tomadas evidencian procesos mixtos de procedencia mineralógica, es complejo interpretar la fracción de aportes alóctonos y autóctonos, tantos en minerales carbonáticos como en siliciclásticos. Los altos contenidos en cuarzo en todas las muestras parecen indicar un aporte fundamentalmente externo (tabla 7 y figura 107). La presencia de calcita, en la gran mayoría de muestras, y el alto contenido de la fracción arcilla, de la cual una parte parece indicar un origen genético autóctono, dificulta la interpretación. No obstante, la relación existente entre la mineralogía de la muestra total, de la fracción arcilla y la diferente posición estratigráfica de cada muestra, no coincide en las distintas localidades estudiadas, pero si lo hace en las muestras pertenecientes a una misma localidad. Así, En Cala Salmunia, las muestras de los dos niveles analizados presentan elevados contenidos en cuarzo con presencia en la fracción arcilla de illita e interestratificados en contenidos medios (tabla 7 y figura 107).

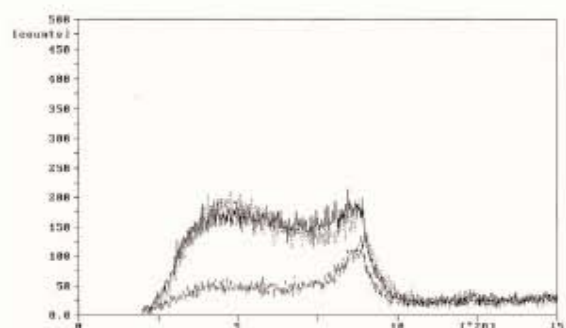
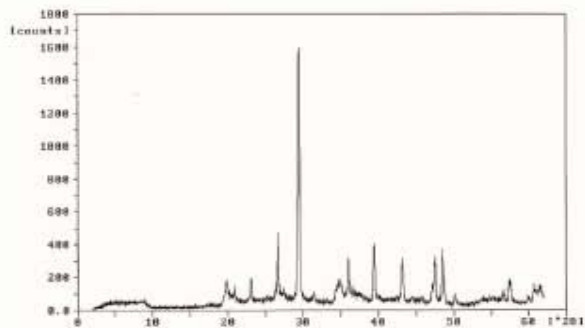
En el Mirador des Pontàs, todas las muestras dan como resultado altos contenidos en calcita en la muestra total y presencia en contenidos bajos de illita y esmectita en la fracción arcilla (tabla 7 y figura 107). Este aspecto indica una presencia mayoritaria de minerales carbonáticos con aportes de cuarzo externos. Los minerales de la arcilla, dado el ambiente sedimentario, podrían indicar una procedencia podría ser alóctona.



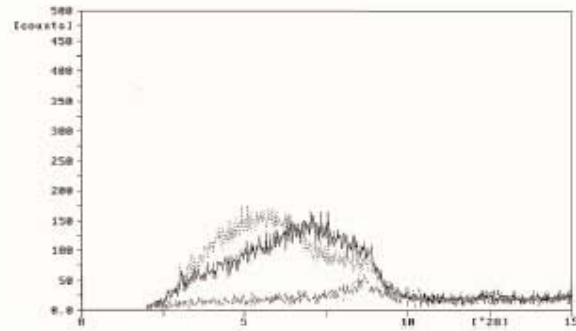
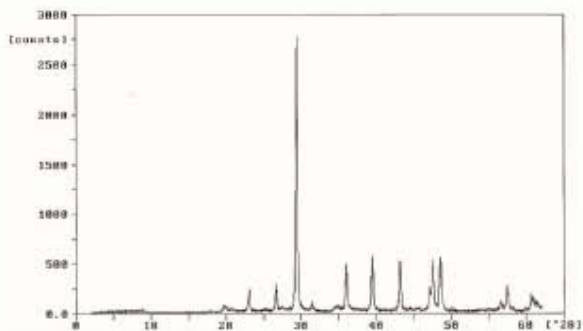
PM-Arcillas verdes-01-nivel inferior/Cala Salmunia



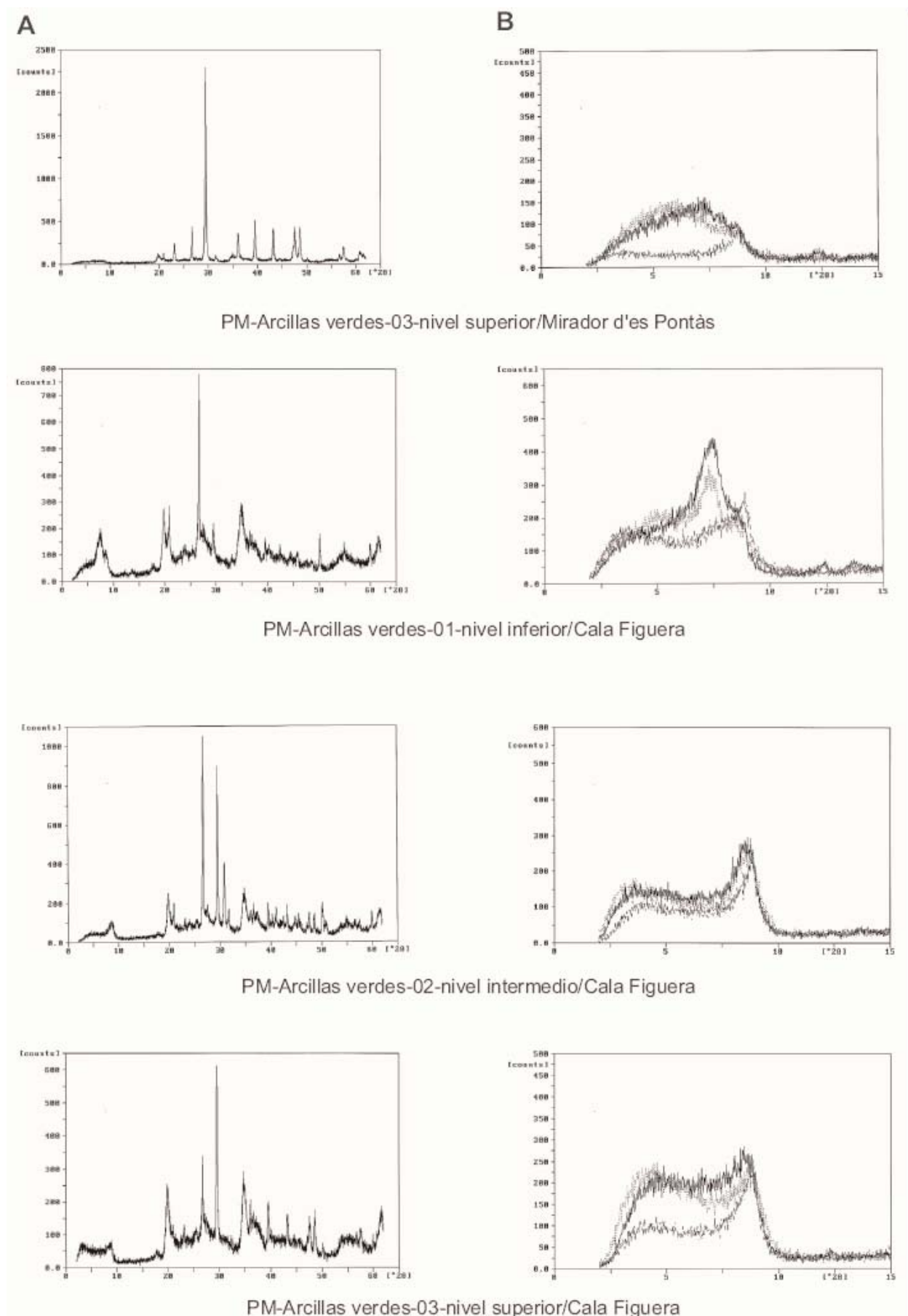
PM-Arcillas verdes-02-nivel intermedio/Cala Salmunia



PM-Arcillas verdes-01-nivel inferior/Mirador d'es Pontàs



PM-Arcillas verdes-02-nivel intermedio/Mirador d'es Pontàs



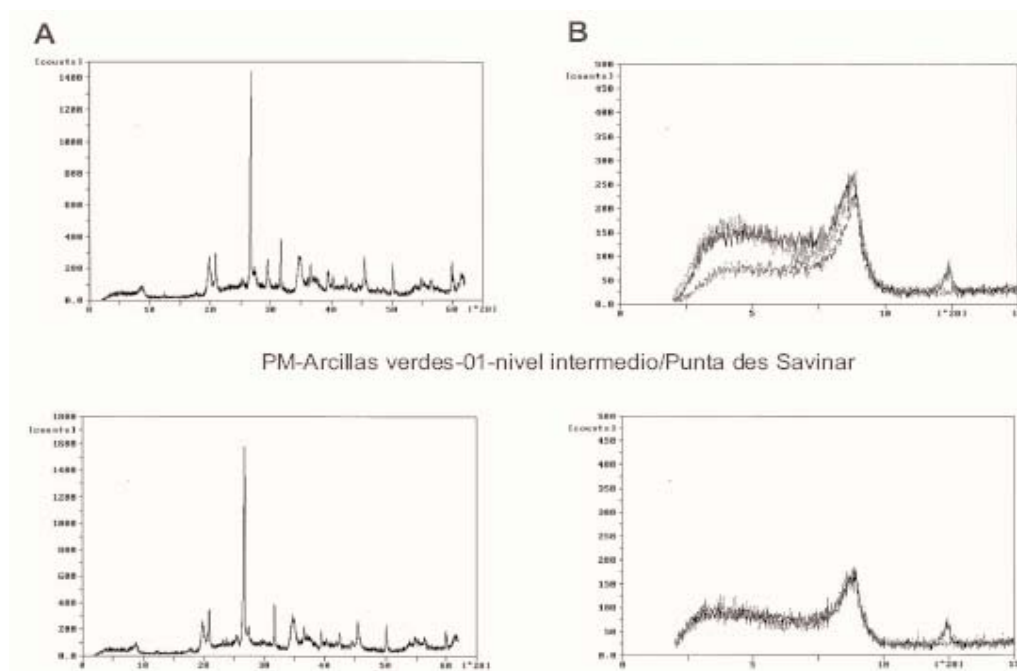


Figura 107. Diagramas de difracción de rayos X de polvo desorientado de muestra total (A) y de la fracción  $<2 \mu\text{m}$  de muestras homoionizadas en  $\text{Mg}^{2+}$  y solvatadas en atmósfera saturada en etilenglicol (B), correspondientes a las muestras recogidas de las arcillas verdes en las localidades de Caló des Moro, Cap de Sa Paret, Cala Llombards, Cala Figuera, Punta des Savinar y Porto Colom. Mallorca

En Cala Figuera los contenidos de la muestra total alternan, según los niveles, dominios de calcita y/o cuarzo, con presencia de dolomita en un porcentaje importante (20-30%) (tabla 7 y figura 107). Para el nivel inferior y medio domina el cuarzo, mientras que en el nivel superior la calcita gana presencia, aunque el cuarzo aparece en contenidos muy significativos (tabla 7 y figura 107). La fracción arcilla está representada por illita y palygosrkita, en contenidos considerables para los niveles medio y superior (tabla 7 y figura 107). En el caso de la palygosrkita, pudo haberse formado por la alteración de feldespatos bajo clima tropical, ya que los climas fríos y secos favorecen su estabilidad cristaloquímica (Barea *et al.*, 1995). Sin embargo, el nivel inferior está representado por sepiolita en contenidos altos. La presencia de este mineral responde al propio ambiente de deposición de las arcillas puesto que se puede formar en cuencas muy salinas.

Por último, en Punta des Savinar el cuarzo es el mineral más abundante en muestra total (con presencia prácticamente inexistente de calcita) (tabla 6 y figura 107). La fracción arcilla está representada en ambas muestras por illita en los mismos contenidos (medio/bajo) (tabla 7 y figura 107).

## 14.8.- Discusión

Los depósitos detríticos estudiados en las brechas de los paleocolapsos y cavidades adyacentes de la plataforma carbonática de Santanyí no presentan un orden estratigráfico neto, aunque según su composición mineralógica parecen responder a secuencias relativamente claras que reflejan al menos tres ambientes de deposición correspondientes a dos etapas diferentes, con ciertos factores de control que determinan la presencia de algunos minerales:

2.- Por transporte endokárstico durante el Plioceno y/o Pliocuaternario

3.- Por transporte fluvial y eólico, en un clima durante el Pleistoceno-actualidad

Una parte de los minerales presentes en este tipo de depósitos son heredados aunque el hecho de que hayan sufrido una exposición subaérea ha podido suponer una relativa evolución cristaloquímica. Sin embargo, todas las muestras analizadas presentan una estrecha relación con la roca encajante y la composición mineralógica de ésta.

*De la muestra total en los depósitos detríticos de las brechas*

El análisis mineralógico de los depósitos detríticos finos que rellenan la porosidad de las brechas pone de manifiesto un gran homogeneidad en la gran mayoría de las muestras analizadas. Ello refleja una procedencia de los minerales análoga, con ligeras variaciones en función de la localización del depósito con respecto a su posición en las facies, la cota, y la ubicación en relación a determinados accidentes geográficos (cala o pared del acantilado) que determina las condiciones de transporte.

De la muestra total, la presencia mayoritaria de calcita en todas las muestras pone de relieve un aporte fundamentalmente autóctono consecuencia de la disgregación de la roca encajante o de la precipitación o reprecipitación de los productos de la disolución del propio karst (figura 108 A y B). Sin embargo, aquellos minerales cuyo origen es alóctono, representados mayoritariamente por el cuarzo en los depósitos asociados a cauces, son posiblemente heredados de áreas fuentes adyacentes; en este caso, las más probables serían las Serres de Llevant. En menor medida, podrían ser consecuencia de la removilización de parte del sedimento autóctono. Aunque algunos autores apunta a la procedencia de ciertos minerales, entre ellos el cuarzo, por el transporte eólico y posterior deposición por las denominadas lluvias de polvo o barro procedentes del Sáhara (Fornós *et al.*, 1997), en el caso del cuarzo, el tamaño de grano en muchas de las muestras tomadas (superior a 2  $\mu\text{m}$ ) (Pedraza, 1996), así como su redondeamiento hacen inviable una procedencia controlada por el viento y evidencia un proceso de transporte fluviotorrencial o endokárstico (figura 109).

En las Serres de Llevant han sido descritas facies de cuarzoarenitas del Jurásico (Barón *et al.*, 2004) que pueden ser la fuente de parte de dichos depósitos, sobre todo si tenemos en cuenta que las muestras analizadas se han tomado en depósitos asociados a calas y torrentes relacionados con estos relieves. Además, la posición de estos depósitos y su continuidad lateral con respecto a la cota del nivel del mar cuando están asociados a calas, presentan una homogeneidad lateral que parece indicar el nivel de base del cauce en el momento de la deposición (figura 110). En este sentido, las láminas delgadas realizadas en algunas muestras ponen de relieve, tanto el redondeamiento de los granos de cuarzo, su tama-



ño e incluso una relativa granoclasificación (figura 109 y 111). En algunos casos, la ausencia total de cuarzo y la presencia casi absoluta de calcita (las dos muestras tomadas en las cavidades de es Caló des Moro y Porto-Colom, *PM-arcilla-01/Caló des Moro* y *PM-arcilla-05-Porto Colom*) parece indicar la deposición de estos depósitos en un medio endokárstico que apenas aportaba minerales alóctonos. Sin embargo, otros depósitos como los de las localidades de Cap de Sa Paret o Porto Colom, no están asociados a cauces, y la presencia de cuarzo es cuanto menos significativa. Este hecho puede estar relacionado, bien con la mezcla de minerales procedentes de las arcillas verdes, que contienen contenidos elevados en cuarzo,

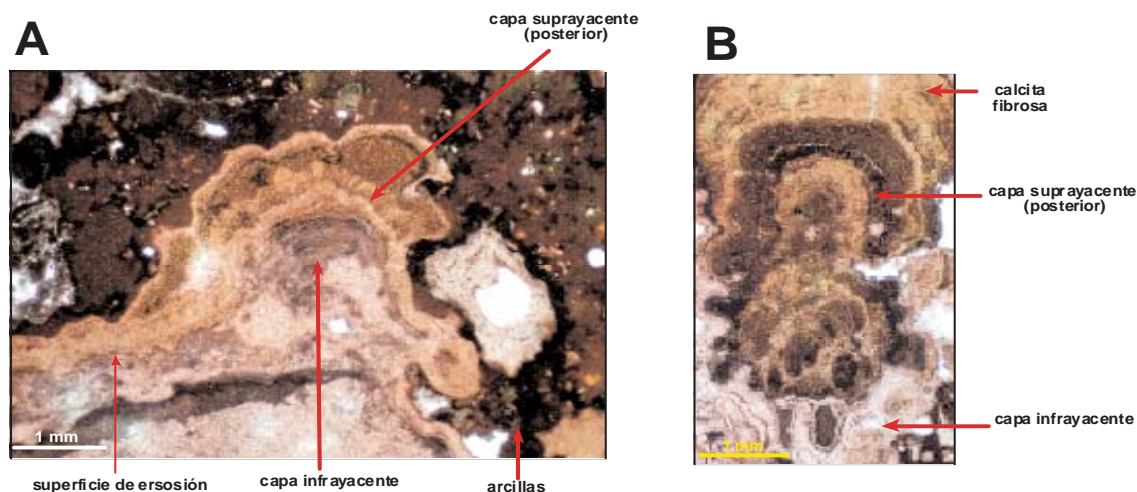


Figura 108 A y B. Fotografías efectuadas sobre lámina delgada en la muestra *PM-PTC-4/RR-brecha-matriz*, Porto-Colom, Felanitx. Crecimiento de cristales isométricos anhedrales de calcita de tamaño micrométrico, con bandeo acrecional globular integrados en un depósito detrítico (arcillas) ubicado en una brecha caótica de colapso. A) Se observan dos familias de cementos con una superficie de erosión micrométrica entre la capa inferior y la superior. Los cristales de ambas conservan la continuidad óptica, con formas de transición desde la familia inferior a la superior hacia agregados de microcristales de calcita distribuidos heterogéneamente entre los que se integra mayor porcentaje de arcillas e interrumpidos por una capa a techo del espeleotema de cristales anedrales isométricos. B) la transición a techo parece ser hacia cristales de calcita fibrosa.

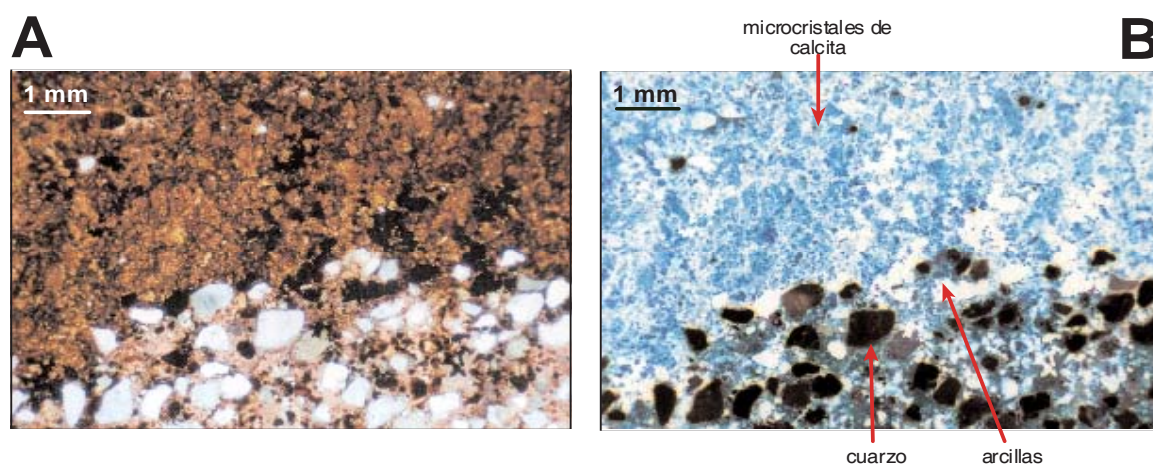
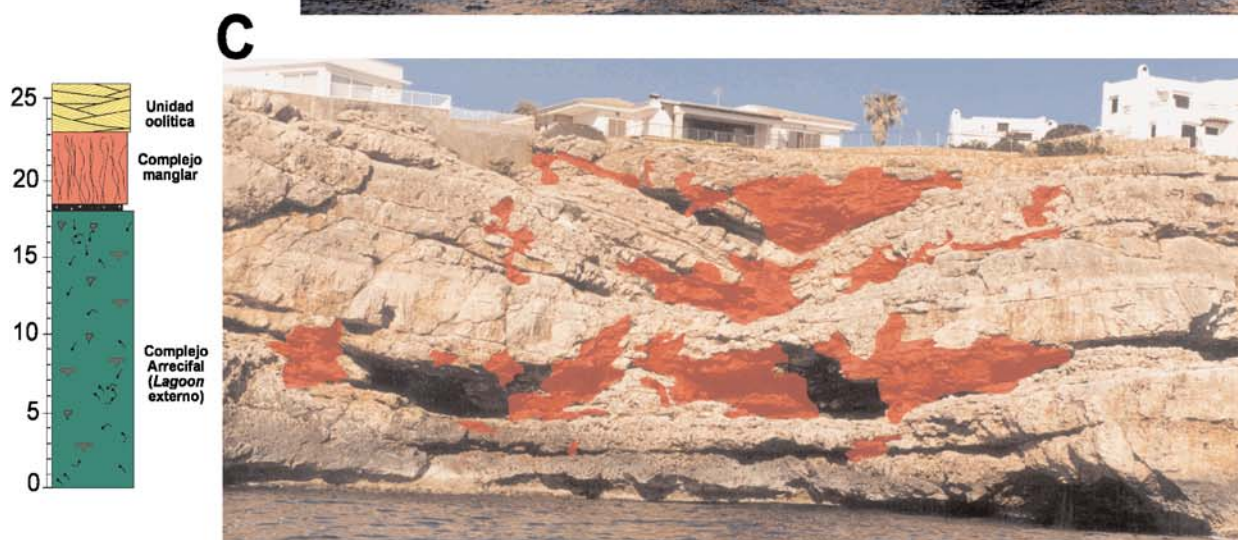
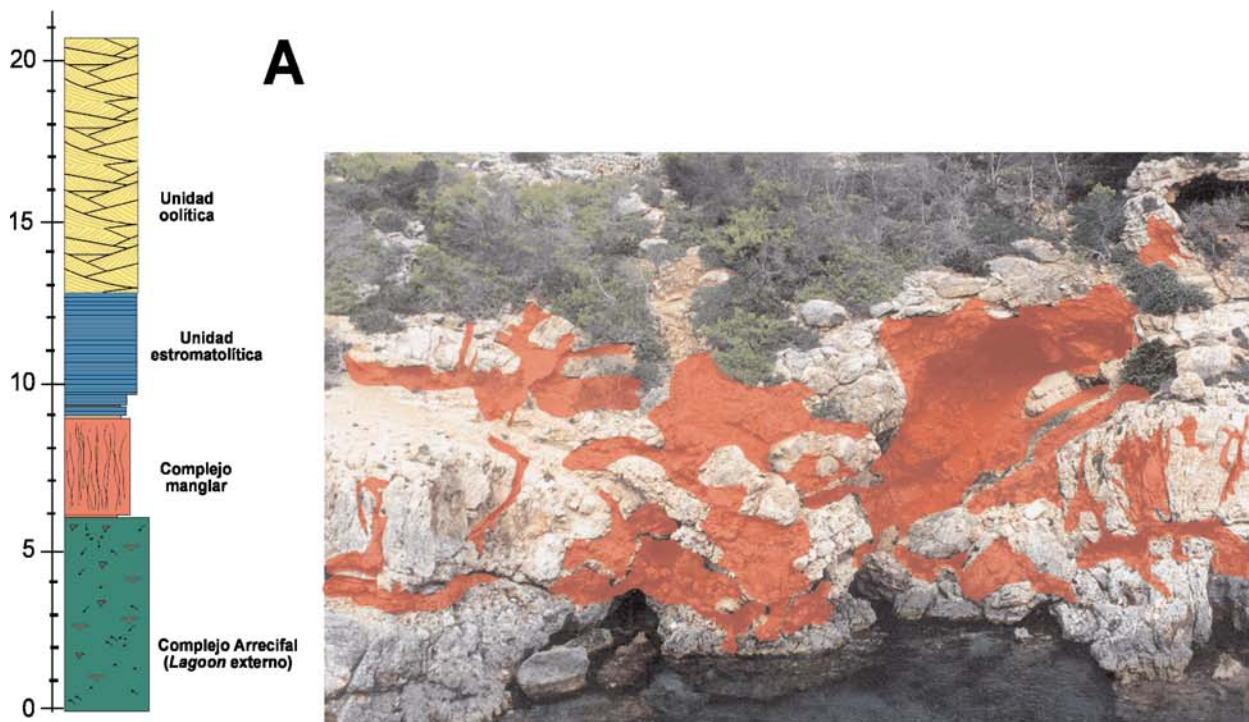


Figura 109. A) Fotografía efectuada sobre una réplica en la muestra *PM-CF16-brecha-matriz*, Cala Figuera, Santanyí. B) Detalle de la fotografía transferida al negativo para la mejor distinción de los minerales. Se trata de granos de cuarzo en un depósito detrítico de una brecha caótica de colapso, constituido por microcristales de calcita y arcillas. Se observa como los granos de cuarzo presentan en algunos casos cierta esfericidad y fundamentalmente redondeamiento. El tamaño de los granos de cuarzo es de unos 0,5 mm



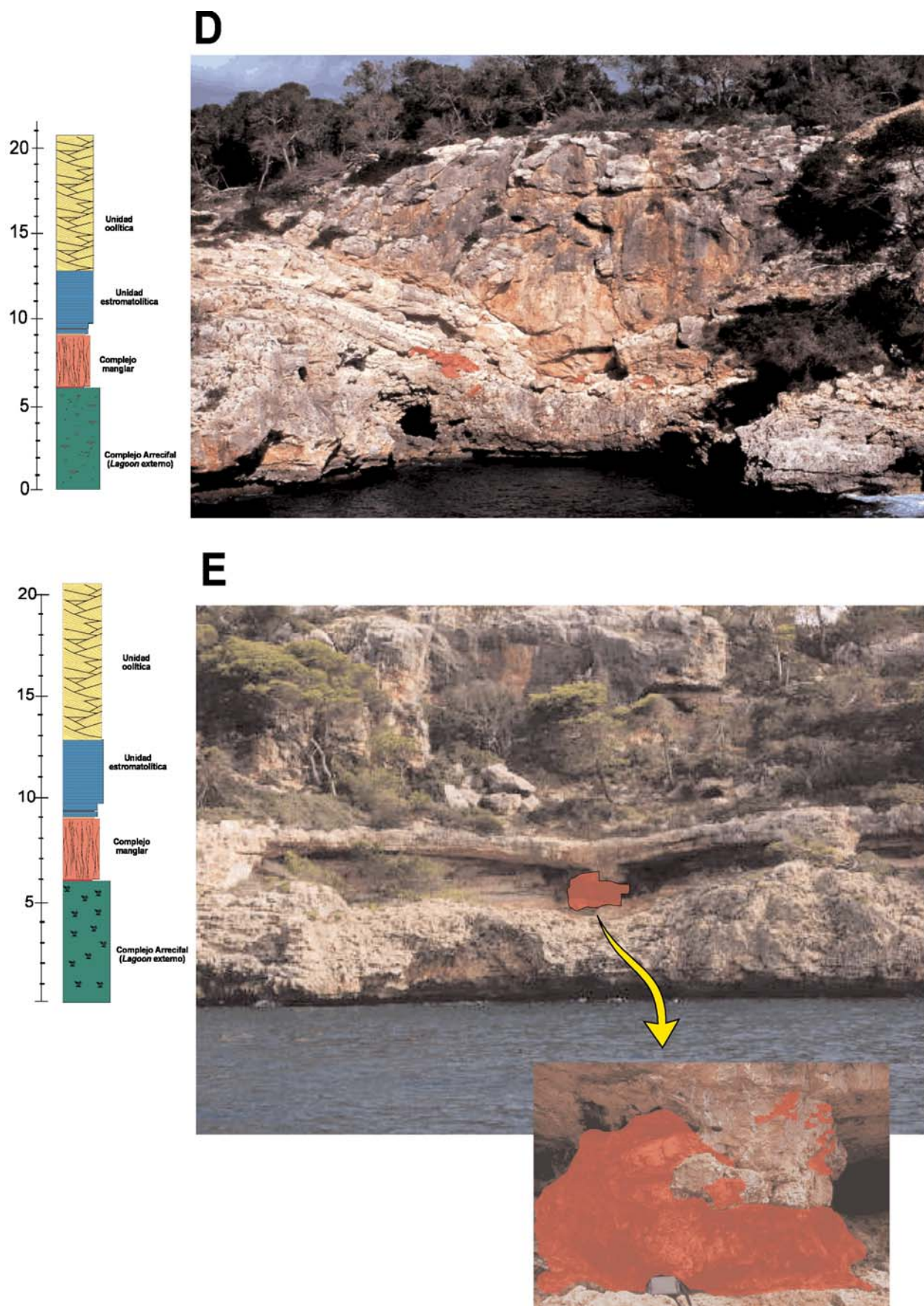


Figura 110. Cartografía de los depósitos detríticos (arcillas rojas) en los paleocolapsos de la plataforma carbonática de Santanyí. A) Punta des Savinar, B y C) Porto-Colom, D y E) Cala Figuera

cuando se produjo el colapso, bien con la deposición en un medio fluvial cuya red de drenaje actualmente es inoperante, o bien con un transporte y deposición mediante un flujo endokárstico.

La presencia esporádica de hematites en estos depósitos, aunque en contenidos elevados, podría estar relacionado con la transformación de la limonita que a su vez es producto de la alteración de minerales de hierro (óxidos y sulfuros). Franseen y Goldstein (1996) y Franseen *et al.* (1997) en relación con su posible origen volcánico, indican episodios volcánicos entre 17 Ma y 6 Ma en la región de Cabo de Gata, Almería, sureste de España. Mediante dataciones absolutas con el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en sedimentos detríticos volcánicos intercala-

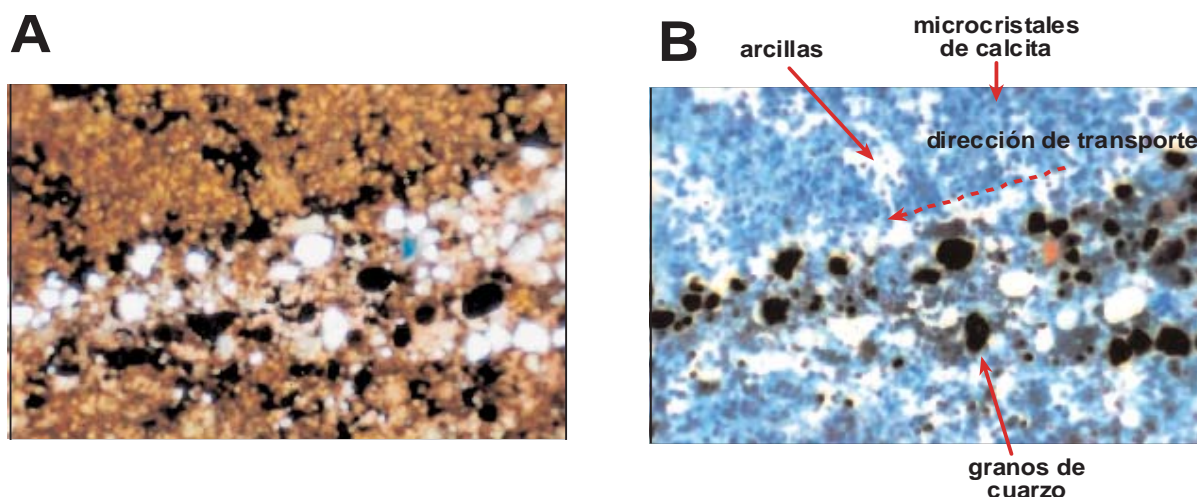


Figura 111. Fotografía efectuada sobre lámina delgada en la muestra PM-CF16-brecha-matriz. B) Detalles de la fotografía transferida al negativo para la mejor distinción de los minerales. Se trata de granos de cuarzo en un depósito detrítico de una brecha caótica de colapso, constituido por microcristales de calcita y arcillas. Se observa como los granos de cuarzo parecen disponerse en la dirección de transporte y deposición, con una relativa granoclasificación. Presentan cierta esfericidad y redondeamiento. El tamaño del grano de cuarzo es mayor de  $2\ \mu\text{m}$

dos en una plataforma arrecifal acotan una edad entre  $8.7 \pm 0.1$  y  $8.5 \pm 0.1$  Ma, en dos niveles distintos. Dichos sedimentos están integrados en brechas formadas por componentes arrecifales carbonáticos. Braga *et al.* (1996) y Brachert *et al.* (2001), según la descripción de la secuencia estratigráfica del Complejo de Cabo de Gata, apuntan que el sustrato del Mioceno superior está formado por rocas volcánicas intercaladas con facies calcareníticas, con una edad absoluta de 9.6 y 8.1 Ma. Roger *et al.* (2000) datan mediante el mismo método varios depósitos de sanidina interestratificados en una plataforma arrecifal en la Cuenca de Melilla, cuya edad absoluta se encuadra entre,  $6.80 \pm 0.10$  Ma, y  $6.23 \pm 0.03$  Ma para el nivel más antiguo y más moderno respectivamente. Cunningham *et al.* (1994) datan diversos depósitos de sanidina mediante  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$  en una plataforma arrecifal en la Cuenca de Melilla, cuya edad absoluta se encuadra entre  $6.880 \pm 0.016$  Ma, para el nivel más antiguo y  $5.80 \pm 0.29$  Ma, para más reciente. En Mallorca Pomat *et al.* (1996) data biotita y sanidina de origen volcánico, sedimentados en una secuencia de lagoon cerca de Cabo Blanco en  $7 \pm 0.2$  Ma para la biotita y  $6.0 \pm 0.2$  Ma para la sanidina. Ello corrobora un posible origen eólico de los materiales volcánicos, cuya alteración podría ser la fuente de algunos de las arcillas existentes en los depósitos analizados

#### De la fracción arcilla en los depósitos detríticos de las brechas

---

Los minerales de la arcilla de los depósitos detríticos de las brechas más abundantes son la illita, moscovita y caolinita. Su presencia, en porcentajes inferiores al 1% en la mayoría de las muestras y en una fracción inferior a  $<2 \mu\text{m}$ , refleja una escasez de minerales de áreas fuente próximas a estos depósitos. Además, en ningún caso los minerales de la arcilla aparecen como interestratificados, lo cual podría indicar que las condiciones climáticas posteriores a la deposición proporcionaron suficiente precipitación y temperaturas moderadas que han impedido la transformación cristaloquímica, que la exposición subaérea de estos depósitos es muy temprana, o que su deposición es reciente y en condiciones subaéreas. Sin embargo, la génesis de la moscovita y de la caolinita (este último presente en las lluvias de barro descritas por Fornós *et al.*, 1997) parecen responder a un área fuente externa a la isla puesto que en Mallorca no existen formaciones geológicas que contengan este mineral desde donde pudiera ser transportado. El origen de la caolinita está asociado probablemente a un proceso geoquímico de caolinización de feldespatos de las rocas fuente. Su estabilización depende fundamentalmente de que el transporte y la deposición se produzca bajo condiciones ambientales de clima templado y húmedo.

#### *De la muestra total en las arcillas verdes*

Las arcillas verdes en muestra total se diferencian de las arcillas rojas por el mayor contenido en cuarzo y, por tanto, una mayor fracción alóctona. Se depositaron en zonas de plataforma interna sin aportes fluviales, lo que descarta (o al menos disminuye la probabilidad) de que su origen esté en el reciclado de arcillas aflorantes en los relieves de las Serres de Llevant. La presencia de paligorskyta (y esmectita) apuntan a un origen volcánico eólico (como en Cabo Blanco), si bien la transformación en illita y sepiolita se producía en condiciones palustres. La calcita, de carácter autóctono, es típica de un medio carbonático como la plataforma de Santanyí. Su origen puede estar relacionados con fósiles contenidos en las propias arcillas ;

#### *De la fracción arcilla en las arcillas verdes*

En relación a los minerales de la fracción arcilla de estas facies, cabe destacar la presencia mayoritaria de illita en contenidos elevados, lo que refuerza el origen volcánico de éstas. Su presencia refleja la abundancia de micas en los materiales del área fuente, en particular de la alteración de la moscovita. La escasez de interestratificados illita-esmectita, indica condiciones ambientales moderadas (cálidas-húmedas) (Barea *et al.*, 2000), que impidieron la transformación de la illita. La esmectita es un mineral muy susceptible de ser alterado y sólo condiciones muy conservativas permiten su presencia. Es estable a baja actividad de Al y alta actividad de Si (Karathanasis y Hajek, 1984) y, generalmente, se encuentra en ambientes sedimentarios expuestos a condiciones de agresividad relativamente bajas. La esmectita se forma primero y, posteriormente, en condiciones de alterabilidad su estructura se reorganiza y se transforma en caolinita (Fernández Sanjurjo *et al.*, 2000). Debido a este hecho, la caolinita solo aparece en una de las muestras y con un porcentaje inferior al 0.01%, contrariamente a lo que sucede en los sedimentos de las brechas de colapso donde es su presencia es más significativa indicando, por tanto, una posible alteración de la esmectita tras ser depositada por gravedad desde las arcillas verdes durante el proceso de colapso. Ello, permite afirmar que es un mineral sinsedimentario de las arcillas verdes. En cuanto a la palygorskita, detectada puntualmente en contenidos relativamente altos, es un mine-

ral heredado (posiblemente relacionado con episodios volcánicos durante el Mioceno superior, abundantes en el sur y sureste de la península Ibérica) (Franseen y Goldstein, 1996; Franseen *et al.*, 1997; Braga *et al.*, 1996; Brachert *et al.*, 2001; Roger *et al.*, 2000; Cunningham *et al.*, 1994), procedente de áreas fuentes externas a Mallorca, dada la ausencia de feldespatos en los relieves insulares. Por último, la sepiolita, mineral autógeno, sólo ha sido observado en una muestra, aunque en contenidos muy elevados. Este aspecto puede ser aleatorio dado que su presencia es relativamente normal en estas facies.

Según las interpretaciones de los depósitos detríticos de las brechas y las arcillas verdes en muestra total y en la fracción arcilla se puede deducir que:

1.- De la muestra total de los depósitos detríticos de los paleocolapsos, la calcita es el mineral más abundante, lo que indica que la matriz de las brechas está compuesta por minerales fundamentalmente autóctonos. El origen de la calcita está asociado a disgregación de la roca encajante.

2.- La presencia de cuarzo indica un origen alóctono; según la ubicación de los depósitos de las brechas analizadas, parecen provenir fundamentalmente de las Serres de Llevant. El tamaño de grano, su redondeo y su ubicación en zonas relacionadas con cauces, indican un transporte fluvial, con dominio de clima húmedo. Sin embargo, no se descarta que parte de este mineral haya sido transportado de forma eólica, desde la Península Ibérica y/o África.

3.- De la fracción arcilla, la illita es tal vez el mineral que más información aporte. Su presencia mayoritaria tanto en las arcillas verdes (en contenidos medios) como en los depósitos de las brechas de los paleocolapsos (en contenidos traza y bajos), parece relacionar ambos depósitos. La Illita puede ser el resultado de la alteración de la moscovita, cuya sedimentación en las arcillas verdes pudo producirse durante algún episodio volcánico. En la plataforma de Lluçmajor se ha constatado la presencia de minerales volcánicos miocenos, como son la sanidina y la biotita en facies similares (Pomar *et al.*, 1996), así como otros en la Península Ibérica y Norte de África. Posteriormente, durante el procesos de hundimiento se agregó a la matriz de los paleocolapsos, permaneciendo en condiciones estables hasta su posterior exposición subaérea. Por tanto, la presencia de moscovita e illita en pequeños contenidos en los depósitos detríticos de las brechas, indica un proceso de alteración reciente de la moscovita y su presencia, evidencia que la intersección de los paleocolapsos por la línea de costa es relativamente reciente. Ello también explicaría la mayor presencia de la illita en las arcillas verdes y la inexistencia de la moscovita, puesto el karst es un medio muy conservativo y ha permitido la estabilidad critaloquímica de la moscovita en los depósitos detríticos de las brechas. Por el contrario, en las facies de arcillas verdes, se pone de relieve la alteración de la moscovita.

En las facies de las arcillas verdes, de la muestra total se deduce que la presencia en contenidos altos de cuarzo está relacionada con las localidades seccionadas por calas y torrentes, así como con la cota de los niveles de las facies muestreadas. Las muestras tomadas en zonas donde no ha sido constatada la acción

---

de fenómenos fluviales (como en el caso de es Mirador des Pontàs), el cuarzo sólo aparece en contenidos bajos o como traza. Este aspecto, permite interpretar que el mineral en cuestión ha sido incorporado por procesos fluviales posteriores a la formación de dichas facies. Además, en las zonas asociadas a calas, los niveles inferiores relacionados con la hipotética posición de base del torrente, se ha observado la presencia de cuarzo (En es Caló des Moro, Cala Figuera y Punta des Savinar). Por el contrario, en el nivel superior de Cala Figuera, situado a cota por encima del hipotético nivel de base del cauce, el cuarzo aparece en proporciones poco significativas. En la fracción arcilla, también parece existir una relación según su posición geográfica (en zonas seccionadas por cauces o acantiladas) y la cota de las facies. Las muestras tomadas en las calas y cuya cota está por debajo del nivel de base del torrente, el mineral con mayor presencia es la illita, lo que puede estar asociado a una alteración de la moscovita consecuencia de su evolución cristaloquímica cuando está en contacto con aguas dulces. Por el contrario, en las muestras tomadas en zonas que no están seccionadas por cauces, se ha observado la presencia de esmectita y, en menor proporción, de illita. Este hecho indica que parte de la esmectita no ha sido alterada posiblemente por no haber estado expuesta a un aporte de aguas dulces.

4.- La presencia de ciertos minerales (o la alteración de algunos de ellos), como la moscovita, la illita o la palygorskita puede estar asociada a episodios volcánicos desde el Mioceno superior. Posteriormente, algunos de estos depósitos se incorporaron a las brechas de los paleocolapsos por gravedad durante el proceso de hundimiento o por un flujo endokárstico.

## CAPÍTULO 15. EL SEDIMENTO CARBONÁTICO (CEMENTOS) EN LOS PALEOCOLAPSOS

El estudio a fondo de los espeleotemas es un campo de investigación que ha avanzado considerablemente en los últimos años. En Mallorca, el estudio de estos depósitos desde una perspectiva cristalográfica y mineralógica tiene sus inicios en los trabajos de Pomar *et al.* (1976 y 1979) y Pomar (1989), donde se ocupan de los espeleotemas formados en ambientes epiacuáticos y las fluctuaciones marinas relacionadas con estos depósitos durante el Cuaternario. Recientemente, Ginés (2000) realiza un estudio más exhaustivo sobre la mineralogía y cristalografía de los espeleotemas freáticos de las cavidades de la costa este de Mallorca, incluyendo además estudios isotópicos para la posterior interpretación paleoambiental y paleoclimática.

Los depósitos carbonáticos de precipitación química de los paleocolapsos ocurren en la porosidad de las brechas. Estos depósitos son todavía poco conocidos, debido a la gran variedad y abundancia con la que afloran en los paleocolapsos y la escasez de sus análisis. La relación con las diferentes aguas que intervienen en su génesis, dulces, marinas o la mezcla de diferentes composiciones químicas junto con la alternancia en el tiempo, relacionada con las oscilaciones marinas, hace todavía más compleja su interpretación ambiental.

El análisis de los cementos de las brechas presenta una dificultad debido a que en la actualidad se encuentran en condiciones subaéreas, lo cual ha permitido la erosión parcial de estos depósitos. Ello supone que la diferenciación del ambiente deba realizarse a partir de los datos aportados por los diferentes métodos y técnicas (difracción de Rayos X, isótopos estables y análisis en el microscopio de láminas delgadas), ya que la atribución ambiental a partir de la observación *in situ*, es problemática. Determinadas formas de espeleotemas subaéreos incluidos en las brechas, como estalagmitas, estalactitas, banderas y otras, sólo han sido observadas parcialmente en los paleocolapsos. Ford y Williams (1989), Palmer (1995) o Loucks (1999), afirman que es común la ausencia de precipitados en paleocavidades aunque no apuntan una causa concreta que determine ese fenómeno. Este hecho se puede deber a que el colapso del techo de las cavidades ha destruido o recubierto esos depósitos, o a que nunca llegaron a formarse, por ser muy corto el lapso de tiempo entre los momentos de la formación de la cavidad y el colapso. Además, en los paleocolapsos, los espeleotemas vadosos son minoritarios y únicamente se han localizado como coladas estalagmitas. Por el contrario, los espeleotemas freáticos y en menor medida, los epiacuáticos son los más comunes. En los paleocolapsos objeto de estudio los sedimentos de precipitación química son muy abundantes. De hecho, ocluyen gran parte de la porosidad inter e intraclasto de los mismos. No obstante, en la gran mayoría de casos, estos depósitos geoquímicos no responden a la geometría habitual de un medio freático, sino que se presentan rellenando huecos interclasto e intraclasto donde la estructura de los cristales es muy variable y no



es suficiente para interpretar las características geoquímicas y los ambientales de formación. Además, es preciso hacer constar que no se conoce la edad de estos sedimentos químicos; posiblemente, en muchas ocasiones, sean muy posteriores a los colapsos.

### 15.1. Mineralogía de los cementos de las brechas de los paleocolapsos

A partir del análisis químico de las muestras (ICP/OES) (sobre los datos porcentuales de los distintos elementos) detallados en la tabla 8, y de la observación e interpretación mediante microscopía óptica, se describe la mineralogía de los cementos de las brechas de colapso. Se han tomado un total de 9 muestras, representativas de la geometría del crecimiento de los cristales observada sobre el terreno y su aparente ambiente genético (vadoso o freático). Las muestras vadasas corresponden a cementos con un bandeo plano-paralelo (coladas). En ellas, se han obtenido dos submuestras, en las capas superior e inferior, en las localidades de es Caló des Moro, Punta des Savinar y Porto-Colom. En el caso de las muestras freáticas, sólo ha sido realizado un análisis por ejemplar. Dado que del total de muestras analizadas sólo se han observado cementos calcíticos (con ausencia de dolomita y aragonito), se ha procedido a la diferenciación según el contenido en magnesio. Del porcentaje de minerales que están presentes en las muestras, se ha tomado como referencia el contenido de magnesio con el fin de diferenciar la calcita baja en magnesio (LMC= *Low Mg Calcite*) y la calcita magnesiana (HMC= *High Mg Calcite*) (Tucker, 1988). En la primera, la proporción de magnesio es inferior al 4% en moles de  $MgCO_3$  y en la segunda, los valores son superiores a 4% en moles de  $MgCO_3$ . Por tanto, se han establecido dos intervalos en cuanto al contenido en magnesio de la calcita presente en los cementos: <4% y >4% moles de  $MgCO_3$  (tabla 10).

Tabla 8. Mineralogía de los cementos de las brechas de los colapsos mediante difracción de rayos X.				
MUESTRA		LOCALIDAD	CALCITA	
Cod.	Cod. Muestra		LMC < 4%	HMC > 4%
1	PM-cemento-01 a vadoso	Caló des Moro	x	
	PM-cemento-01 b vadoso		x	
2	PM-cemento-01 freático	Caló des Moro		x
3	PM-cemento-01 freático	Cala Figuera		x
4	PM-cemento-01 vadoso	Punta des Savinar	x	
	PM-cemento-02 vadoso		x	
5	PM-cemento-01 freático	Es Savinar		x
5	PM-cemento-01 a vadoso	Porto-Colom	x	
	PM-cemento-02 b vadoso		x	

Según los resultados expuestos en la tabla 8, se observa que existe una cierta homoge-

neidad en la distribución de muestras con alto y bajo contenido en la relación Mg/Ca según su ambiente de deposición. De las tres muestras analizadas en espeleotemas vadosos, la homogeneidad entre las dos bandas muestreadas, así como entre las propias muestras de características similares, es patente, situándose todas en el intervalo con <4% moles de MgCO<sub>3</sub>. Los espeleotemas vadosos muestreados presentan bajos contenidos en magnesio, contrariamente a los que sucede con los cementos freáticos constituidos por calcita magnesia (>4% moles de MgCO<sub>3</sub>). Este aspecto, está controlado por la concentración de iones de Mg<sup>2+</sup> de la solución precipitante. En las aguas meteóricas, los contenidos de iones de Mg<sup>2+</sup> son menores que en las aguas de mezcla o marinas (Folk, 1974). De ahí la diferencia de Mg<sup>2+</sup> entre los cementos freáticos y vadosos de las muestras analizadas. La temperatura de las aguas de precipitación es también un factor de control sobre el contenido en Mg<sup>2+</sup> (Kinsman y Holland, 1969; Ginés, 2000), así como las propias características fisicoquímicas locales que controlan la relación de la solución precipitante u otros factores como el la variedad y contenido iónico de las soluciones (mayor o menor contenido en Na<sup>+</sup>), la salinidad de las aguas, el grado de saturación, la Pco<sub>2</sub> y otros.

## 15.2. Cristalografía de los cementos de las brechas de los colapsos

En las brechas de los paleocolapsos se ha constatado la presencia de cementos vadosos y freáticos que presentan un crecimiento diverso de los cristales. Aunque la variedad de cementos en el conjunto de las estructuras, incluso en una misma estructura, es notable, se ha procedido a una clasificación de aquellos más representativos y cuya descripción e interpretación puede hacerse a partir de la observación sobre el terreno y la microscopía óptica. Han sido elaboradas un total de 11 muestras (tabla 5) en lámina delgada para su observación. A cada muestra, se le ha asignado un número correlativo, el código del paleocolapso, su localidad y la zona de éste donde ha sido tomado el ejemplar. Seguidamente, se ha procedido a la caracterización cristalográfica de las muestras, complementando las observaciones con los análisis mineralógicos e interpretaciones apuntadas ya por otros autores.

Con ello, se pretende la sistematización de los hábitos y fábricas cristalinas observadas en los cementos de los paleocolapsos. De este modo, es posible interpretar la geometría de los cristales sobre el terreno y las diferencias existentes entre ellas. Los parámetros tomados para su análisis han sido: el tamaño de los cristales y la evolución en su crecimiento, la forma y geometría de los cristales (hábito y otras características cristalográficas), las fábricas resultantes, y la forma y textura del cemento sobre el terreno.

### 15.2.1 Descripción de las muestras

**Lámina A:** crecimiento de macrocristales elongados (milimétricos-centimétricos) de calcita subhedral-euhedral de hábito isotrópico (figura 112 A). Se observa una porosidad de fractura (secundaria). En detalle se observan minerales asociados (arcillas) que ocupan parte del volumen de la microporosidad y granos de cuarzo, redondeados y con una significativa esfericidad.

**Lámina B:** crecimiento de macrocristales elongados (milimétricos-centimétricos) de calcita subhedral-euhedral de hábito isotrópico que culminan con una banda de calcita fibrosa de fábrica paralela. Se observa un volumen importante de porosidad rellena por sedimentos detríticos (arcillas) (figura 112 B).

---

**Lámina C:** Crecimiento de cristales isométricos anhedral de calcita de tamaño micrométrico, con bandeo acrecional lobular. Se observan al menos dos familias de cementos, con una superficie de erosión micrométrica entre la capa inferior y superior (figura 112 C). Los cristales conservan la continuidad óptica.

**Lámina D y E:** Cristales isométricos de calcita anhedral de tamaño milimétrico. Sobre el terreno se observa en un bandeo equicristalino configurando una fábrica isotrópica (figura 113 D y E). Los cristales conservan la continuidad óptica. Presenta porosidad intercrystalina debido al propio crecimiento de los cristales

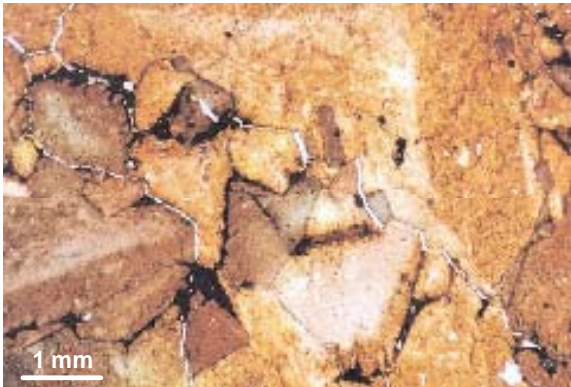
**Lámina F:** Cristales isométricos de calcita anhedral de tamaño micrométrico en su zona inferior, que pasa a cristales milimétricos en su zona superior. Sobre el terreno se observa un bandeo equicristalino, configurando una fábrica isotrópica asociada a un clasto en una brecha caótica. Los cristales conservan la continuidad óptica. En la lámina se observa los componentes orgánicos (fragmentos de gasterópodo, algas rojas y otros) del clasto sobre el que ha precipitado el cemento (figura 112 F).

**Lámina G y H:** macrocristales elengados de tamaño milimétrico a centimétrico de calcita subhedral y fábrica paralela (figura 112 G y H). Sobre el terreno afloran cristales de gran tamaño, en ocasiones con forma arborescente rellenando huecos en la brecha caótica de colapso. Presenta porosidad intracrystalina, de fractura y vuggy (debido a procesos de disolución).

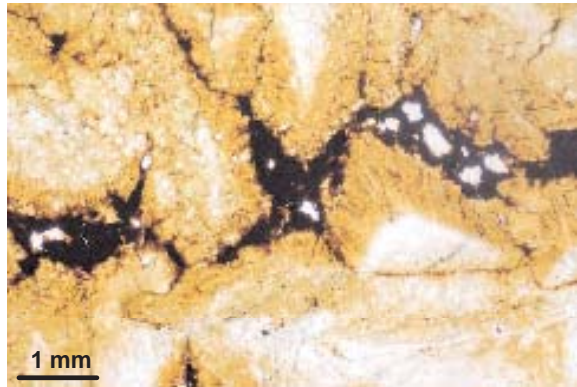
**Lámina I:** Cristales isométricos de calcita anhedral de tamaño micrométrico. Sobre el terreno se observa en un bandeo equicristalino configurando una fábrica isotrópica integrado en una matriz limo-arcillosa. Los cristales de este tipo de cementos no siempre conservan la continuidad óptica. Presentan un volumen importante de porosidad, consecuencia del propio desarrollo de los cristales, que en muchos ejemplos ha sido parcialmente rellena por sedimentos detríticos (figura 112 I).

**Lámina J:** Cristales micrométricos de calcita anhedral. Sobre el terreno se observa con dificultad un bandeo equicristalino configurando una fábrica isotrópica integrada en una matriz limo-arcillosa. Presenta porosidad secundaria (de fractura) y una matriz limo-arcillosa (figura 112 J). En algunas zonas se observan granos de cuarzo redondeados y esféricos, debido al transporte previo a su deposición.

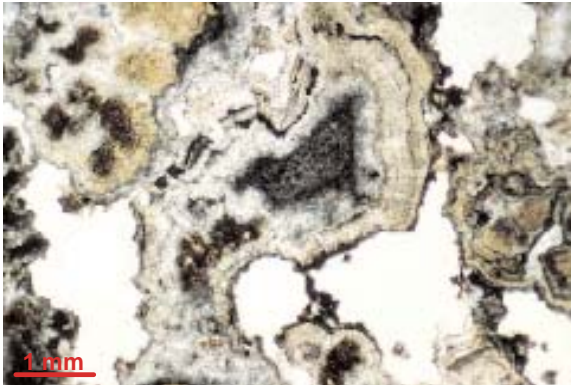
**A**



**B**



**C**



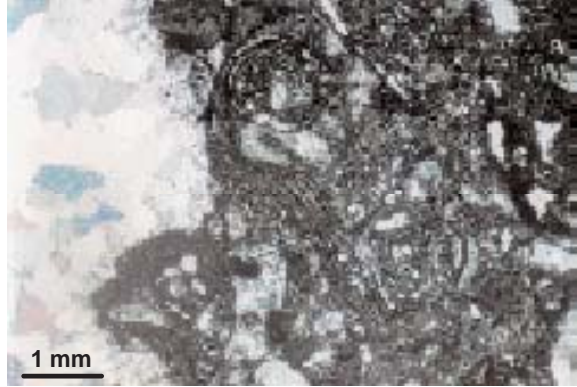
**D**



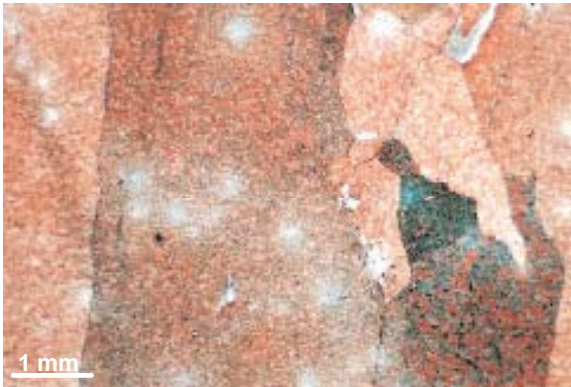
**E**



**F**



**G**



**H**



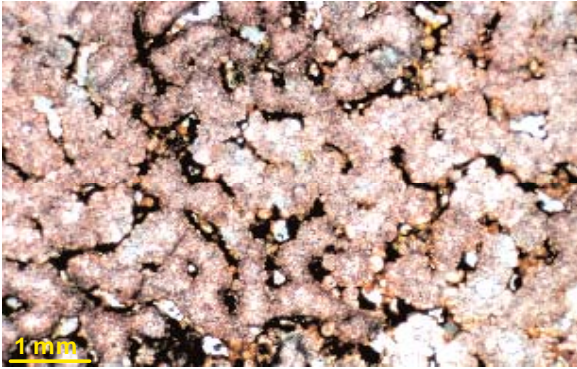
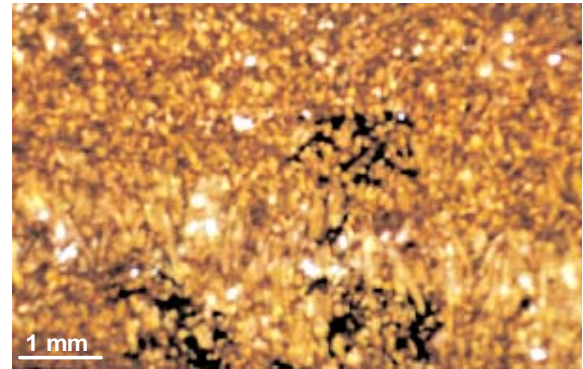
**I****J**

Figura 112 A, B, C, D, E, F, G, H, I y J. Fotografías de las láminas delgadas a partir de muestras seleccionadas para la caracterización de texturas, componentes de las rocas y el análisis de porosidad mediante microscopía óptica

### 15.3. Discusión

Los aspectos mineralógicos y cristalográficos de los cementos de las brechas de los paleocolapsos están determinados por su ambiente de deposición, vadoso o freático (de aguas dulces, de mezcla o saladas). Este hecho, queda reflejado en la diferente relación Mg/Ca (y en el caso de aguas de mezcla o marinas también el distinto contenido en  $\text{Na}^+$ ), así como en las diferentes características de las microfacies.

Los cementos de calcita con bajo contenido en magnesio están relacionados con la precipitación de aguas meteóricas. Si la concentración de magnesio es alta, éstos están por lo general asociados a aguas de mezcla o marinas. El tamaño de los cristales, así como la tasa de crecimiento está en parte controlada por el contenido de  $\text{Mg}^{2+}$ , ya que altas concentraciones de este elemento da lugar a una precipitación rápida y dimensiones de los cristales importantes (Folk, 1974). Por el contrario, si las concentraciones de  $\text{Mg}^{2+}$  son poco significativas, la precipitación es lenta y los cristales son de pequeñas dimensiones. Además, en la calcita se da una diferenciación en las características cristalográficas según la relación Mg/Ca y si se trata de ambientes vadosos o freáticos.

En los cementos freáticos, con altas concentraciones de  $\text{Mg}^{2+}$  (aguas marinas o de mezcla) el hábito cristalino es fibroso y elongado. Por el contrario con bajas concentraciones de  $\text{Mg}^{2+}$  el hábito más común es isométrico. Los dos primeros están asociados a un crecimiento de cristales que se desarrollan generalmente perpendiculares al sustrato. En el caso de las cristalizaciones isométricas, éstas se relacionan con precipitaciones tempranas donde los puntos de nucleación son múltiples.

Las fábricas para cada hábito cristalino son distintas. En la calcita fibrosa domina la fábrica paralela, con un crecimiento perpendicular al sustrato. También en este tipo de cristalización se han observado fábricas radiales, donde los cristales crecen en dirección divergente a partir de puntos concretos de nucleación. Su aspecto sobre el terreno pasa por presentar formas redondeadas centimétricas (Ginés, 2000).

La calcita de hábito elongado, está asociada a fábricas dendríticas, paralelas y macro-

cristalinas. Las fábricas dendríticas dan lugar a cristalizaciones romboédricas de forma arborescentes o ramificada. Por el contrario, las fábricas paralelas generan formas rugosas con geometrías romboédricas. En el caso de fábricas macrocristalinas, se forman grandes cristales (milimétricos y centimétricos), cuya formas sobre el terreno se traduce en geometrías poliédricas. También suelen presentar un crecimiento perpendicular al sustrato (Folk, 1974; González *et al.*, 1992; Ginés 2000).

En aguas dulces, con un contenido muy bajo en  $Mg^{2+}$ , domina el hábito isométrico de los cristales, de geometría poliédrica, aunque en el caso de precipitaciones muy lentas, pueden darse formas elongadas de geometrías romboédricas (Folck, 1974). Generalmente, su crecimiento es paralelo a la base del sustrato.

Esta relación entre la mineralogía y la química de las aguas de precipitación en los espeleotemas freáticos también controla en cierta medida el tamaño de los cristales. Los cristales en medios freáticos de pequeñas dimensiones, se asocian a una precipitación rápida, nucleación múltiple y concentraciones altas de  $Mg^{2+}$ . Para cristales de orden milimétrico o centimétrico, la tasa de crecimiento es menor, ya que las concentración de  $Mg^{2+}$  de la solución precipitante suele ser muy baja.

En el caso de los espeleotemas vadosos, el hábito cristalino es generalmente isométrico, con cristales de tamaños micrométricos y en menor medida milimétricos. La fábrica que domina es la isotrópica, con un crecimiento a partir de un solo punto de nucleación. Su aspecto sobre el terreno es muy diverso, desde formas amesetadas con varias bandas de crecimiento que se acomodan al sustrato. Se han observado coladas y formas estalagmíticas o estalactíticas, entre otras.

El análisis sobre el terreno y en el laboratorio de los cementos de las brechas permite constatar la presencia de todo el abanico de posibilidades explicadas con anterioridad con respecto a los cementos de calcita. Ello refleja una gran alternancia de ambientes deposicionales posiblemente relacionados con climas distintos. Sin embargo, existen tres grandes grupos en los cementos freáticos y uno en los vadosos, que destacan por la mayor abundancia en las brechas de los colapsos.

#### *Cementos freáticos*

a) Cementos de calcita de hábito fibroso con una magnitud de cristales micrométrica y milimétrica, de fábrica paralela y en menor medida radial. Su aspecto externo es casi globular y botrioidal. Son lo más escasos y se asocian e crecimientos epiacuáticos en aguas dulces y/o de mezcla (figura 113 A, B y L).

b) Cementos de calcita de hábito elongado, donde la magnitud de los cristales oscila entre milimétricos y centimétricos. La fábrica más común es paralela, macrocristalina y en menor medida dendrítica, con crecimiento de grandes cristales. Su aspecto sobre el terreno suele ser rugoso (figura 113 C, D, E, F, G, H, I y L), arborescente (figura 113 J y K y L) y poliédrico. En ocasiones, están asociados a la presencia de sedimentos detríticos finos que se intercalan en las distintas bandas de crecimiento (figura 113 C), incluso en ocasiones rellenando parte de la porosidad preexistente o actuando como puntos de nucleación. Están relacionados con la precipitación de aguas freáticas dulces.

---

c) Cementos de calcita isométricos con cristales de tamaño micrométrico y milimétrico de fábrica isotrópica con un aparente límite equicristalino. Sobre el terreno aparecen como estructuras laminares de espesores milimétricos y centimétricos, paralelas al sustrato (figura 113 M, N, Ñ, O y L). Este tipo de espeleotemas, en ocasiones está asociado a la presencia de sedimentos detríticos finos que se intercalan en las distintas bandas de crecimientos, en ocasiones rellenando parte de los porosidad preexistente o actuando como puntos de nucleación. En las estructuras de paleocolapso, junto con los anteriores son los más comunes en las brechas caóticas (figura 113).

#### *Cementos vadosos*

Cementos de calcita. Su aspecto externo es laminar (coladas estalagmíticas) (figura 113 P, R, S y U). Sobre el terreno se disponen de forma laminar, adaptándose al sustrato con una geometría de los cristales poliédrica y romboédrica (figura 113 P), habiéndose observado puntualmente estalagmitas y estalactitas parcialmente erosionadas. El tamaño de los cristales es micrométrico, aunque puntualmente se han observado tamaños milimétricos. Comúnmente, se relacionan con un tipo de fábrica isotrópica. La gran mayoría de estos cementos están rellenando los poros interclasto de las brechas caóticas de colapso. Estos espeleotemas se observan en el núcleo de la paleocavidad del colapso (*lagoon* externo) (figura 113 Q.), a techo de las capas hundidas (Caliza de Santanyi) (figura 113 R, S y U), o en cavidades adyacentes a éstos (figura 113 T).

Este espectro de espeleotemas no sigue un patrón homogéneo en su distribución geográfica, ni en un mismo paleocolapso. Los cementos vadosos se alternan con los freáticos sucesivas veces. Otras, se trata de recristalizaciones generadas en un mismo punto, donde tanto el hábito como otras características cristalográficas cambian sin transición aparente. Algunos espeleotemas han sido parcialmente disueltos y sobre ellos, se ha depositado una nueva generación que, en ocasiones, coincide con el ambiente de deposición y en otras es distinta.

**A**



**B**



**C**



**D**



**E**



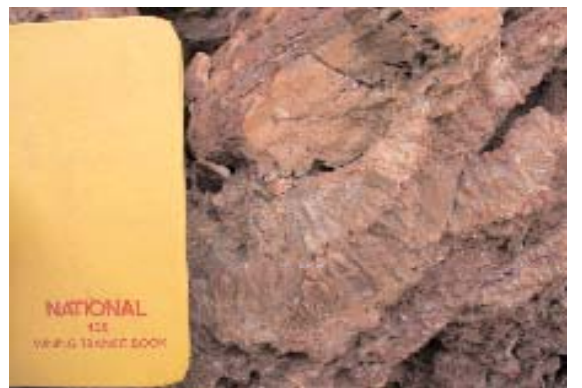
**F**



**G**



**H**





**I**



**J**



**K**



**L**



**M**



**N**



**Ñ**



**O**



**P**



**Q**



**R**



**S**



**T**



**U**



Figura 113. Detalle de los diferentes tipos de cementos freáticos y vadosos observados en los paleocolapsos kársticos de la plataforma de Santanyí. Están ubicados en las localidades de Cala Figuera (figuras 113 C, G e I), Punta des Savinar (figuras 113, A, D, E, J, K, L, Ñ, y O), Porto-Colom (figuras 113 E, F, H, P, Q, R, T y U) y Cala Murta (figuras 113 S)

---

## CAPÍTULO 16. ANÁLISIS DE LA POROSIDAD EN LOS PALEOCOLAPSOS

La porosidad en las estructuras de paleocolapso puede clasificarse en dos grandes grupos: porosidad interclasto y porosidad intraclasto. La porosidad interclasto es el volumen de huecos entre los clastos de una brecha en una estructura de paleocolapso. En los paleocolapsos este tipo de porosidad secundaria es consecuencia del hundimiento. La porosidad intraclasto se refiere a los huecos existentes dentro de los clastos. Ésta puede ser primaria, si está relacionada con procesos deposicionales de la roca o, secundaria, en el caso de que el clasto haya estado sometido a distintos fenómenos diagenéticos (disolución, fracturación y otros). No obstante, las particularidades diagenéticas que han sufrido estas estructuras, plantean un problema en el análisis de la porosidad. La porosidad en los paleocolapsos se puede definir según el tipo de brecha, que responden a un proceso donde ésta es *a priori* secundaria. Sin embargo, procesos posteriores de sedimentación en estas estructuras dan como resultado que parte de esta porosidad quede ocluida por sedimentos detríticos o geoquímicos. Algunos autores han definido esta porosidad como intramatriz e intermatriz, si el hueco separa el depósito del clasto (Loucks, 1999).

Por otra parte, las facies de las plataformas donde se ubican los paleocolapsos, de las cuales forman parte los bloques y clastos de las brechas, dotan a estas estructuras de porosidades primarias secundarias, que son independientes del proceso de colapso. Por tanto y para simplificar la sistemática se ha procedido a definir los dos grandes grupos de porosidades anteriormente citadas, a partir de los cuales serán analizadas otras tipologías.

### 16.1. Metodología

El análisis de la porosidad ha sido realizado a partir de tres métodos diferentes:

1.- Cuantificación sobre el terreno de la macroporosidad interclasto de las brechas (*crackle*, *cracke-laminae-split*, mosaico y caótica) con respecto al área total del paleocolapso. En las brechas *crackle*, mosaico y *cracke-laminae-split*, el orden de magnitud ha sido  $>0,5$  m, debido a la dificultad de cuantificar al gran número de fisuras de tamaño centimétrico y milimétrico que se han desarrollado en la roca. En la brecha caótica, el intervalo de magnitud ha oscilado entre 1 mm y 10 cm. Se ha seleccionado un ejemplo de cada brecha. Se ha cuantificado la porosidad en el programa *quantified porosity 6.0*. Previamente, se han rellenando las áreas de los poros sobre fotografías directamente en el terreno y posteriormente el *software* ha cuantificado porcentualmente el área total de la brecha y la porosidad absoluta con respecto a ésta, cartografiada a partir de una malla cuadrículada métrica y centimétrica (figura 119), según el ejemplo seleccionado. Finalmente la porosidad total se representa en una gráfica.

2.- Cuantificación de la microporosidad interclasto, de la matriz y el cemento, e intraclasto, a partir del análisis de los testigos de sondeo en la brecha caótica de colapso (entre 1 mm y 1 cm) (figura 114 A y B) y sobre el terreno en depósitos detríticos asociados a otras brechas (>1 cm) (figura 118). La metodología y el software empleados han sido los mismos que para el estudio de la macroporosidad (figura 119).

a.- La estimación ha sido realizada en un transecto lineal sobre la sección de la muestra con un intervalo centimétrico. Posteriormente, se ha representado en un gráfico, obteniendo la porosidad absoluta, tanto para los clastos, matriz y cementos.

b.- Se ha cuantificado la microporosidad y el tipo a partir de la observación mediante microscopía óptica de láminas delgadas, tanto de la matriz como de los clastos y cementos.

3.- Los datos de macroporosidad y microporosidad (<1 mm) intraclasto han sido recogidos de las publicaciones de Pomar *et al.* (1996), para las facies del Complejo Arrecifal y de Fornós (1983) para las facies de la Caliza de Santanyí.

Con la medida de los datos obtenidos mediante estas técnicas se ha representado un dia-

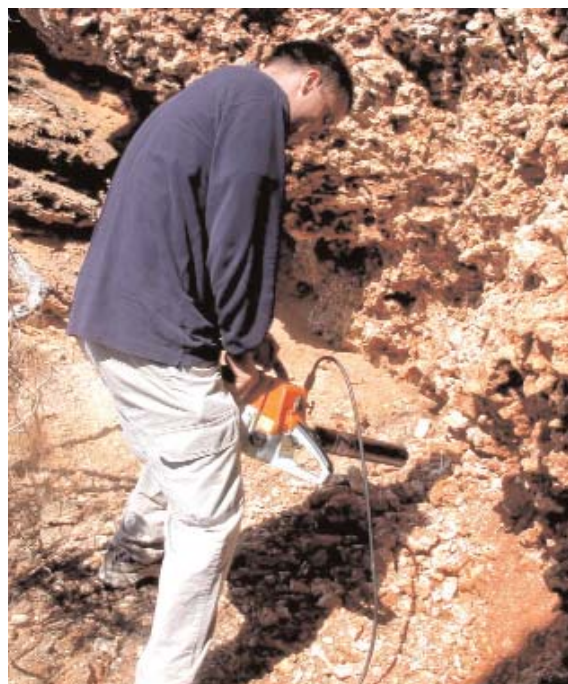


Figura 114 A y B. Detalle del equipo y la técnica utilizada para la recuperación de testigos continuo en las brechas caóticas de colapso en Cala Figuera (A) y Punta des Savinar (B), Santanyí, Mallorca

grama final sobre el total de la porosidad de la brecha caótica de paleocolapso (intraclasto e interclasto), donde se especifica el tamaño, porcentaje y tipo de porosidad.

### 16.2.- Macroporosidad interclasto

La macroporosidad interclasto de un paleocolapso es variable en tipología y porcentaje según el tipo de brecha en la que ésta se analice.

En las brechas *crackle* el tipo de porosidad dominante es de fractura o fisura. En los paleocolapsos las fracturas que definen esta brecha ocupan un volumen de entre un 1 y 8% del total del total de la brecha, dependiendo de la longitud y espaciado de las fracturas y del porcentaje de sedimento geoquímico o detrítico que rellene éstas (figura 115 y 121).

La brecha *crackle-laminae-split* está caracterizada por una porosidad debida a la apertura

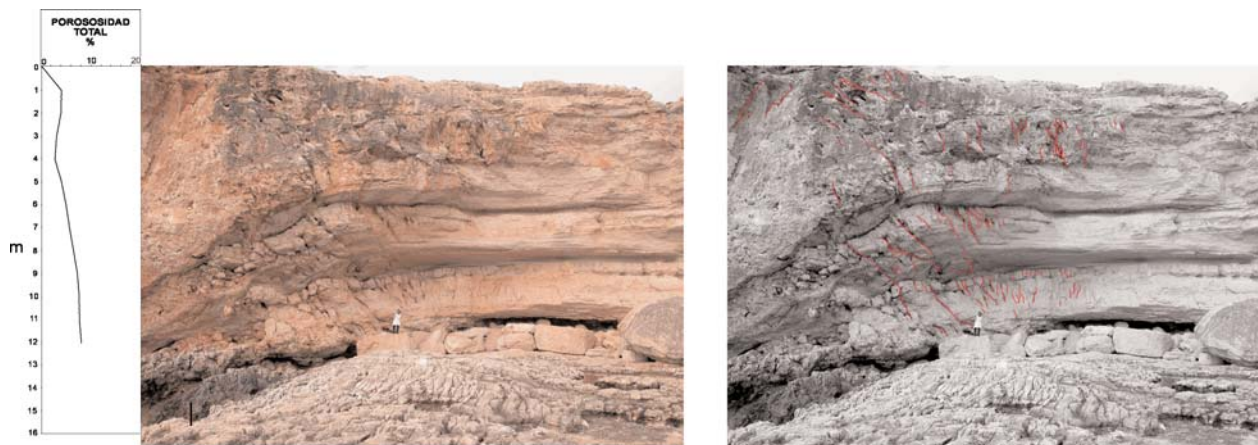


Figura 115.- Porcentaje de porosidad en la brecha crackle. El ejemplo seleccionado ha sido un paleocolapso ubicado en Punta des Savinar, Santanyí, Mallorca



Figura 116.- Porcentaje de porosidad en la brecha crackle-laminae-split. El ejemplo seleccionado ha sido un paleocolapso ubicado en Cala Figuera, Santanyí, Mallorca

entre planos de estratificación, que en ocasiones, han sufrido procesos de disolución que han ampliado el volumen de los huecos o, éste ha disminuido por procesos de sedimentación de depósitos geoquímicos y/o detríticos. El porcentaje sobre el total de la brecha oscila entre un 2% y 6%, según la longitud y espesor de las fracturas, el área que ocupan en el paleocolapso y el porcentaje de sedimento (geoquímico o detrítico) que rellena estas fracturas (figura 116 y 121).

La brecha de mosaico está caracterizada por una porosidad de fractura, donde las aperturas suelen ser mayores que en la brecha *crackle*, debido a que el desplazamiento de los clastos es más notable y por tanto, el volumen entre éstos mayor. Sin embargo, a menudo esta brecha es solo una pequeña parte del total del paleocolapso y, en una gran mayoría de casos, los poros están rellenos por sedimentos detríticos y en menor medida, geoquímicos. El porcentaje sobre el total de la brecha oscila entre un 2% y 15%.

La brecha caótica de colapso presenta un volumen importante de porosidad interclasto determinado por los huecos que, o bien no han sido ocluidos por el cemento o la matriz, o bien han sido abiertos por la disolución del cemento que previamente ocluía la porosidad. Se ha podido constatar en varios ejemplos que el volumen total de porosidad es muy variable, tanto en la misma brecha, como entre varios ejemplos distintos. En el ejemplo analizado, el porcentaje sobre el total de la brecha oscila entre un 10% y 25%, (figura 117), aunque puede llegar a más del 35 % (figura 117 y 121).



Figura 117.- Porcentaje de porosidad en una brecha caótica de colapso. El ejemplo seleccionado ha sido un paleocolapso ubicado en Cala Figuera, Santanyi, Mallorca

### 16.3. Microporosidad interclasto

Tanto la matriz como el relleno geoquímico pueden presentar a su vez diversos tipos de porosidad (primaria y secundaria), que también es considerada aquí como porosidad interclasto.

#### 16.3.1. En la matriz

En la matriz destaca la porosidad de fisura (figura 118), *vuggy* (por disolución de clastos o cementos) e intergranular. La porosidad de fisura está desarrollada como consecuencia de procesos mecánicos debido a fenómenos de fracturación locales por reajuste mecánico de la brecha o por el impacto de bloques desprendidos (figura 123 B y D). La porosidad *vuggy* se desarrolla en la matriz, debido a la disolución de pequeños clastos de la roca encajante o cristales agregados de cementos (figura 123 A). En

conjunto, el porcentaje del volumen de porosidad en la matriz oscila entre un 2% y 6%, con dimensiones de tamaños micrométricos hasta pocos centímetros (figura 118, 119 y 121).

La microporosidad intergranular (primaria) se observa siempre en la matriz (entre granos

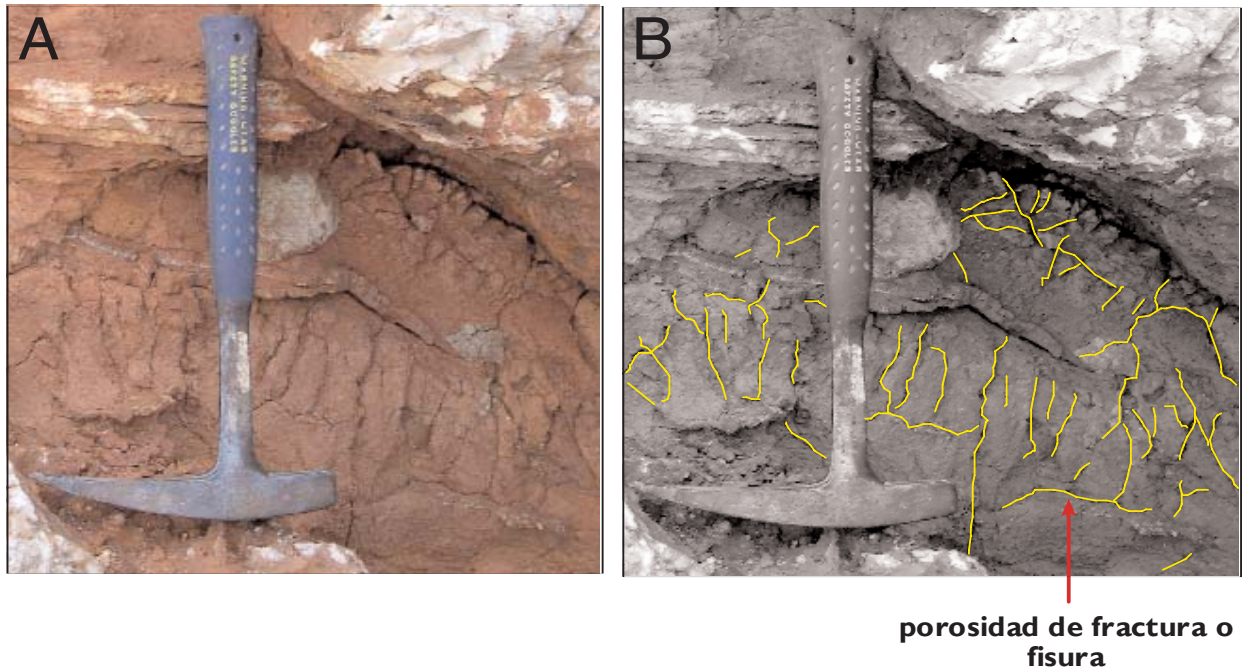


Figura 118. Porosidad por fisuración en la matriz de una brecha de un paleocolapso kárstico. Punta des Savinar, Santanyí, Mallorca

de cuarzo o arcillas), con un porcentaje entre el 2% y el 5%, de dimensiones micrométricas y milimétricas (figura 111 y 121).

### 16.3.2. En el cemento

En el cemento domina fundamentalmente la porosidad vuggy, intercrystalina, y de fisura. La porosidad vuggy se desarrolla debido a la disolución de cristales del propio cemento con dimensiones micrométricas y milimétricas (figura 120 y 121). El porcentaje de este tipo de porosidad oscila entre el 1% y 5%. Las fracturas o fisuras se desarrollan presentan longitudes y aperturas micrométricas y milimétricas y, suele ocupar entre el 1% y el 3%. En general, los cementos son depósitos poco porosos, donde la porosidad más significativa es micrométrica intercrystalina.

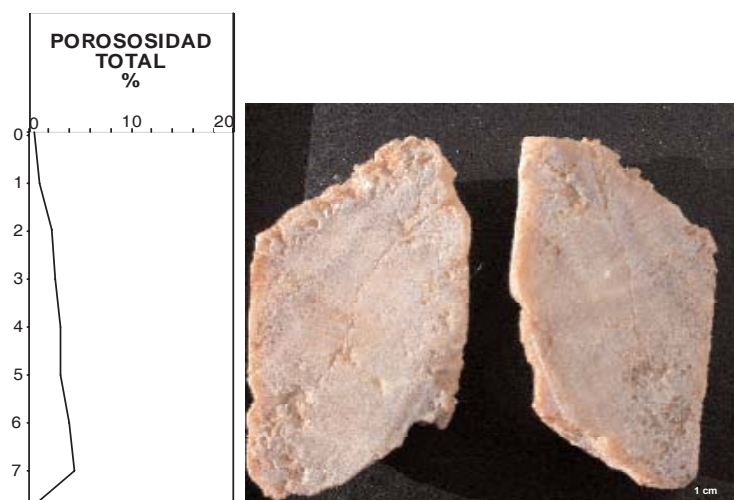


Figura 120. Análisis de la porosidad en la sección de un testigo de sondeo recuperado en el cemento en una brecha caótica de colapso en Cala Figuera, donde se observa porosidad tipo vuggy y de fisura

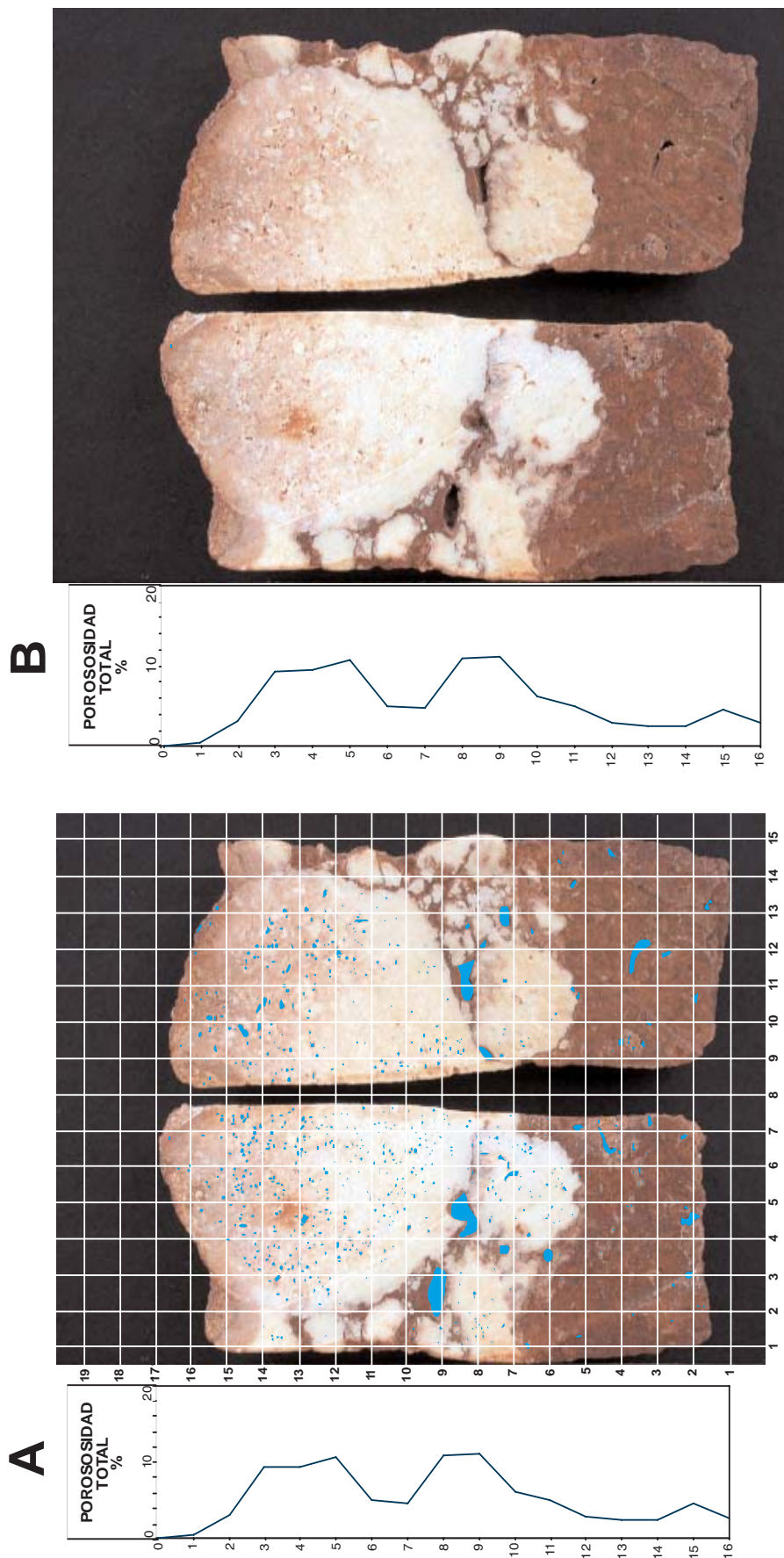


Figura 119. Análisis de la porosidad en una sección de un testigo de sondeo recuperado en una brecha caótica de colapso. En este detalle se observa tanto la porosidad intraclasto como la porosidad de la matriz. En la figura A se puede observar la metodología utilizada para el recuento de la porosidad



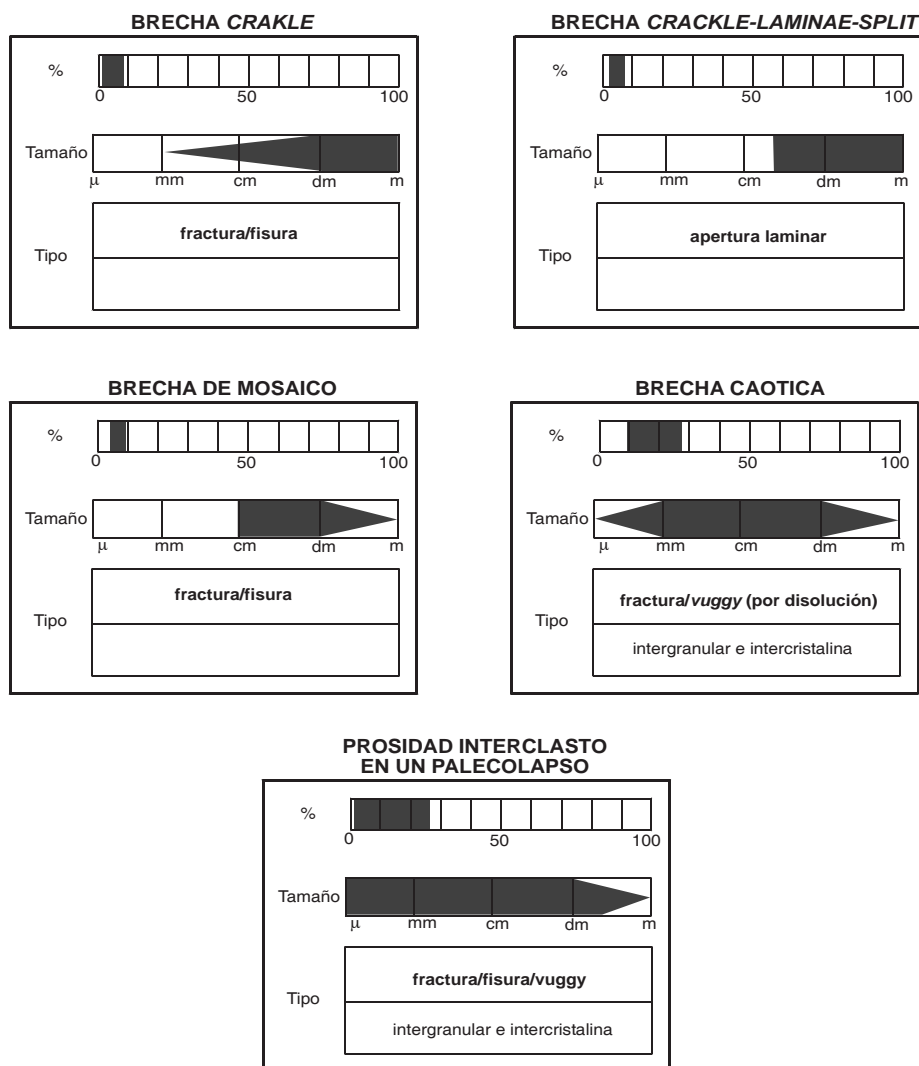


Figura 121. Porcentaje y volumen de poro estimado en la porosidad interclasto para las diferentes brechas de un paleocolapso. Los tipos de porosidad asignados en el recuadro superior son predominantes en cada brecha

#### 16.4. Porosidad intraclasto

La porosidad intraclasto ha sido descrita a partir de las facies que componen tanto el Complejo arrecifal como la Unidad Calizas de Santanyí (macro y microporosidad) (Fornós, 1983; Pomar et al., 1996). Globalmente, en los cinturones de facies de ambas unidades domina la porosidad móldica y esquelética, debido a la disolución de fósiles de organismos de estructura aragonítica (que sólo ha sido parcialmente rellena por sedimento interno) e intergranular.

En los clastos de las facies de frente arrecifal, los volúmenes más importantes de porosidad están representados por el tipo móldica y de armazón, con tamaños desde pocos milímetros hasta varios metros. En menor medida, se ha observado porosidad interesqueleto e intergranular. El tamaño de los poros, dado la tipología de porosidades, abarca un amplio abanico de medi-

das, desde micrométricas hasta métricas, aunque con mayor representación de poros de magnitudes de orden centimétrico y decimétrico. El porcentaje de la porosidad oscila entre un 10% y un 40% (Pomar *et al.*, 1996).

En el *lagoon* interno domina la porosidad intergranular en las facies de *grainstones*, con tamaños de los huecos micrométricos. La porosidad móldica hace lo propio en las facies de *wackestones* y *packstones*, por disolución de la estructura de organismos aragoníticos, con tamaños milimétricos y centimétricos. El porcentaje de porosidad oscila entre 1% y 18% (Pomar *et al.*, 1996).

En las capas del *lagoon* externo, la porosidad que tiene mayor presencia es la móldica en las facies de *wackestones*, *packstones* y en los parches arrecifales, con tamaños de orden milimétrico y centimétrico, así como la intergranular en las facies de *grainstones*. El porcentaje de porosidad total se estima entre un 15% y un 60% (Pomar *et al.*, 1996).

En las Calizas de Santanyí, en las facies de *wackestones* y *packstones* de la unidad de manglar domina la porosidad móldica con tamaños micrométricos hasta centimétricos y con porcentajes entre un 15% y 20%. La unidad estromatolítica presenta una porosidad inferior al 5%. Por último, las facies de *grainstones* de la unidad oolítica está caracterizada por una porosidad intergranular y móldica, con tamaños de los huecos micrométricos, que oscila entre un 5 y un 10% (Fornós, 1983).

Los clastos de la brecha caótica de colapso han sufrido modificaciones con respecto a su porosidad inicial debido a la exposición de éstos a procesos de disolución y precipitación en condiciones freáticas y vadosas, así como a fenómenos mecánicos, desprendimiento de los bloques y relleno de los poros por sedimento detrítico (figura 123 A B y D). Generalmente, además de los tipos de porosidad anteriormente descritos, se observa la porosidad de fisura y en ocasiones, se incrementa sensiblemente el porcentaje de porosidad *vuggy* y móldica (figura 123 B y E). Sin embargo, un volumen importante de porosidad preexistente queda ocluida por cementos o sedimentos detríticos (figura 123 A y D). Este hecho hace que el porcentaje de la porosidad en los clastos generalmente disminuya sensiblemente con respecto a la que tenía cuando formaba parte de la roca previamente al colapso (figura 119).

Estimar la porosidad interclasto en la brecha caótica depende, por tanto, de cuantificar en la medida de lo posible qué tipo de clastos componen mayoritariamente este tipo de brecha. Generalmente, son las facies más a techo de *lagoon* externo y/o frente arrecifal y las facies subsiguientes de plataforma interna (facies de manglar y estromatolíticas) las que rellenan la mayor parte de la paleocavidad. No obstante, en paleocolapsos de grandes dimensiones, los clastos proceden de toda la unidad suprayacente y presentan un alto grado de desorganización con respecto a su posición estratigráfica en las facies de la Unidad. Además, los clastos de litología más soluble se disolvieron cuando estaban en condiciones freáticas. Salvo el paleocolapso de Cabo Blanco, el resto de estructuras están compuestas generalmente por facies donde la porosidad intraclasto, entre 1 mm y 1 cm, varía entre un 6% y 10% (figura 119). La microporosidad (<1mm), en los clastos de la brecha caótica es, generalmente, de tipo móldica, *vuggy* e intergranular. El porcentaje oscila entre un 2% y un 20% dependiendo de las facies de donde proceda el clasto (porosidad primaria) o procesos posteriores (porosidad secundaria) que hayan operado tras el desprendimiento del bloque (figura 122).



Figura 122. Imagen y réplica de una lámina delgada donde se observa la microporosidad (<1mm)

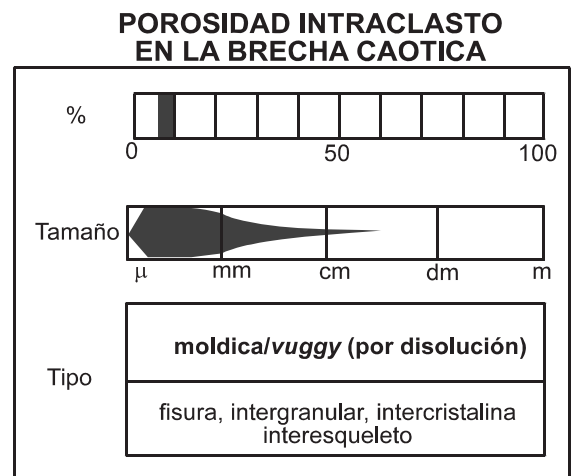
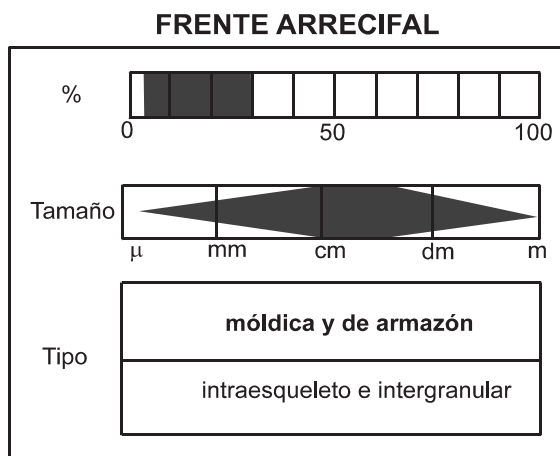
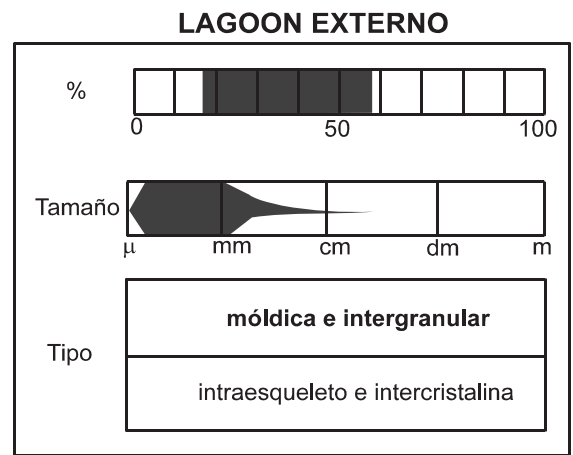
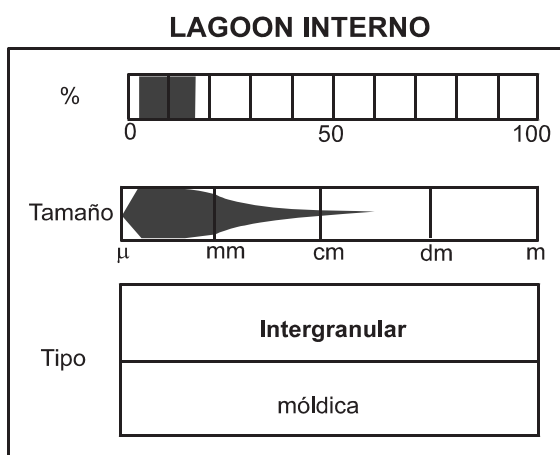


Figura 122 A. Porcentaje, volumen de poro estimado y tipo en la porosidad intraclasto para las diferentes brechas de un paleocolapso según los cinturones de facies referidos (modificada de Pomar et al., 1996)

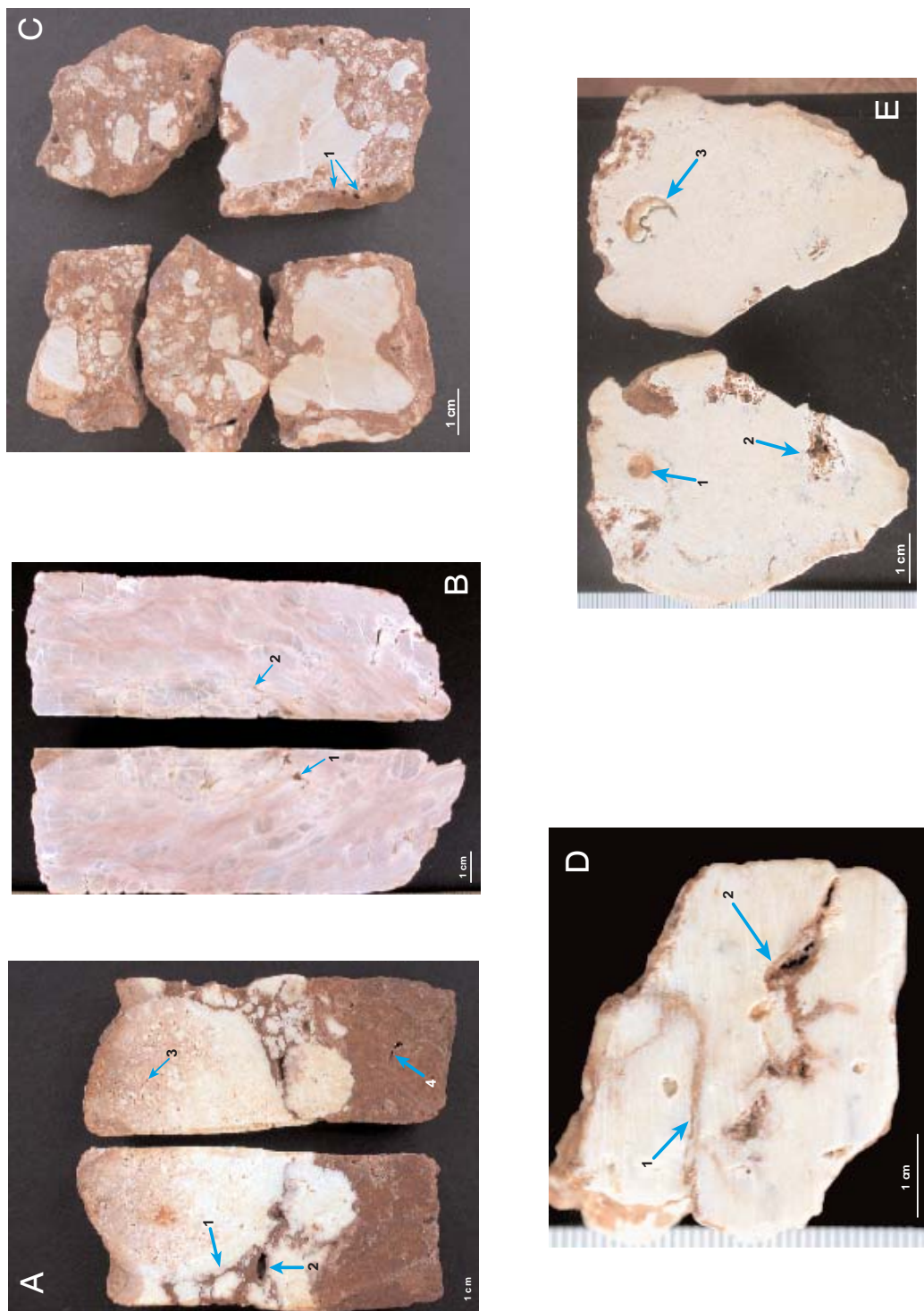


Figura 123. Detalle de las secciones de los testigos de sondeo recuperados en distintas brechas caóticas de colapso. A) Muestra en una brecha caótica en Cala Figuera: 1) fracturas interclasto rellenas por sedimento detrítico, 2) porosidad vuggy por disolución de un clasto, 3) porosidad intraclasto móldica y vuggy, 4) porosidad en la matriz por disolución de fragmentos de cemento. B) Muestra en una brecha de mosaico en Cala Figuera: 1) porosidad por disolución (vuggy), 2) porosidad por microfracturas. C) Muestra en una brecha caótica en Porto-Colom. 1) detalle de porosidad vuggy, por disolución de microclastos. D) Muestra de un clasto en una brecha caótica en Cap de Sa Paret. 1) fractura rellena por sedimento detrítico y 2) fractura parcialmente rellena por sedimento detrítico y donde la disolución actúa a favor de ésta. E) Muestra de un clasto en una brecha caótica en Punta de Sa Galera. 1) porosidad móldica, 2) Porosidad vuggy y 3) molde de un gasterópodo

## 16.5. Discusión

El análisis de la porosidad en los paleocolapsos es complejo por la variabilidad, lateral y vertical, que presentan. Las estimaciones de macroporosidad en los paleocolapsos se han llevado a cabo en ejemplos diferentes en función del tipo de brecha aflorante. Las brechas *crackle*, *crackle-laminae-split* y de mosaico, presentan porcentajes de porosidad relativamente bajos, siendo, en la gran mayoría de estructuras, las brechas que ocupan más área de la sección aflorante. Por el contrario, la brecha caótica presenta un volumen de porosidad elevado. Sin embargo, la variabilidad lateral y vertical de la porosidad en esta brecha es tal vez la más importante, con dominios del cemento sobre la matriz y viceversa. En algunos ejemplos si es la matriz la que domina sobre el cemento, el porcentaje de la porosidad presentan valores reducidos aunque en otros casos si es el cemento el que domina en la brecha, la porosidad se incrementa considerablemente (figura 124). Este hecho es de tipo causal, puesto que



Figura 124. Brechas caóticas de colapso. A) dominio de la matriz sobre el cemento, Porto-Colom. B) dominio del cemento sobre la matriz, Punta des Savinar. Mallorca

se pueden dar ambos ejemplos.

La microporosidad interclasto se observa fundamentalmente en los huecos desarrollados en la matriz y el cemento. El porcentaje en la matriz de microporosidad es más elevado y la tipología más diversa. En los cementos, la microporosidad se reduce a pequeños poros por disolución de los cristales y, esencialmente, a una porosidad micrométrica y milimétrica de fractura debido fundamentalmente a los impactos de clastos desprendidos.

La porosidad intraclasto en los paleocolapso es particularmente notable en la brecha caótica, donde éstos han sufrido procesos de disolución, cementación o relleno detrítico de los huecos (figura 119). Se ha observado como muchos de los huecos están cementados por calcita, y las fracturas rellenas por sedimento detrítico y cemento. Sin embargo, algunos clastos han sufrido un incremento del volumen de porosidad debido a procesos de disolución a favor de pequeñas fisuras o moldes de organismos.

## CAPÍTULO 17. ISÓTOPOS ESTABLES EN LOS CEMENTOS DE LOS PALEOCOLAPSOS

El análisis de las relaciones isotópicas en los depósitos de precipitación química constituye una herramienta para la interpretación ambiental. Este es el caso de los cementos depositados en las brechas de los paleocolapsos. Con este análisis, se pretende caracterizar las diferentes familias de cementos, así como las distintas etapas paleoclimáticas a través de las huellas isotópicas presentes en estos depósitos geoquímicos. El registro isotópico, en el caso más favorable de depósitos en equilibrio entre la solución y el precipitado, puede ser traducida en términos de información ambiental del momento de su deposición.

### 17.1. Introducción

La base del estudio de isótopos estables en espeleotemas se encuentra bien descrita por Schwarcz (1986) y Turi (1986). Dichos autores coinciden en apuntar que los isótopos estables del carbono y del oxígeno son especialmente interesantes para la obtención de información diversa de los carbonatos, en lo referente a su génesis y a las condiciones ambientales de su deposición. Sin embargo, y aunque en los depósitos geoquímicos carbonáticos no son muy significativos otros elementos como el plomo, azufre o estroncio, también éstos pueden aportar información sustancial al respecto.

El caso de los cementos depositados en las brechas de los paleocolapsos presenta una cierta complejidad debido a la diversidad, cantidad, y ubicación, consecuencia de las posibles alternancias climáticas y de la diacronía de los mismos. Esta diversidad se traduce en la existencia de dos grandes grupos de cementos, vadosos y freáticos. *A priori*, los cementos vadosos presentan una geoquímica relativamente simple que permite que la interpretación isotópica sea más sencilla. En cuanto a los cementos freáticos, la complejidad es mayor. Las aguas que los generan pueden ser dulce, marina o de mezcla, con las consiguientes complicaciones para su interpretación. En este sentido, es de obligada mención la Tesis Doctoral de Joaquín Ginés (2000), en el apartado que dedica a la geoquímica de espeleotemas freáticos en las cavidades litorales del levante de Mallorca. En ella, se describen con precisión además de los fundamentos teóricos de los isótopos, las relaciones isotópicas de estos espeleotemas y su equivalencia con las fluctuaciones marinas y la química de las aguas, entre otros aspectos.

### 17.2. Metodología

Los métodos utilizados han sido los correspondientes al análisis de los isótopos estables del carbono y el oxígeno en las muestras sólidas recogidas en las brechas de los paleo-

colapsos. Posteriormente, han sido analizadas en los laboratorios del SIDI de la Universidad Autónoma de Madrid, utilizando patrones del laboratorio de Isótopos Estables de la Agencia de Energía Atómica de Viena y posteriormente normalizados. La metodología analítica ha consistido en la transformación de una pequeña parte de la muestra original en polvo y posteriormente la gasificación de éste y su análisis en un espectrómetro de masas de relaciones isotópicas. La reproducibilidad de los resultados para  $1\sigma$  se encuentra tanto en  $\delta^{18}\text{O}$  como en  $\delta^{13}\text{C}$  dentro de  $\pm 0,1\text{‰}$ .

### 17.2.1. Isótopos del Carbono

El carbono posee dos isótopos estables: el  $^{12}\text{C}$  y el  $^{13}\text{C}$ . El primero es mayoritario, alcanzando un porcentaje del 98,98%. La relación entre ambos isótopos estables ( $^{12}\text{C}$  y  $^{13}\text{C}$ ) es la medida de la composición isotópica del carbono de un material. Se expresa comúnmente mediante la notación convencional  $\delta$ , expresada en tanto por mil ( $\text{‰}$ ) que se define como:

$$\delta^{13}\text{C} = \left[ \left( \frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{muestra}}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{patrón}}} - 1 \right) \cdot 1000 \right] \text{‰}$$

Es decir, la relación entre la diferencia de la composición isotópica de la muestra analizada y el patrón, y la composición isotópica del propio patrón. El patrón utilizado usualmente para el carbono es el PDB (*Belemnite americana*, de la *Pee Dee Formation* (Carolina del Sur, EEUU), establecido por Craig (1957), aunque habitualmente se utilizan patrones propios y, posteriormente, los resultados se expresan normalizados respecto al PDB. El interés del estudio de la composición isotópica del carbono, radica en que los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  son buenos indicadores de la procedencia original del carbono que ha originado los carbonatos que se analizan (orgánico e inorgánico), y en el primer caso, del tipo de vegetación dominante.

### 17.2.2. Isótopos del Oxígeno

El oxígeno presenta en la naturaleza tres isótopos estables:  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  y  $^{18}\text{O}$ . El  $^{16}\text{O}$  es el más abundante con un 99,76%. Entre los dos isótopos minoritarios, el  $^{18}\text{O}$  es el que tiene mayor presencia con un 0,2% frente al 0,04% del  $^{17}\text{O}$  por lo que la composición isotópica del oxígeno se expresa a partir de la relación  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ . Dicha relación, se establece como en el caso del carbono, con la notación  $\delta$  en  $\text{‰}$ , definida como:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[ \left( \frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{muestra}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{patrón}}} - 1 \right) \cdot 1000 \right] \text{‰}$$

El patrón utilizado para el oxígeno cuando se analiza en carbonatos sólidos es también el PDB. En el caso de carbonatos disueltos se utiliza habitualmente el SMOW (*Standard Mean Ocean Water*). Ambos se relacionan mediante las ecuaciones:

$$\delta^{18}\text{O} (\text{SMOW}) = 1,03086 \delta^{18}\text{O} (\text{PDB}) + 30,86$$

$$\delta^{18}\text{O} (\text{PDB}) = 0,97006 \delta^{18}\text{O} (\text{SMOW}) - 29,94$$

Para el estudio de los cementos de las brechas de los paleocolapsos se ha utilizado en todos los casos el patrón PDB.

El interés fundamental del estudio de la composición isotópica del Oxígeno en los depósitos de precipitación química es utilizar el resultado de la relación como un geotermómetro, ya establecido por Bowen (1966). No obstante, en muy pocas ocasiones se dan las condiciones óptimas para el conocimiento de la paleotemperatura absoluta. Es posible establecer relativamente la existencia de variaciones de temperatura y el rango de éstas. En el caso ideal de equilibrio isotópico y conocimiento de la composición isotópica del fluido original, la paleotemperatura se puede calcular mediante la fórmula de Shackleton y Kennett (1975):

$T^a$  (°C) =  $16,9 - 4,38 (\delta_c - \delta_w) + 0,1 (\delta_c - \delta_w)^2$ , donde  $\delta_c$  y  $\delta_w$  son las composiciones isotópicas del carbonato y del agua respectivamente.

Otros autores han establecido diferentes fórmulas para materiales específicos como la dolomita o el aragonito o para depósitos marinos y continentales, teniendo en cuenta la existencia de diversos factores que pueden alterar la señal isotópica primaria de un carbonato (salinidad, tipo de organismos en el caso de carbonatos orgánicos, altitud, latitud y otros).

### 17.2.3. Metodología de muestreo sobre el terreno

Es importante destacar que la recolección de muestras sobre el terreno ha requerido de una identificación previa de los cementos analizados y la aplicación de una metodología específica en dos paleocolapsos concretos. Dada la diversidad lateral y vertical de los cementos en las brechas y entre las brechas, se ha optado por un muestreo sistemático basado en una distribución geográfica de los paleocolapsos representativa de toda la costa oriental de Mallorca y de las diferentes zonas de éste. Un segundo criterio, ha sido la diferenciación de los cementos según el ambiente, divididos en dos grandes grupos: freáticos y vadosos. Con respecto a los cementos freáticos, y dado que son más abundantes en las brechas, el número de muestras analizadas con respecto a los cementos vadosos es mayor. Los cementos vadosos parecen tener menor presencia en general, siendo su representación cuantitativa menos importante.

Se han tomado un total de 44 muestras en siete localidades distintas (figura 125 y tabla 11) entre 2,5 m y 24 m de cota. Del total de las muestras analizadas, 28 corresponden a cementos freáticos y 16 a vadosos (tabla 11). No obstante, sobre el total de los cementos vadosos, únicamente 6 son cementos distintos entre sí, puesto que en cuatro ejemplares se ha llevado a cabo un análisis sobre diferentes láminas de crecimiento para constatar la variación isotópica en una misma familia de cementos, y valorar si dicho depósito se ha desarrollado en condiciones de equilibrio isotópico.

En dos estructuras de paleocolapso, seleccionadas previamente, se ha llevado a cabo un muestreo selectivo en la vertical: Cap de Sa Paret (CSP-1) y Porto-Colom (PTC-7) (tabla 11 y 12). En dichas localidades se han tomado 11 y 13 muestras respectivamente, con un intervalo entre cada una de ellas de  $\pm 2$  m, dependiendo del interés que pueda tener el cemento en cuestión.

Estos paleocolapsos han sido elegidos por la buena accesibilidad, por el afloramiento de todas las partes de la estructura, por la variedad de los cementos (lateral y vertical) desde la base hasta el techo del paleocolapso, y por ser especialmente representativos dada su ubicación entre las brechas que rellenan la cavidad original (desarrolladas sobre facies de *lagoon* externo) en el



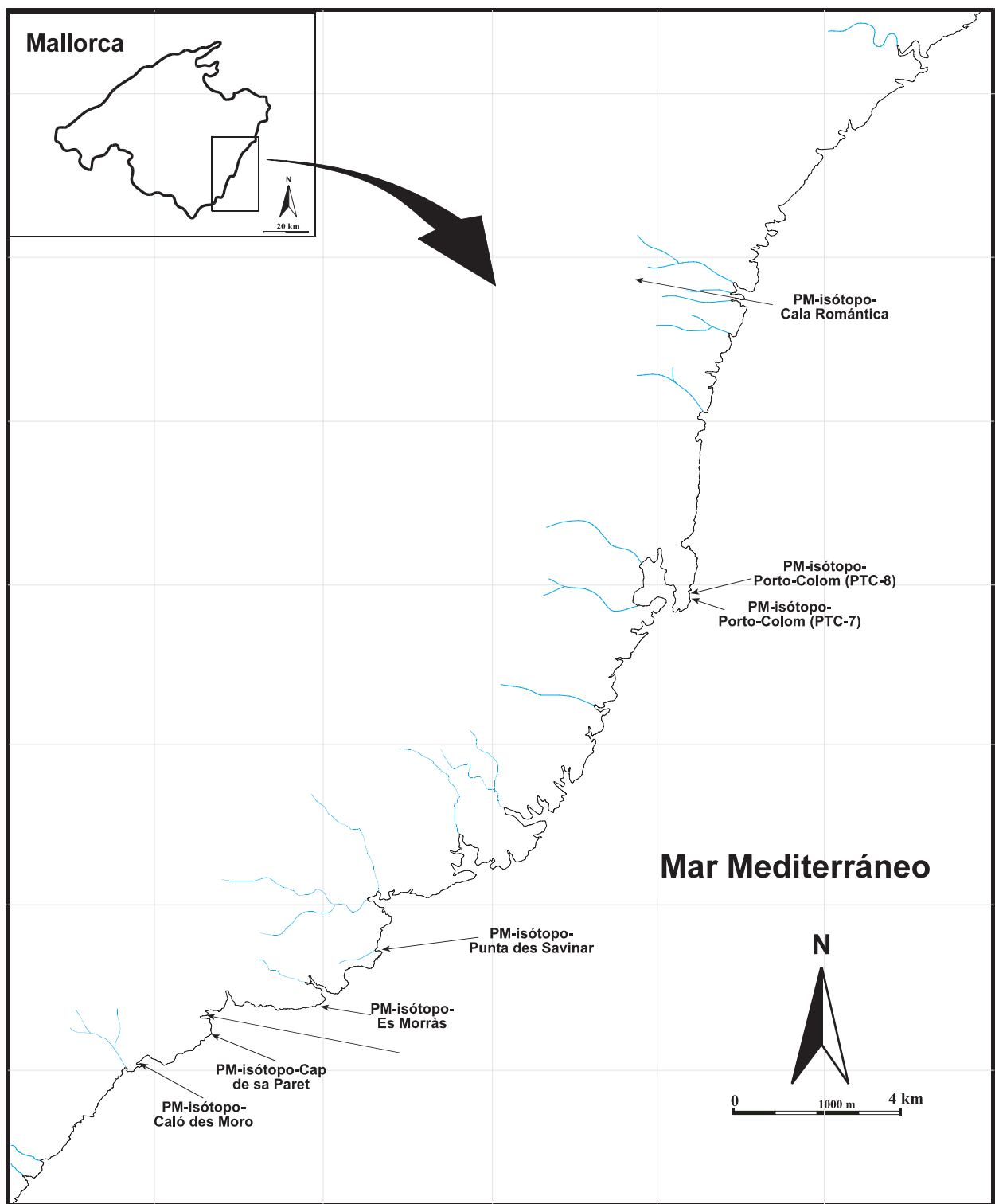


Figura 125. Ubicación de las muestras recolectadas para el análisis de isótopos estables en la costa oriental de Mallorca

ejemplo de Porto-Colom o, en el caso de Capa de Sa Paret, entre los clastos formados por el colapso y situado por encima de la cavidad original. En Cap de Sa Paret, la base del paleocolapso se corresponde con la zona superior de la paleocavidad (3 m de potencia) y el resto del muestreo se corresponde a cementos asociados a las facies de la Caliza de Santanyí (21 m de potencia) que han colapsado. Por el contrario, en Porto-Colom la base del paleocolapso se corresponde con la base de la cavidad (que aflora prácticamente en su totalidad ya que el *lagoon* externo tiene una potencia aflorante de 18 m) y en el techo con las facies de la Caliza de Santanyí colapsadas, que no superan los 5 m de espesor. Se han tomado también muestras en coladas estalagmíticas asociadas a estructuras de paleocolapso (Capa de Sa Paret y Porto-Colom), así como en cavidades (Caló des Moro y Cala Romántica) para comparar las relaciones isotópicas entre los cementos asociados a estructuras de paleocolapso y en cavidades adyacentes.

La cota y la posición del cemento con respecto a la parte de las estructuras de paleocolapso ha sido otro criterio para la selección de las muestras. También se han tomado muestras puntuales en otras estructuras distribuidas en la costa acantilada a diferentes cotas y posición facies con el fin de analizar posibles variaciones de resultados. Con ello se pretende:

- 1.- Analizar la distribución geográfica de las relaciones isotópicas en las estructuras de paleocolapso en la costa oriental de Mallorca.
- 2.- Analizar los resultados isotópicos de los cementos de las brechas dentro de cada estructura de paleocolapso.
- 3.- Comparar los resultados isotópicos entre distintos tipos de cementos (freáticos y vadosos) y sus cotas (sobre el nivel del mar actual).
- 4.- Establecer en la medida de lo posible la evolución isotópica, si existe, y que relación tiene con las fluctuaciones marinas
- 5.- Deducir la información paleoambiental y paleoclimática de los cementos muestreados.

### **17.3. Resultados del análisis de isótopos estables en los cementos de las brechas de los paleocolapsos**

A continuación se ofrecen los resultados de los análisis de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  realizados sobre las muestras de los cementos en la tabla 10. En las muestra PM-13 y PM-22 b se ha llevado a cabo un análisis seriado a lo largo de una misma capa de una colada vadosa para confirmar o no la existencia de equilibrio isotópico durante el depósito.

#### *17.3.1. Los cementos de Cap de Sa Paret*

Corresponden a una secuencia vertical en un mismo paleocolapso (CSP-1). Los análisis han sido realizados sobre 14 muestras entre 2,5 m y 23 m s.n.m. (tabla 11, 12 y figura 126). En la muestra PM-22 b se han realizado 3 análisis seriados a lo largo de una misma banda de creci-

Tabla 9.- Descripción y situación de las muestras tomadas para el análisis de isótopos estables en Porto-Colom, Mallorca					
Muestra		Localidad	Situación	Descripción	Observaciones
Cod.	Cod. Muestra				
1	PM-Isótopo-01	Cala de Sa Paret	En brecha caótica de colapso, a 2,5 m.s.n.m y coincidiendo en su posición estratigráfica con la unidad arrecifal	Fragmento de cemento con un crecimiento de cristales elongados a techo de la muestra con forma tetraédrica de color amarillento-semitransparente. El tamaño de la muestra es de 2,5 cm	Freático
2	PM-Isótopo-02	Cap de Sa Paret	En brecha caótica de colapso, a 5 m .s.n.m y coincidiendo en su posición estratigráfica en la base de las facies de manglar	Fragmento de cemento cristalizado con un crecimiento de cristales tetraédrico sin elongamiento a techo de la muestra, de color blanco-semitransparente. El tamaño de la muestra es de 2 cm	Freático
3	PM-Isótopo-03	Cap de Sa Paret	En brecha caótica de colapso, a 7,2 m.s.n.m y coincidiendo en su posición estratigráfica con facies de manglar	Fragmento de cemento con un crecimiento de cristales tetraédrico a techo de la muestra, de color blanco-semitransparente. El tamaño de la muestra es de 2 cm	Freático
4	PM-Isótopo-04	Cap de Sa Paret	En brecha caótica de colapso, a 9 m .s.n.m coincidiendo en su posición estratigráfica facies de manglar	Fragmento de cemento con un crecimiento de cristales tetraédrico de color blanco-semitransparente con pequeñas porciones de arcillas rojas . El tamaño de la muestra es de 2 cm	Freático
5	PM-Isótopo-05	Cap de Sa Paret	En brecha caótica de colapso, a 11 m.s.n.m y coincidiendo en su posición estratigráfica con el techo de las facies de manglar	Fragmento de cemento con un crecimiento de cristales tetraédrico y elongados a techo de la muestra, de color blanco-semitransparente con pequeñas porciones de arcillas rojas . El tamaño de la muestra es de 7 cm	Freático
6	PM-Isótopo-06	Cap de Sa Paret	En brecha caótica de colapso, a 13 m.s.n.m y coincidiendo en su posición estratigráfica con la base de facies estromatolíticas	Fragmento de cemento con un crecimiento de cristales romboédrico y elongados a techo de la muestra, de color blanco-semitransparente con pequeñas porciones de arcillas rojas . El tamaño de la muestra es de 4 cm	Freático
7	PM-Isótopo-07	Cap de Sa Paret	En brecha caótica de colapso, a 15 m.s.n.m y coincidiendo en su posición estratigráfica con la facies estromatolíticas	Fragmento de cemento con un crecimiento de cristales de geometría poco definido, de color blanco-semitransparente con pequeñas porciones de arcillas rojas. En su base presenta una fragmento de Caliza de Santanyi sobre la que había precipitado la muestra en cuestión. El tamaño de la muestra es de 4 cm	Freático
8	PM-Isótopo-08	Cap de Sa Paret	En brecha caótica de colapso, a 17 m.s.n.m y coincidiendo en su posición estratigráfica con las facies oolíticas	Fragmento de cemento con un crecimiento de cristales eleongado a techo de la muestra, de color blanco-semitransparente con pequeñas porciones de arcillas rojas en la base. El tamaño de la muestra es de 3 cm	Freático
9	PM-Isótopo-9	Cap de Sa Paret	En brecha caótica de colapso, a 19 m.s.n.m y coincidiendo en su posición estratigráfica con las facies oolíticas	Fragmento de cemento vadoso laminado en al menos 7 bandas bien diferenciadas. De base a techo presenta una primera banda de mayor espesor (4 cm) con un crecimiento de cristales elongados a techo, de color amarillo-semitransparente con pequeñas fragmentos de arcillas rojas. La segunda banda presenta un color ocre con el mismo tipo de cristales y de un espesor de 2 cm. A techo de ésta banda se diferencia una tercera en la que se observa un cambio en el la geometría de los cristales, que se acucan horizontalmente, y un incremento de color del tono ocre con una superficie de estratificación a techo muy definida que diferencia el límite de la misma. Su espesor de es de 2 cm. La cuarta banda presente un espesor de 1 cm, con una geometría de cristales romboédrica en cuya base parece asentarse una lámina de arcillas de no más de 1mm de espesor. A techo de la misma aparece una quinta banda de 3 mm de espesor con critales micrométricos de color amarillento. A techo presenta una superficie de erosión muy definida que separa las dos últimas bandas, integrada en un mismo sistema de crecimiento cristalino pero con una diferencia en el tono de su color que separa una de otra (3 mm cada una de ellas). La geometría de sus cristales parece tetraédrica en cuyo techo, aparece una laminación de calcita a modo de caliche de no más de 1 mm de espesor	

Muestra		Localidad	Situación	Descripción	Observaciones
Cod.	Cod. Muestra				
10	PM-Isótopo-10	Cap de Sa Paret	En brecha caótica de colapso 21 m.s.n.m y coincidiendo en su posición estratigráfica con las facies oolíticas	Fragmento de cemento vadoso laminado en al menos 5 bandas bien diferenciadas. De base a techo, presenta una primera banda de mayor espesor (2 cm) con un crecimiento integrados en un cemento arcilloso con microclastos de calcita de color rojo oscuro. La segunda banda con un espesor de 3 cm es la mayor y presenta un color en su base blanco con una gradación a amarillo-semitransparente con cristales de geometría romboédrica y elongados. A techo de esta banda, se diferencia una tercera que se acuña lateralmente y se pliega con cristales tetraédricos y de tono amarillento con una superficie de estratificación a techo muy definida que diferencia el límite de la misma. Su espesor es de 0,5-1 cm. La cuarta y última banda presenta un gran número de pequeñas laminaciones que la conforman, alternado superficies de estratificación micrométricas de color anaranjado y donde los cristales siempre aparecen con geometría tetraédrica y alternan colores ocres y amarillentos.	
11	PM-Isótopo-11	Cap de Sa Paret	En brecha caótica de colapso 24 m.s.n.m y coincidiendo en su posición estratigráfica con el techo de las facies oolíticas	Fragmento de cemento con un crecimiento de cristales elongados a techo de la muestra de geometría romboédrica, de color blanco-semitransparente. El tamaño de la muestra es de 3 cm	Freático
12	PM-Isótopo-01	Porto-Colom PTC-7	En brecha caótica de colapso 3,5 m s.n.m y coincidiendo en su posición estratigráfica con la unidad arrecifal	Fragmento de cemento con un crecimiento de cristales que a techo de la muestra con forma tetraédrica y sensiblemente laminado, de color blanco-transparente. En la base se observa un pequeña capa de arcillas. El tamaño de la muestra es de 1,5 cm	Freático
13	PM-Isótopo-02	Porto-Colom PTC-7	En brecha caótica de colapso 6 m s.n.m y coincidiendo en su posición estratigráfica con facies de la unidad arrecifal	Fragmento de cemento sin apenas laminación e integrado en un paquete de sedimento bioclástico. La muestra presenta colores rosados y amarillentos, en su base y a techo ocres oscuros. El tamaño de la muestra es de 7 cm	Freático
14	PM-Isótopo-03 A	Porto-Colom PTC-7	En brecha caótica de colapso 6,20 m s.n.m y coincidiendo en su posición estratigráfica facies de la unidad arrecifal	Fragmento de cemento con un crecimiento de cristales tetraédrico donde se observa laminación, de color blanco-semitransparente. El tamaño de la muestra es de 2 cm	Freático
15	PM-Isótopo-03 B	Porto-Colom PTC-7	En brecha caótica de colapso 6,20 m s.n.m y coincidiendo en su posición estratigráfica facies de la unidad arrecifal	Fragmento de cemento con un crecimiento de cristales en forma de piña de color marrón claro. El tamaño de la muestra es de 2 cm	Freático
16	PM-Isótopo-04	Porto-Colom PTC-7	En brecha caótica de colapso 8 m s.n.m y coincidiendo en su posición estratigráfica con facies de la unidad arrecifal	Fragmento de muestra vadosa en una colada de 1 m de potencia, con una laminación muy definida (mm) que alterna colores amarillentos y marrones claros. El tamaño de la muestra es de 2 cm	Vadoso
17	PM-Isótopo-05	Porto-Colom PTC-7	En brecha caótica de colapso 9 m s.n.m y coincidiendo en su posición estratigráfica con facies de la unidad arrecifal	Fragmento de cemento con un crecimiento de romboédrico de color blanco con un suave tono de amarillo. El tamaño de la muestra es de 1 cm	Freático
18	PM-Isótopo-06 A	Porto-Colom PTC-7	En brecha caótica de colapso 11,5 m s.n.m y coincidiendo en su posición estratigráfica con facies de la unidad arrecifal	Fragmento de cemento con crecimiento de cristales poco definido, de geometría tetraédrica y romboédrica (milimétricos), que parecen crecer desde la base al techo en una primera lámina y a partir de ésta, hasta el techo, a la inversa. En su techo presenta una fragmento de arcillas, aparentemente laminado, por encima del cual parece que sigue la misma familia de cemento. Alterna colores de base a techo, amarillento, grisáceo y ocre. El tamaño de la muestra es de 4 cm	Freático

Muestra		Localidad	Situación	Descripción	Observaciones
Cod.	Cod. Muestra				
19	PM-Isótopo-06 B	Porto-Colom PTC-7	En brecha caótica de colapso, a 11,5 m s.n.m y coincidiendo en su posición estratigráfica con las facies oolíticas	Fragmento de cemento con laminación definida, cristales muy pequeños (micrométricos). Alternan colores marrones claros y oscuros (estos últimos ocupan las capas de mayor espesor). El tamaño de la muestra es de 3 cm	Freático
20	PM-Isótopo-7	Porto-Colom PTC-7	En brecha caótica de colapso rellenando un poro interclasto a 13,5 m s.n.m y coincidiendo en su posición estratigráfica con facies de la unidad arrecifal	Fragmento de cemento con crecimiento de cristales elongados a techo y base, lo que indica un crecimiento coetáneo bidireccional. La geometría de los cristales es hexagonal-romboédrica de tamaño centimétrico, con colores amarillentos y ocres y tapizados en una parte por un material negruzco aparentemente orgánico. La muestra está fragmentada en cristales de no más de 1 cm de longitud	Freático
21	PM-Isótopo-8	Porto-Colom PTC-7	En el núcleo de la brecha caótica de colapso 15 m s.n.m y coincidiendo en su posición estratigráfica con facies de la unidad arrecifal	Fragmento de cemento integrado entre clastos rotados de diferentes tamaños y envuelto entre una matriz arcillosa. Presenta dos sentidos de crecimiento aunque parecen ser coetáneos en el tiempo. De base a techo está representada por una banda con un crecimiento de cristales de geometría tetraédrica-romboédrica (de 1 cm de longitud), elongados y, de unos 3 cm de espesor, con colores ocres y amarillentos. La segunda banda parece haber crecido desde el techo a la base con una geometría y tamaño similar a la primera en sus cristales, así como en los tonos de los colores. El tamaño de la muestra es de 2,5 cm.	Freático. Su posición parece <i>in situ</i> , lo que confirma que no es un clasto rotado de cemento
22	PM-Isótopo-09	Porto-Colom PTC-7	En brecha caótica de colapso, a 17 m s.n.m y coincidiendo en su posición estratigráfica con la con facies de la unidad arrecifal	Fragmento de cemento con crecimiento de cristales elongados a techo y de geometría tetraédrica-romboédrica. Presenta arcillas adheridas a los cristales y en algunos casos interestratificadas entre éstos. El color es ocre amarillento con algunas zonas verdes debido a la colonización de algas o líquenes. El tamaño de la muestra es de 3 cm	Freático
23	PM-Isótopo-10	Porto-Colom PTC-7	En brecha caótica de colapso, a 19 m s.n.m y rellenando un hueco interclasto y coincidiendo en su posición estratigráfica con las facies de la unidad arrecifal	Fragmento de muestra vadosa de una colada de unos 20 cm de espesor y con un desarrollo horizontal de 2 m que crece en un hueco interclasto de la brecha caótica. Presenta una laminación muy definida que alterna bandas de orden milimétrico y micrométrico de colores ocres y marrones (este último para las bandas micrométricas) con cristales hexagonales y tetraédricos y muy homogéneos en geometría y tamaño de base a techo. Presenta pequeñas laminaciones de arcilla que recubren parte de los cristales. El tamaño de la muestra es de 3 cm	Vadoso
24	PM-Isótopo-11	Porto-Colom PTC-7	En brecha caótica de colapso, a 21 m s.n.m y rellenando un hueco interclasto y coincidiendo en su posición estratigráfica con el techo de la unidad en la plataforma (facies de la unidad oolítica)	Fragmento de cemento de una colada de unos 17 cm de espesor y con un desarrollo horizontal de 2 m que crece en un hueco interclasto a techo de la brecha caótica. Presenta una laminación muy definida que alterna bandas de orden micrométrico de colores ocres y marrones oscuros. La geometría de sus cristales es hexagonal. El tamaño de la muestra es de 3,5 cm de longitud y 15 cm en horizontal.	
25	PM- Isótopo-01	Punta des Savinar I	Rellenando el poro de una brecha caótica de colapso	Cemento de color ocre y cristales elongados con fracciones de arcilla que recubren parte de éstos. Presenta un tamaño de 2,5 cm	
26	PM- Isótopo 02	Punta des Savinar I	En brecha caótica de colapso rellenando un poro de disolución	Cemento de color ocre claro con un crecimiento de cristales elongados. Presenta un tamaño de 3 cm	
27	PM- Isótopo 03	Punta des Savinar I	En brecha caótica de colapso, rellenando una fractura intermatriz (arcilla)	Cemento con una superficie que presenta un crecimiento de cristales elongados de color ocre suave. Su tamaño es de 2 cm	
28	PM- Isótopo -01	Calo des Moro	En cavidad de unos 10 m <sup>2</sup> con forma típica de cavidades en zona de mezcla, dentro de la unidad arrecifal a unos 7 m sobre el nivel del mar	Muestra de una colada calcítica de color ocre oscuro con bandas de crecimiento que aumentan de espesor a techo de la muestra, así como el tamaño de los cristales	

Muestra		Localidad	Situación	Descripción	Observaciones
Cod.	Cod. Muestra				
29	PM- Isótopo - 01	Es Morrás	Rellenando una fractura en una zona de colapso a unos 4 m sobre el nivel del mar	Cemento calcítico de color amarillento y en algunas partes blanco adherido a un fragmento de roca caliza bien cementada y con porosidad vugy y móldica. 10 cm	Podrían hacerse análisis isotópicos en el fragmento de roca caliza
30	PM- Isótopo - 01	Cala Romántica	Rellenando un poro de facies de talud arrecifal (proximal) muy karstificadas	Cemento con bandas definidas de crecimiento con forma romboédrica de color ocre con fragmentos de arcillas adheridos sobre la muestra. Presenta un tamaño de unos 3 cm	
31	PM- Isótopo - 01	Porto-Colom (3)	En brecha de colapso rellenando un oquedad interestrato a techo de la Caliza de Santanyi	Cemento (colada calcítica) con bandas de crecimiento con forma romboédrica que alternan colores desde la base al techo: ocre-blanco-ocre-blanco, de 0,5 cm de espesor. La muestra presenta una potencia de 2,5 cm	Deberían hacerse análisis isotópicos en cada una de las bandas que presenta la muestra
32	PM- Isótopo - 02	Poto-Colom	En facies arrecifales brechificadas a 9 m.s.n.m	Cemento calcítico rellenando un porosidad interclasto, con cristales de crecimiento elongado romboédricos.	
33	PM-Isótopo-03	Poto-Colom	En facies arrecifales brechificadas a 6 m.s.n.m	Cemento, que aparece rellenando un poro de una espeleotema vadoso de edad más antigua (PM-Isótopo-03/Porto Colom)	
34	PM-Isótopo-04	Poto-Colom	En facies arrecifales brechificadas a 6 m.s.n.m	Espeleotema vadoso tipo colada con capas de estratificación bien definidas que alternan colores grises, ocre y amarillentos.	Por su textura y apariencia parece una colada muy antigua
35	PM-freática-01	Puna des Savinar	En brecha caótica de colapso con cementos inter-intra clasto	Cemento con distintas bandas de crecimiento de estructura similar pero con diferentes colores que alternan ocre, marrones y blancos.	
36	PM-Isótopo-01	Cala Llomabards	En matriz de brecha caótica de colapso en facies Caliza de Santanyi	Cemento con cristales alargados a techo de la muestra de geometría romboédrica. Color blando-semi-transparente en algunas partes	

miento. Los resultados no han permitido constatar la existencia de equilibrio isotópico de la deposición, lo que permite realizar interpretaciones paleoambientales y de paleotemperaturas en dicho ejemplar (figura 127).

Los valores obtenidos de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  presentan un intervalo de variación relativamente reducido, especialmente en  $\delta^{18}\text{O}$ . La relación representada en la figura 128 muestra que la variación de la distribución está fundamentalmente controlada por los valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , puesto que los resultados de  $\delta^{18}\text{O}$  son muy homogéneos. Todos los resultados isotópicos son negativos situándose entre ente  $-4\text{‰}$  y  $-7\text{‰}$  para el  $\delta^{18}\text{O}$  (aunque la mayoría están entre  $-4\text{‰}$  y  $-6\text{‰}$ ) y  $-5\text{‰}$  y  $-13\text{‰}$  para el  $\delta^{13}\text{C}$  (con un grupo mayoritario entre  $-6\text{‰}$  y  $-11\text{‰}$ ), sin constatare valores muy extremos. La correlación de los valores entre  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ , definida por la recta de regresión  $y = 0,5419x - 6,2744$ , con un coeficiente de correlación de  $R^2 = 0,623$  es ligeramente positiva.

La diferencia de cota en el conjunto total de cementos analizados no responde a una tendencia clara en la variación hacia valores más o menos negativos en la relación  $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ , ya que éstos fluctúan sensiblemente en un rango poco significativo.

Las diferencias en las relaciones isotópicas más destacables están determinadas por el tipo de cemento, freático o vadoso. Los cementos freáticos presentan relaciones isotópicas muy similares, situándose la mayoría entre  $-9$  y  $-10\text{‰}$   $\delta^{13}\text{C}$  y entre  $-5\text{‰}$  y  $-6\text{‰}$   $\delta^{18}\text{O}$  (figura 128). En el caso de los cementos vadosos, presentan un rango de variación mayor, con valores com-

Tabla 10.- Resultados de los análisis de isótopos estables del  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  en los diferentes cementos muestreados en las brechas de los paleocolapsos de la costa este de Mallorca. Para cada resultado se indica la cota en metros s.n.m y el ambiente de precipitación del cemento (freático o vadoso)

Código muestra campo	Muestra laboratorio	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} \text{‰}$			$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} \text{‰}$			Cota	Medio	
<b>PORTO COLOM</b>										
1	PM-Isótopo-01	PM-1	-6,67			-4,03			3,5	Freático
2	PM-Isótopo-02	PM-2	-8,77			-5,44			6	Freático
3	PM-Isótopo-03 A	PM-3	-9,7			-6			6,20	Freático
4	PM-Isótopo-03 B	PM-4	-8,404			-5,911			6,20	Freático
5	PM-Isótopo-04	PM-5	-8,636			5,755			8	Vadoso
6	PM-Isótopo-05	PM-6	-9,003			-6,111			9	Freático
7	PM-Isótopo-06 A	PM-7	-9,654			-6,119			11,5	Freático
8	PM-Isótopo-06 B	PM-8	-9,558			-4,782			11,5	Freático
9	PM-Isótopo-7	PM-9	-10,084			-5,596			13,5	Freático
10	PM-Isótopo-8	PM-10	-9,033			-4,42			15	Freático
11	PM-Isótopo-09	PM-11	-9,231			-5,188			17	Freático
12	PM-Isótopo-10	PM-12	-7,844			-4,39			19	Vadoso
13	PM-Isótopo-11	PM-13	-7,196	-7,284	-7,284	-4,887	-4,769	-4,472	21	Vadoso
<b>CAP DE SA PARET</b>										
14	PM-Isótopo-01	PM-14	-10,366			-5,223			2,5	Freático
15	PM-Isótopo-02	PM-15	-10,017			-4,651			5	Freático
16	PM-Isótopo-03	PM-16	-11,098			-5,552			7,2	Freático
17	PM-Isótopo-04	PM-17	-8,879			-6,261			9	Freático
18	PM-Isótopo-05	PM-18	-9,559			-5,19			11	Freático
19	PM-Isótopo-06	PM-19	-7,505			-6,0			13	Freático
20	PM-Isótopo-07	PM-20	-8,382			-5,855			15	Freático
21	PM-Isótopo-08	PM-21	-10,16			-5,997			17	Freático
22		PM-22-A	-12,422			-6,9			19	Vadoso
23	PM-Isótopo-09	PM-22-B	-6,64	-6,8	19	-4,032	-4,167	-4,232	19	Vadoso
24		PM-22-C	-10,342			-5,846			19	Vadoso
25		PM-23-A	-8,147			-4,467			21	Vadoso
26	PM-Isótopo-10	PM-23-B	-10,054			-5,094			21	Vadoso
27	PM-Isótopo-11	PM-24	-6,098			-6,378			24	Freático
<b>PORTO COLOM-2</b>										
28	PM-Isótopo-01	PM-25	-6,634			-4,768			9	Freático
29	PM-Isótopo-02	PM-26	-9,6			-5,07			6	Freático
30	PM-Isótopo-03	PM-27	-8,688			-4,853			6	Vadoso
<b>CALA LLOMBARDS</b>										
31	PM-Cristal-01	PM-28	-8,99			-6,027			4,5	Freático
<b>PUNTA DES SAVINAR</b>										
32	PM-01-Freática	PM-29	-8,369			-5,723			7	Freático
33	PM-02-Vadosa	PM-30	-9,656			-6,044			7,5	Vadoso
34	PM-03-Vadosa	PM-31	-8,26			-5,038			9	Vadoso
<b>CALÓ DES MORO</b>										
35	PM-Isótopo-1A	PM-32-A	-7,117			-5,428			11	Vadoso
36		PM-32-B	-3,474			-5,5			11	Vadoso
<b>ES MORRÁS</b>										
37	PM-Isótopo-01	PM-33	-7,845			-6,405			6	Freático
<b>CALA ROMÁNTICA</b>										
38	PM-Isótopo-01	PM-34	-9,505			-5,967			60??	Freático
<b>PORTO COLOM 3</b>										
39	PM-Vadosa-01	PM-35-A	-8,839			-5,075			20	Vadoso
40		PM-35-B	-8,431			-4,66			20	Vadoso
<b>PUNTA DES SAVINAR 2</b>										
41	PM-Isótopo-01	PM-36	-5,5			-2,938			6	Freático
42	PM-Isótopo-02	PM-37	-5,0			-8,8			7	Freático
43	PM-Isótopo-03	PM-38	-5,3			-8,5			7	Freático
44	PM-Isótopo-04	PM-38	-5,4			-9,7			7,5	Freático



Figura 126. Distribución de los cementos recolectados en la vertical en el paleocolapso CSP-I. Cap de Sa Paret, Santanyi, Mallorca



prendidos entre  $-4 \text{ ‰}$  y  $-7 \text{ ‰}$   $\delta^{18}\text{O}$  y  $-6,8 \text{ ‰}$  -  $-12,4 \text{ ‰}$   $\delta^{13}\text{C}$  y (figura 128). Además, la correlación entre los valores  $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$  en las muestras analizadas en diferentes bandas es muy elevada. La muestra PM-22 a, b y c, presenta valores muy espaciados entre ellos y una relación definida por la recta de regresión  $y = 1,9668x + 1,1518$  con un coeficiente de correlación de  $R^2 = 1$ . En la muestra PM-23 a y b, la correlación también es  $R^2 = 1$ , aunque la pendiente de la recta es algo más tendida ya que los valores están más próximos entre ellos. Estos datos parecen definir dos familias de cementos vadados distintos: un primer conjunto con contenidos isotópicos ligeros (entre  $-5,6 \text{ ‰}$  y  $-6,9 \text{ ‰}$   $\delta^{18}\text{O}$  y  $-10,3 \text{ ‰}$  y  $-12,4 \text{ ‰}$   $\delta^{13}\text{C}$ ). Y un segundo grupo, con valores algo más pesados, (entre  $-4 \text{ ‰}$  y  $-6,4 \text{ ‰}$   $\delta^{18}\text{O}$  y entre  $-6,1 \text{ ‰}$  y  $-8,1 \text{ ‰}$   $\delta^{13}\text{C}$ ).

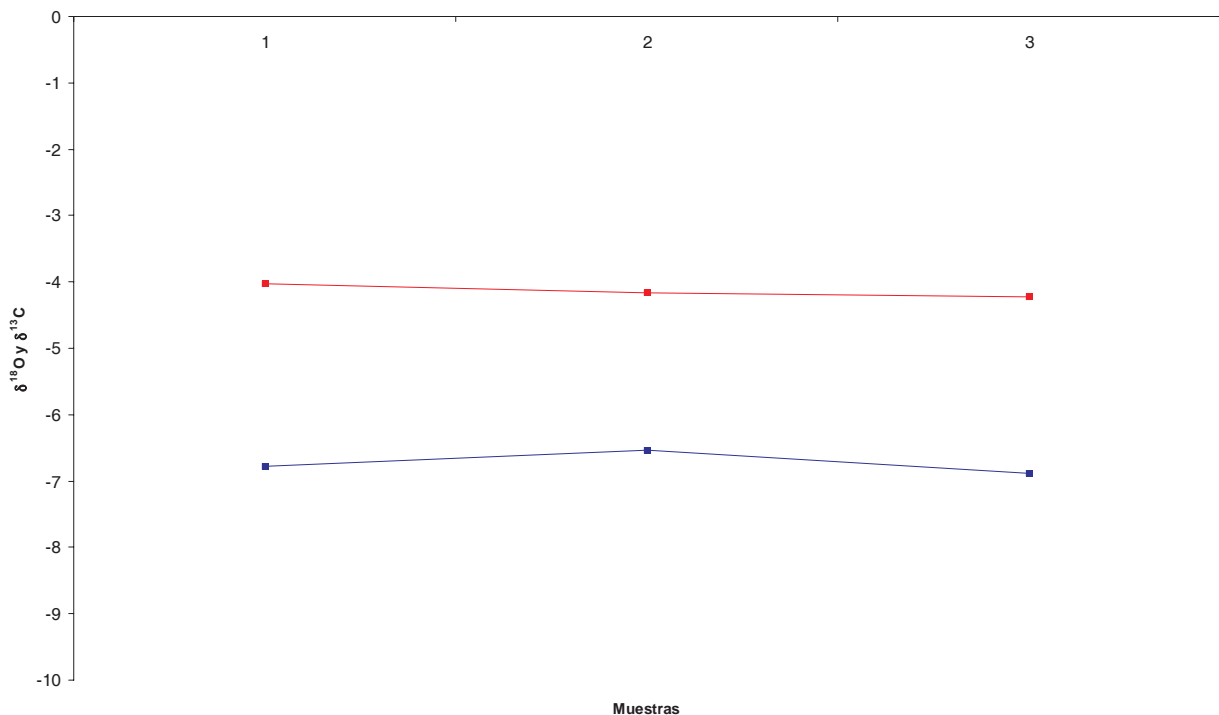


Figura 127. Análisis seriados en la horizontal de una capa de una colada del paleocolapso de Cap de Sa Paret. Los cuadros azules representan el  $^{18}\text{O}$  y los cuadros rojos el  $^{13}\text{C}$ . Existe un cierto paralelismo de los resultados, indicativo de la posible no existencia de equilibrio isotópico

No obstante y sin obviar estas diferencias entre las relaciones isotópicas, la proximidad de los valores, tanto entre los cementos vadados como en el conjunto total, hacen compleja la diferenciación entre distintos grupos de cementos.

### 17.3.2. Los cementos de Porto-Colom

Corresponden a la segunda serie vertical en un mismo paleocolapso. Los análisis han sido realizados sobre 18 muestras, de las cuales 13 pertenecen a la estructura PTC-7 (figura 129) y siete en la estructura PTC-8 (tabla 11 y 12). Todas están comprendidas entre 3,5 y 21 m s.n.m. Dado la proximidad y similitud de ambas estructuras, con la misma distribución de facies en la vertical, se han representado todas las muestras en un mismo diagrama. En la muestra PM-11, se han realizado 3 análisis seriados a lo largo de una misma banda de cre-

cimiento. Los resultados han permitido constatar la no existencia de equilibrio isotópico de la deposición, lo que impide realizar interpretaciones paleoambientales y de paleotemperaturas en dicho ejemplar (figura 130).

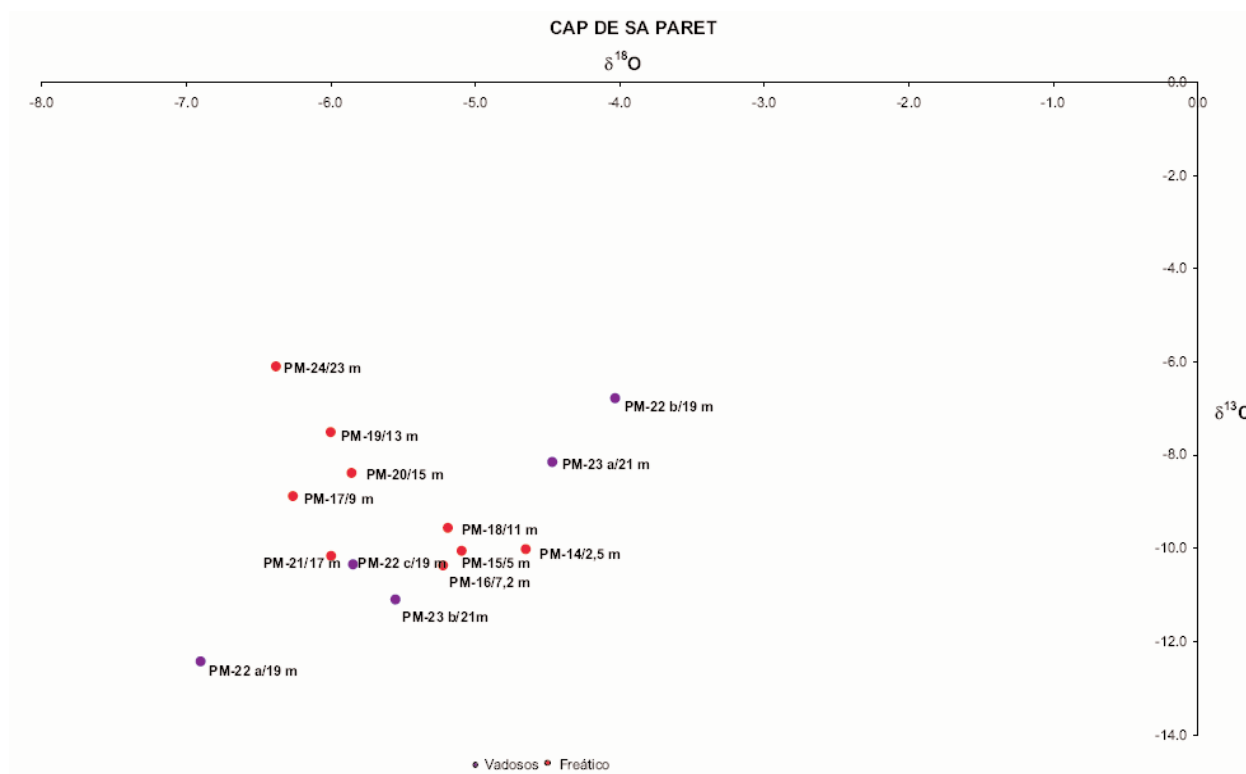


Figura 128. Representación gráfica de la composición isotópica de los cementos del paleocolapso CPS-I, Cap de Sa Paret, Santanyi, Mallorca

Los datos obtenidos de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  presentan un intervalo de variación muy reducido. Los resultados isotópicos de todas las muestras son negativos situándose entre  $-4$  ‰ y  $-7$  ‰  $\delta^{18}\text{O}$  (aunque la mayoría están entre  $-4$  ‰ y  $-6$  ‰  $\delta^{18}\text{O}$ ) y  $-6$  ‰ y  $-10$  ‰  $\delta^{13}\text{C}$ , sin constatar valores extremos (figura 131). La correlación de los valores en la relación  $d^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ , definida por la recta de regresión  $y = 0,8323x - 4,358$ , con un bajo coeficiente de correlación  $R^2 = 0,3498$ , aunque con una tendencia en la distribución algo más clara que en Cap de Sa Paret. No obstante, la homogeneidad entre los valores isotópicos de las muestras parece indicar también una estrecha relación de la geoquímica de las aguas de precipitación, tanto freáticas como meteoricas, si bien, los cementos vadosos en general presentan relaciones  $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$  más pesadas que los freáticos.

Los cementos vadosos destacan por la mayor proximidad de los valores de sus relaciones isotópicas con respecto a los freáticos, con un orden de fluctuación de  $\pm 1$  (entre  $-5,1$  ‰ y  $-4,4$  ‰  $\delta^{18}\text{O}$  y  $-7,2$  ‰ y  $-9$  ‰  $\delta^{13}\text{C}$ ) (figura 131). Esta similitud de valores, está controlada por la agrupación de resultados de diferentes cementos. Si tomamos por separado las muestras en las dos estructuras seleccionadas, PTC-7 (muestras PM-5, 12 y 13) y PTC-8 (PM-35 a y b), los valores isotópicos de los cementos vadosos presentan una correlación elevada, sobre todo en los realizados sobre un mismo cemento ( $R^2 = 0,415$  para PTC-7 y  $R^2 = 1$  para PTC-8) (figura 131).

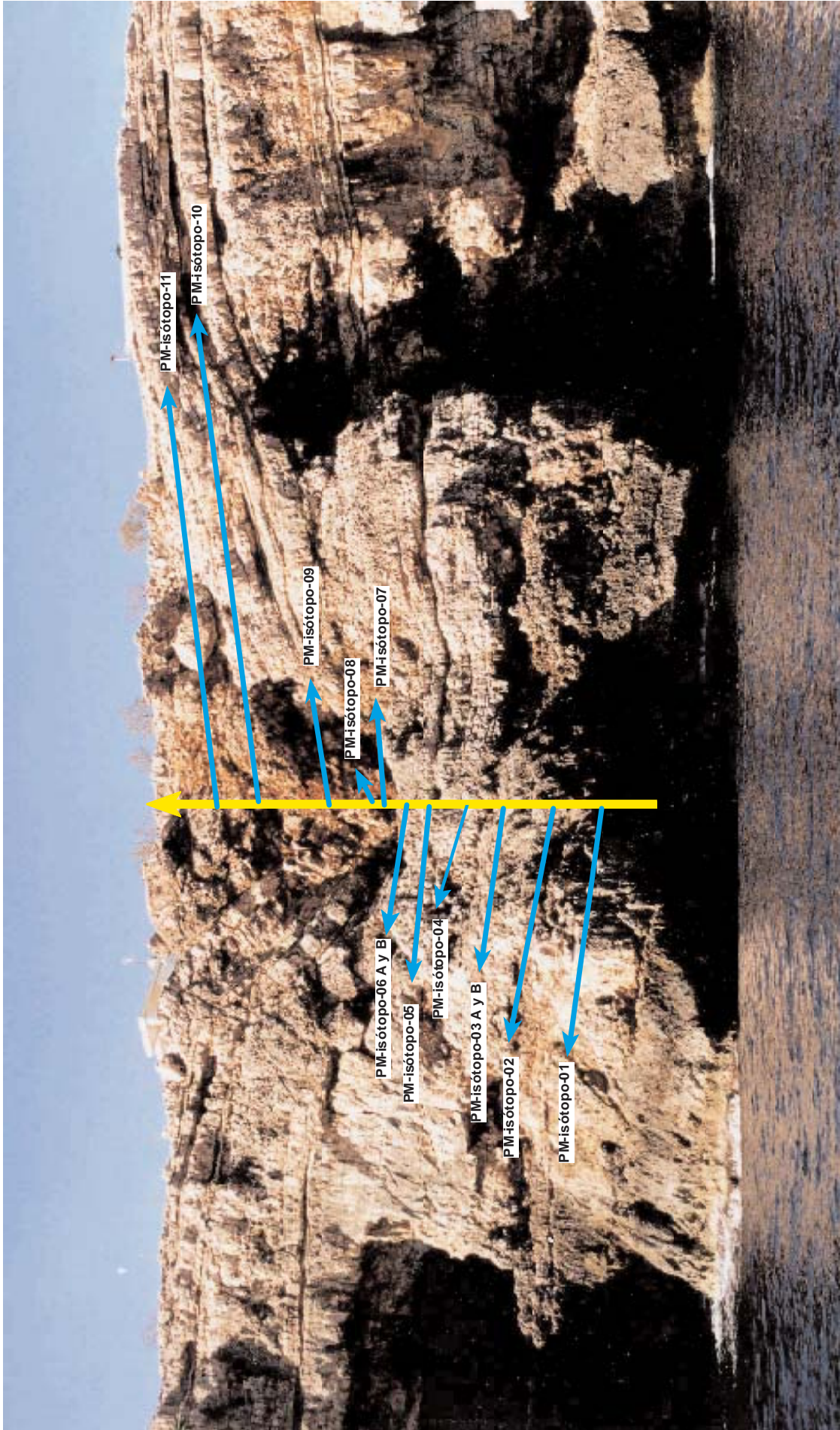


Figura 129. Distribución de las muestras en la vertical de los cementos en el Paleocolapso PTC-5. Porto-Colom, Felanitx, Mallorca

Los cementos freáticos, aunque próximos en sus contenidos isotópicos, están más dispersos que los vadosos (entre  $-4,8 \text{ ‰}$  y  $-6,1 \text{ ‰}$   $\delta^{18}\text{O}$  y  $-8,4 \text{ ‰}$  y  $-10,1 \text{ ‰}$   $\delta^{13}\text{C}$ ). Dos de ellos (PM-1 y PM-25) presentan valores por encima de la tendencia general de estos cementos, con contenidos isotópicos más pesados ( $-4,8 \text{ ‰}$  y  $-4 \text{ ‰}$   $\delta^{18}\text{O}$  y  $-6,6 \text{ ‰}$  y  $-6,7 \text{ ‰}$   $\delta^{13}\text{C}$ ) (figura 131). La correlación de los valores en el conjunto de estos cementos es

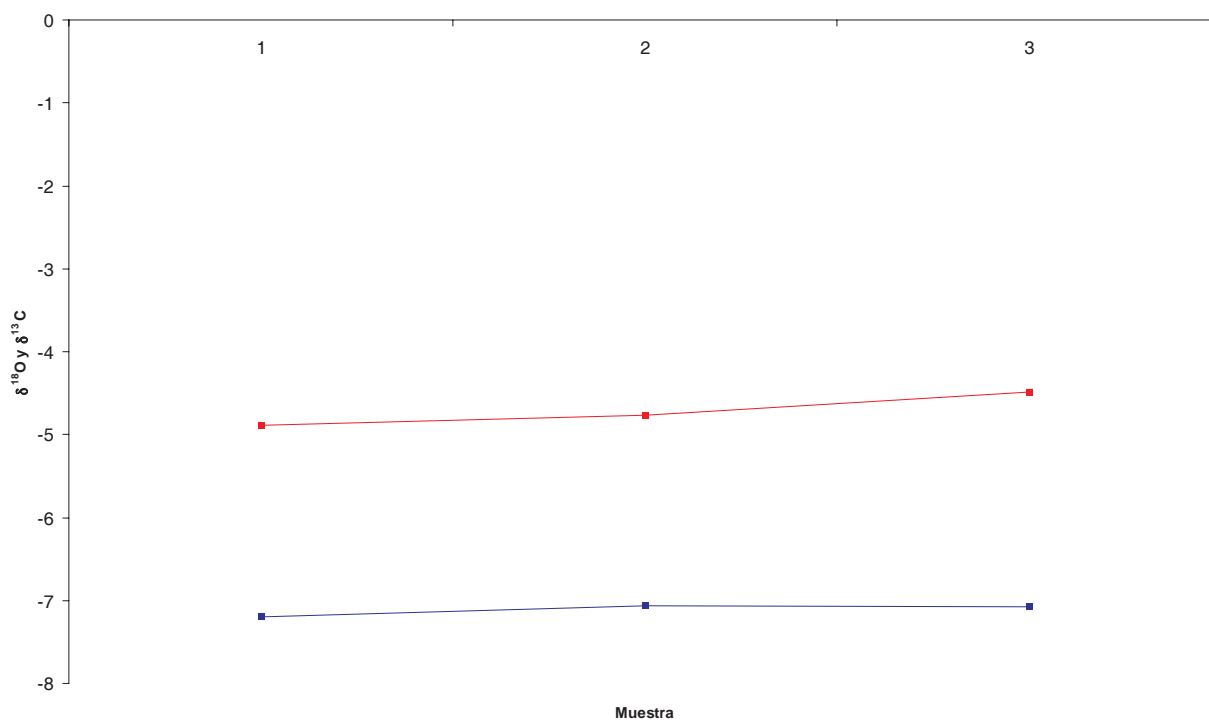


Figura 130. Análisis seriados en la horizontal de una capa de una colada en el paleocolapso de Porto-Colom. Los cuadros azules representan el  $^{18}\text{O}$  y los cuadros rojos el  $^{13}\text{C}$ . Existe un claro paralelismo de los resultados, indicativo de la no existencia de equilibrio isotópico

algo superior a la obtenida del total de los cementos vadosos ( $R^2 = 0,2159$ ) aunque inferior si los comparamos con los datos obtenidos en las distintas estructuras y/o en un mismo cemento.

El incremento de cota no responde a una tendencia clara en la variación hacia valores más o menos negativos en la relación  $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ , sino que éstos oscilan de forma aleatoria (figura 131). Sin embargo y como sucedía en Cap de Sa Paret, las muestras vadosas analizadas son, en general, las que están a mayor cota.

La tendencia de las relaciones isotópicas observadas en los cementos, freáticos y vadosos, de las estructuras muestreadas destaca por la homogeneidad de los valores.

### 17.3.3. Los cementos de Punta des Savinar

Los datos isotópicos obtenidos en esta localidad se corresponden con 7 muestras tomadas entre 6 m y 9 m, de las cuales dos corresponden a cementos vadosos (PM-30 y 31) y cinco a cementos freáticos (PM-29 y 36, 37, 38, 39) (tabla 11, 12 y figura 132). La relación isotópica  $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$  presenta un patrón algo distinto a las localidades estudiadas con anteriori-

dad. La correlación de valores definida por la recta de regresión  $y = 1,2819x - 1,9018$ , con un coeficiente de  $R^2 = 0,8451$ , es positiva presentando una correlación muy elevada. En este caso, los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  se distribuyen en un intervalo más amplio ( $-3 \text{‰}$  y  $-6 \text{‰}$ ) y los de  $\delta^{13}\text{C}$  sin embargo, se reducen a una franja más estrecha, entre  $-8 \text{‰}$  y  $-10 \text{‰}$ . Este aspecto, deriva de la proximidad de los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  en los cementos freáticos, que son más numerosos. No obstante, si tomamos únicamente como referencia los cementos vadosos, la correlación de las relaciones isotópicas de las muestras es perfecta ( $R^2 = 1$ ),

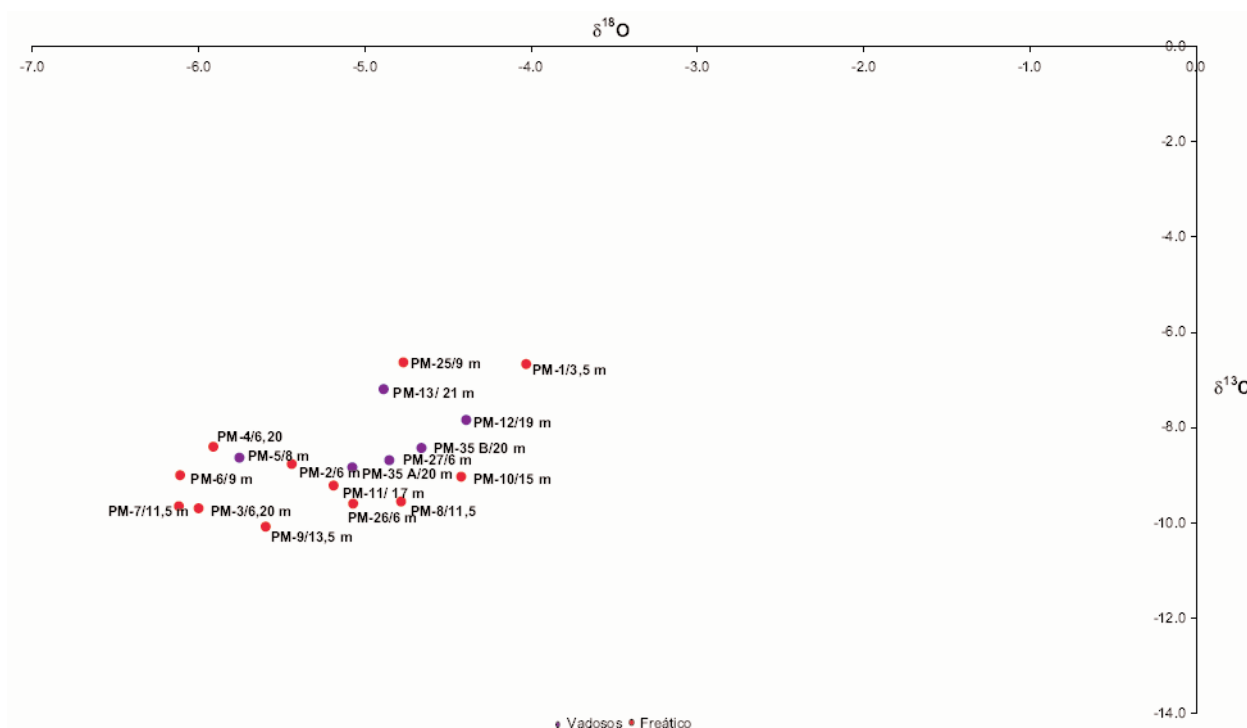


Figura 131. Representación gráfica de la composición isotópica de los cementos de los paleocolapsos PTC-7 y 8, Porto-Colom, Felanitx, Mallorca

Como sucedía en Cap de Sa Paret y Porto-Colom. En cualquier caso, este es un dato que hay que interpretar con cautela debido a que la diferencia entre el número de muestras vadosas es tres veces inferior a las freáticas.

En cuanto a los cementos freáticos, sólo uno, PM-36, presenta una variación muy significativa con respecto al resto, con valores de  $-2,9 \text{‰}$   $\delta^{13}\text{C}$  y  $-5,5 \text{‰}$   $\delta^{18}\text{O}$  (figura 132). El contenido isotópico de dicha muestra refleja una relación notablemente más pesada que el resto de muestras freáticas, asociada a un cambio en las condiciones fisicoquímicas de las aguas de precipitación. Se trata de un cemento freático que rellena parte de un poro en otro cemento freático parcialmente disuelto, lo cual indica que corresponde a una familia distinta y posterior en el tiempo. El resto, vadosos y freáticos, oscilan en intervalos muy similares, entre  $-8,3$  y  $-9,7 \text{‰}$   $\delta^{18}\text{O}$  y  $-8,4 \text{‰}$  y  $-9,7 \text{‰}$   $\delta^{13}\text{C}$ .

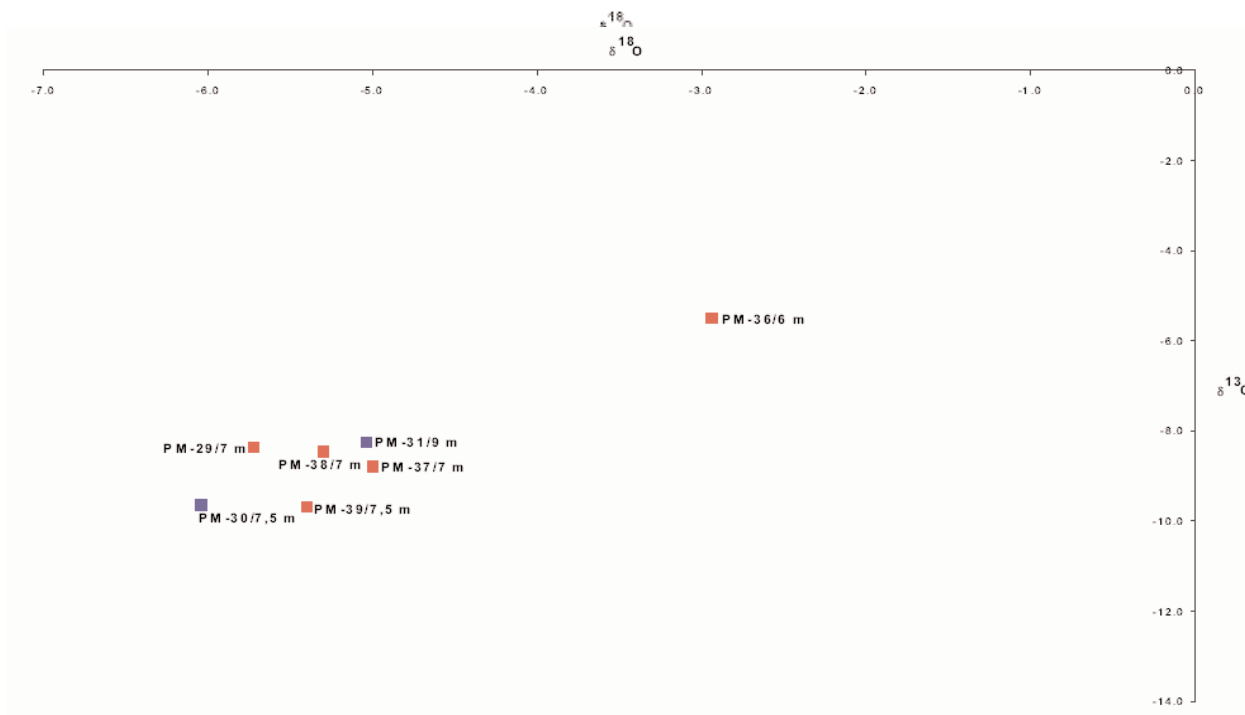


Figura 132. Representación gráfica de la composición isotópica de los cementos en Punta des Savinar, Santanyi, Mallorca

### 17.3.4. Los cementos de otras localidades

En la figura 133, se han representado todos los datos disponibles de isótopos estables en las diferentes localidades muestreadas: Cap de Sa Paret, Porto-Colom, Cala Llobards, Caló des Moro, Es Morràs, Punta des Savinar y Cala Romántica. La distribución no varía significativamente y es muy

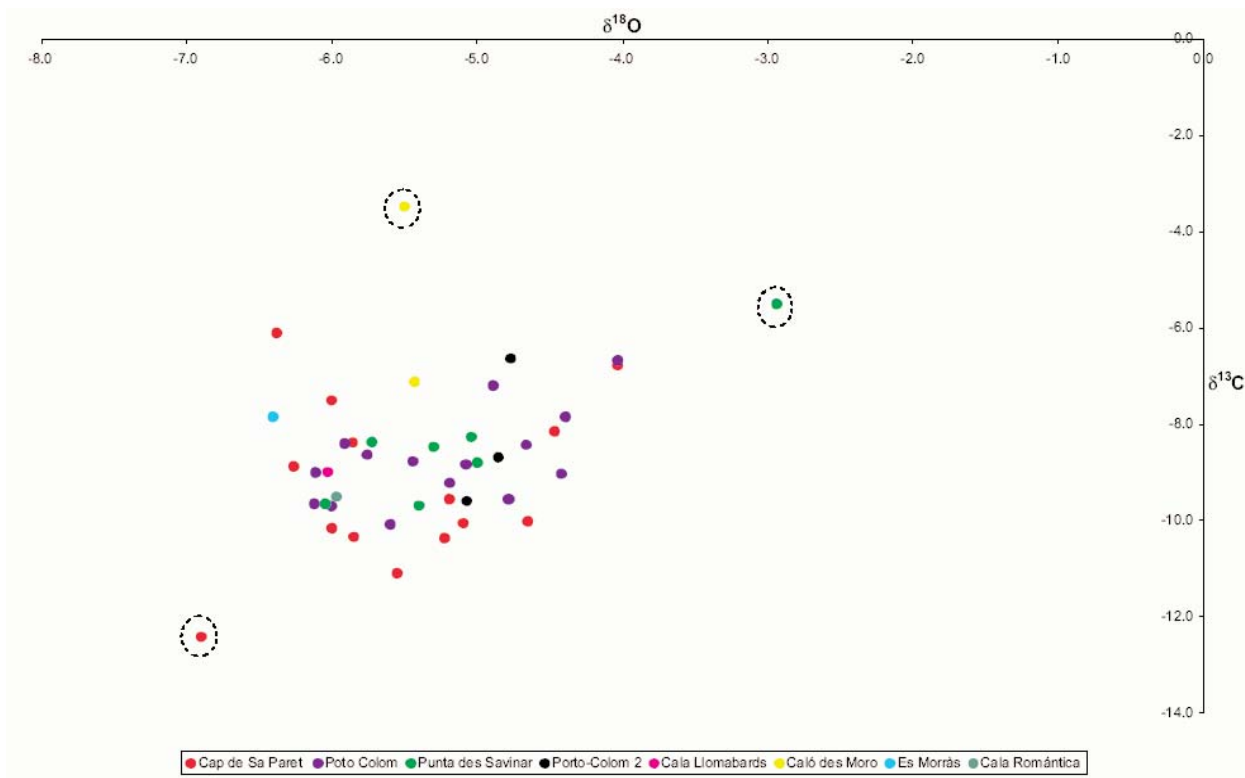


Figura 133. Representación gráfica de la composición isotópica de los cementos en todas las localidades muestreadas

similar con respecto a los datos expuestos con anterioridad. Los valores obtenidos de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  son muy homogéneos en la mayoría de las muestras (vadosas y freáticas) sin una tendencia clara, como queda corroborado por la recta de regresión  $y = 0,7858x - 4,4381$ , con un coeficiente de correlación de  $R^2 = 0,1471$ . Sólo tres muestras del total presentan valores relativamente extremos (figura 134, 135 y tabla 12); la muestra PM-32 b es la que presenta valores isotópicos más pesados en  $\delta^{13}\text{C}$  sobre el total del conjunto de cementos, aunque su valor en  $\delta^{18}\text{O}$  está en un rango normal con respecto al resto de muestras. Se trata de una colada estalagmítica ubicada en una cavidad en el *lagoon externo* en la localidad de Caló des Moro. En dicho espeleotema se han tomado dos muestras en dos bandas de crecimiento distintas a diferentes cotas, ambas en la zona intermedia del espeleotema. Sin embargo, la segunda banda analizada, PM-32 a, presenta valores significativamente más ligeros en  $\delta^{13}\text{C}$  (y próximos a los contenidos del conjunto global de muestras) aunque la variación de  $\delta^{18}\text{O}$  entre ambas muestras del mismo cemento es casi inapreciable. Ello permite constatar, que en una misma familia de cementos vadosos las condiciones de las aguas han sido distintas durante el mismo periodo en el que se produjo la precipitación que dio lugar al espeleotema.

Los otros dos valores que difieren en su relación isotópica del resto de muestras son PM-22 a, en Cap de Sa Paret y PM-36, en Punta des Savinar ambas explicadas con anterioridad (figura 133, 134 y tabla 12).

Al margen de estas excepciones, los valores isotópicos de las muestras en todas las localidades, con independencia de su ambiente de deposición, son muy homogéneos y prácticamente se agrupan en un nube de valores cercanos entre ellos (figura 134). En Cala Llombards, Es Morràs y Cala Romántica, se ha tomado una muestra por localidad. Se trata en todos los casos de cementos freáticos y los resultados isotópicos están dentro de la tendencia global de la mayoría de las muestras, con un correlación muy baja para el conjunto. Presenta valores relativamente ligeros en  $\delta^{18}\text{O}$  (todas en torno a  $-6 \text{ ‰}$ ) y  $\delta^{13}\text{C}$  (entre  $-8 \text{ ‰}$  y  $-9 \text{ ‰}$ ), sin constatar valores extremos (figura 133 y 134).

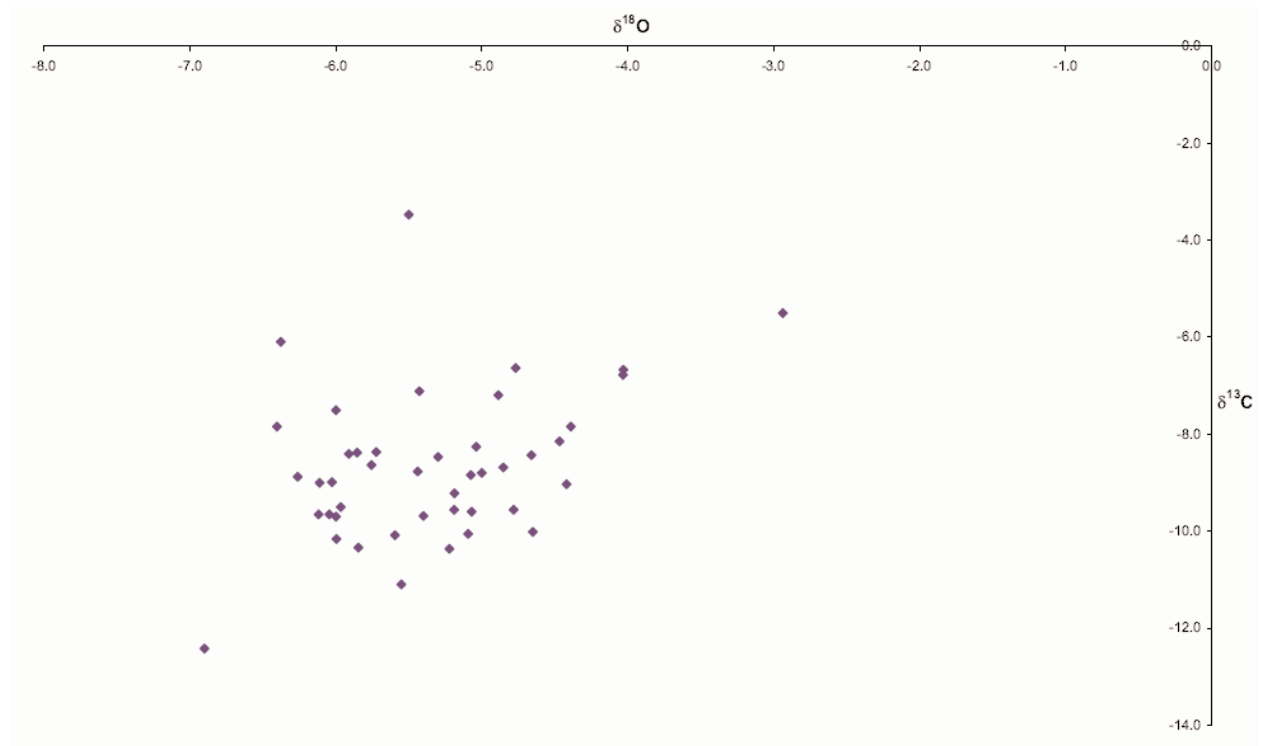


Figura 134. Representación gráfica de la composición isotópica de los cementos de todas las muestras recolectadas

La posición de la muestra no influye en la relación  $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$  oscila sensiblemente sin una relación aparente (figura 134). El ejemplo más claro que confirma esta hipótesis lo encontramos en la muestra PM-34, tomada en Cala Romántica, a 100 m de la costa y a una cota de 65 m s.n.m, con una relación isotópica de  $-6 \text{‰} \delta^{18}\text{O}$  y  $-9,5 \text{‰} \delta^{13}\text{C}$ , similar al resto de valores en otras localidades.

#### 17.4. Discusión

Los cementos estudiados presentan composiciones isotópicas del Oxígeno y el Carbono similares entre ellas, agrupándose en un conjunto relativamente homogéneo de valores. No existe una relación entre los datos isotópicos obtenidos, la distribución geográfica de los paleocolapsos y/o la posición de los cementos con respecto a la estructura de colapso. Este último aspecto, ha sido abordado a partir de representación gráfica entre los cementos ubicados en facies de talud arrecifal (donde no se han desarrollado paleocolapsos), *lagoon* externo (cavidad original dentro del Complejo Arrecifal y Caliza de Santany (zona colapsada) (figura 135). *A priori*, se mantiene la homogeneidad entre valores con independencia de la ubicación de las muestras, si bien los cementos muestreados en el *lagoon* externo y talud, se mueven en un rango sensiblemente más cercano y ligero entre ellos, que los analizados en la Caliza de Santanyí, donde los valores isotópicos fluctúan algo más.

Así, se observa una relativa diferencia en función del ambiente de deposición del cemento, freático o vadoso. Los cementos freáticos presentan valores más ligeros, comprendidos en una franja más estrecha en la relación  $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$  que los vadosos. La mayoría se sitúan entre  $-5 \text{‰} \delta^{18}\text{O}$  y  $-6 \text{‰} \delta^{18}\text{O}$  (con una media de  $\delta^{18}\text{O}$   $5,5 \text{‰}$ ) y entre  $-8 \text{‰} \delta^{13}\text{C}$  y  $-10 \text{‰} \delta^{13}\text{C}$  (con una media de  $\delta^{13}\text{C}$   $8,8 \text{‰}$ ) (figura 136 y 137). Los cementos vadosos presenta una distribución de valores más amplia, que va desde relaciones isotópicas ligeras hasta otras relativamente pesadas (figura 138, 139 y 140). El rango de valores en estos cementos oscila para  $\delta^{18}\text{O}$  entre  $-4 \text{‰}$  y  $-6 \text{‰}$  (con una media de  $5,1 \text{‰}$ ) (figura 141) y para  $\delta^{13}\text{C}$  entre  $-7 \text{‰}$  y  $-10 \text{‰}$  (con una media de  $\delta^{13}\text{C}$   $8,4 \text{‰}$ ) (figura 141). Este aspecto se ve reflejado en las figuras 136, 137, 141 y 142 de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  para los cementos freáticos y vadosos, donde, salvo picos excepcionales, en general los valores en los cementos freáticos son más regulares.

Los valores menos negativos en  $\delta^{18}\text{O}$  en los cementos vadosos son claros indicadores de la huella isotópica de las aguas meteóricas, normalmente más enriquecidas en oxígeno que las aguas freáticas dulces (Ford y Williams, 1989). Esto se debe, a que las aguas freáticas son más estables desde un punto de vista fisicoquímico, que las aguas meteóricas y, las variaciones locales suelen estar relacionadas con procesos de intrusión marina. Los datos obtenidos de isótopos estables con respecto a los cementos sugiere que aspectos tales como la temperatura, el contenido en  $\text{CO}_2$  de las aguas freáticas eran similares en el área de estudio. Sin embargo, las aguas meteóricas asociadas a espeleotemas vadosos, pueden sufrir variaciones espacio-temporales rápidas, desde que está se infiltra en la superficie hasta que se satura y deposita el carbonato. Estas variaciones, que en su conjunto están determinadas por el clima y el ambiente global, pueden experimentar cambios controlados por factores locales como la vegetación, la  $\text{Pco}_2$ , el tiempo de tránsito desde la superficie hasta su precipitación o la propia cinética de las aguas (Ford y Williams, 1989).



---

En términos generales se deduce de la composición isotópica de las muestras analizadas, freáticas y vadosas, que esta corresponde posiblemente a un mismo período precipitativo, con las diferencias isotópicas que ambos ambientes otorgan a los cementos. Las ligeras diferencias entre cementos freáticos y vadosos son propias de aguas donde la geoquímica difiere, debido a factores extrínsecos, como la temperatura y  $\text{CO}_2$  (en cementos vadosos), entre otros, más estables en aguas freáticas cuyo cambio geoquímico está relacionado con la deposición de cementos en aguas dulces, saladas o de mezcla.

Centrándonos en los cementos freáticos, se deduce de su composición isotópica que se formaron en aguas esencialmente dulces, con variaciones hacia contenidos más pesados en algunos cementos, probablemente como consecuencia de un sensible influencia de aguas de procedencia marina indicando una zona de mezcla. Los cementos vadosos, a pesar de que se mueven en relaciones isotópicas similares, presentan un rango de fluctuación más amplio controlado por factores locales dentro de uno o varios episodios de deposición, pero en condiciones similares.

Los valores relativamente extremos, PM-36 en Punta des Savinar, PM-32 b en es Caló des Moro y PM 22-a en Capa de Sa Paret, responden a dos causas distintas. Los cementos freáticos de los paleocolapsos de Cap de Sa Paret y Punta des Savinar, muestran la mayor diferencia en la relación isotópica del conjunto total de las muestras freáticas. En la primera localidad, los valores son muy ligeros y están más cercanos a la composición isotópica del resto de muestras. En Punta des Savinar los valores son más pesados, destacando notablemente sobre el total de muestras analizadas. Como se ha apuntado anteriormente, indica que uno de los cementos analizados está asociado a una familia distinta que el resto de muestras recolectadas. En es Caló des Moro, el cemento analizado es vadoso y aunque su composición es más pesada en relación a otras muestras, el análisis de una segunda banda de crecimiento del mismo espeleotema se sitúa cercana a los valores isotópicos normales dentro del conjunto global de los cementos vadosos, lo que corrobora la hipótesis de cambios locales que alteran la relación isotópica de las aguas metóricas.

En general, la composición isotópica de todas las muestras, freáticas y vadosas, se agrupa en un abanico de valores muy homogéneo, como ponen de manifiesto las medias isotópicas para cada tipo de depósitos ( $5,5 \text{‰} \delta^{18}\text{O}$  y  $8,8 \text{‰} \delta^{13}\text{C}$  para los cementos freáticos y  $5,1 \text{‰} \delta^{18}\text{O}$  y  $8,4 \text{‰} \delta^{13}\text{C}$  para los vadosos). De ello se deduce que se trata de cementos depositados en condiciones análogas de clima y ambiente. La imposibilidad de determinar la edad de las muestras mediante dataciones absolutas, impide dar más peso a esta hipótesis y encuadrar los datos en un tiempo y estadio isotópico concreto.

### **17.5. Comparación de los resultados isotópicos con los de algunas cavidades litorales del levante de Mallorca**

Existen algunos trabajos publicados sobre el análisis de isótopos estables en la costa este de Mallorca, referente a espeleotemas en cavidades litorales. Es destacable la curva de paleotemperaturas deducidas de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  construida por Jiménez de Cisneros (1994) en base a un muestreo realizado en los espeleotemas de una cavidad. De ella, se desprenden que las variaciones de  $\delta^{18}\text{O}$  para el período comprendido entre  $>600.000$  B.P y  $<300.000$  B.P, han alcanzado valores de un máximo de  $4,5 \text{‰}$ , lo que corresponde teóricamente a una temperatura de más de  $15^\circ \text{C}$ . La evolución isotópica de los espeleotemas

estudiados y expuestos en la curva de variación isotópica y temperatura, define también el ambiente de deposición, freático o vadoso, según la relación de  $\delta^{18}\text{O}$  entre las muestras analizadas. La variación de la composición isotópica en  $\delta^{18}\text{O}$  de la gran mayoría de espeleotemas freáticos a lo largo de la curva se sitúa entre  $-6\text{‰}$  y  $-3\text{‰}$  (con una tendencia relativamente homogénea según la paleotemperatura de cada estadio), con un rango de paleotemperaturas entre  $16^\circ$  y  $25^\circ\text{C}$ . En los espeleotemas vadosos, los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  parecen presentar una mayor interrelación con respecto a la paleotemperatura. Con el incremento de temperatura los valores en  $\delta^{18}\text{O}$  son más negativos y cuando la temperatura decrece, éstos presentan contenidos más pesados. La variación en los contenidos se sitúa entre  $-4,5\text{‰}$  y  $-5,5\text{‰}$   $\delta^{18}\text{O}$ .

Posteriormente, Ginés (2000) describe la composición isotópica de espeleotemas freáticos y vadosos en un conjunto de cavidades distribuidas en el levante de Mallorca (sa Cova de Na Barxa, Cova Mitjana, Coves del Drac y Coves del Pirata, entre otras) del Pleistoceno superior. Los resultados obtenidos muestran que los espeleotemas freáticos de aguas salobres presentan un contenido isotópico muy pesado, entorno a  $+27\text{‰}$  y  $+29\text{‰}$   $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW) y  $-3\text{‰}$  y  $+2\text{‰}$   $\delta^{13}\text{C}$ . En el caso de los espeleotemas freáticos de aguas más dulces, los rangos de valores son más negativos ( $+24\text{‰}$  y  $+25\text{‰}$   $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW) y  $-8\text{‰}$  y  $-11\text{‰}$   $\delta^{13}\text{C}$ ). Con respecto a los espeleotemas vadosos, ocupan una posición intermedia en su composición isotópica, fluctuando entre  $+26$  y  $+27$  en  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW) y  $-6\text{‰}$  y  $-9\text{‰}$  en  $\delta^{13}\text{C}$ .

Según Ginés (2000), los espeleotemas freáticos con una composición pesada, son producto de la precipitación en zonas freáticas donde domina el agua marina en el sistema hidrogeológico. Por tanto, los espeleotemas freáticos con contenidos más ligeros se asocian a un régimen geoquímico de las aguas freáticas donde el agua dulce es la que domina el sistema hidrogeológico. La relación isotópica, media-alta, de los espeleotemas vadosos son interpretados como precipitados carbonáticos bajo clima frío. Este aspecto, fue corroborado, según los datos obtenidos de la datación absoluta Th/U, con una edad de 36 ka B.P, situándolo en el estadio isotópico 3, de signo frío.

De estos estudios se deduce que en los espeleotemas freáticos los valores isotópicos están fundamentalmente controlados por la química de las aguas, marinas o dulces. En el caso de los espeleotemas vadosos, parece que la temperatura juega un papel más importante.

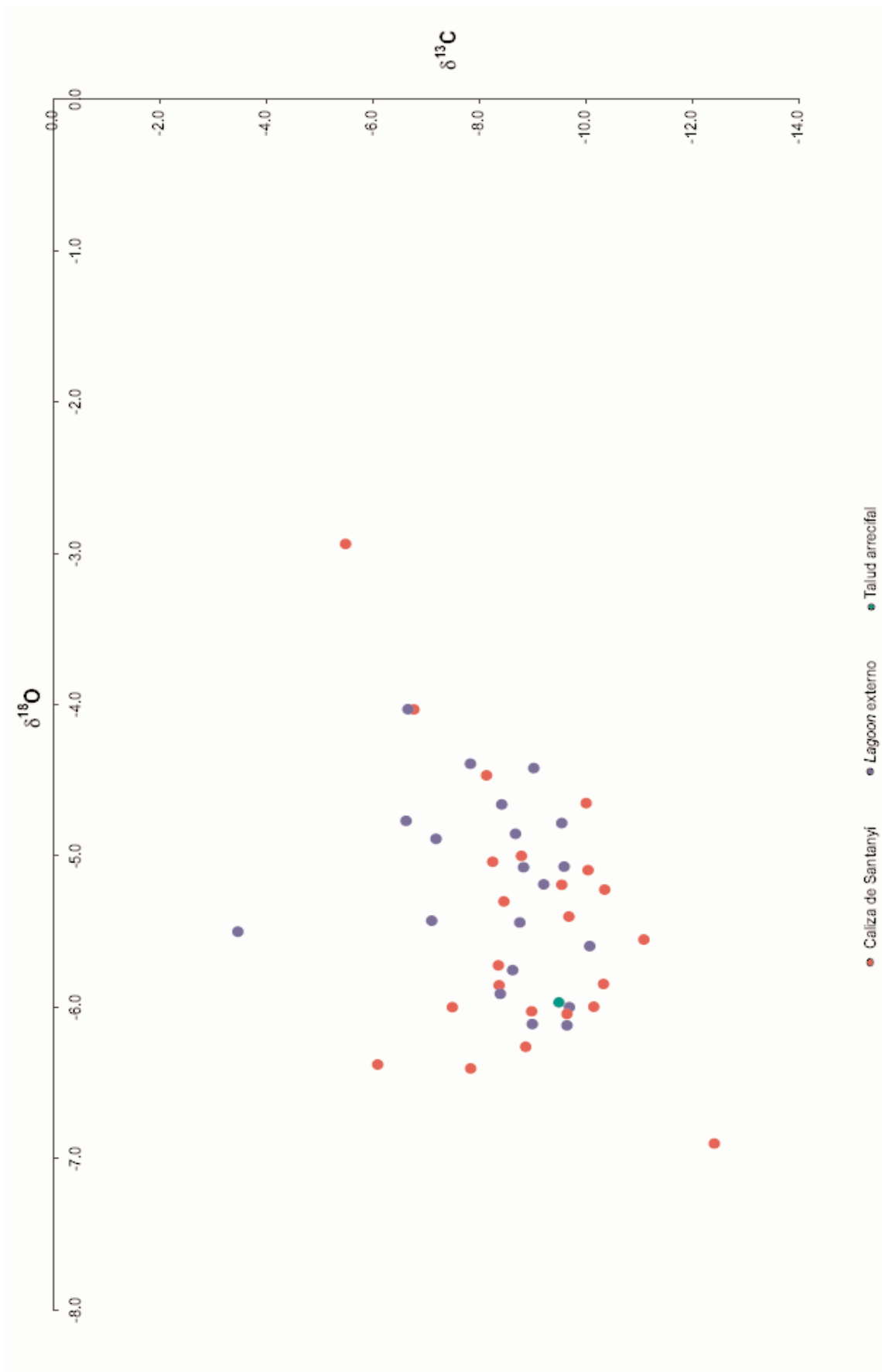


Figura 135. Representación gráfica de la composición isotópica de los cementos según su posición en las facies

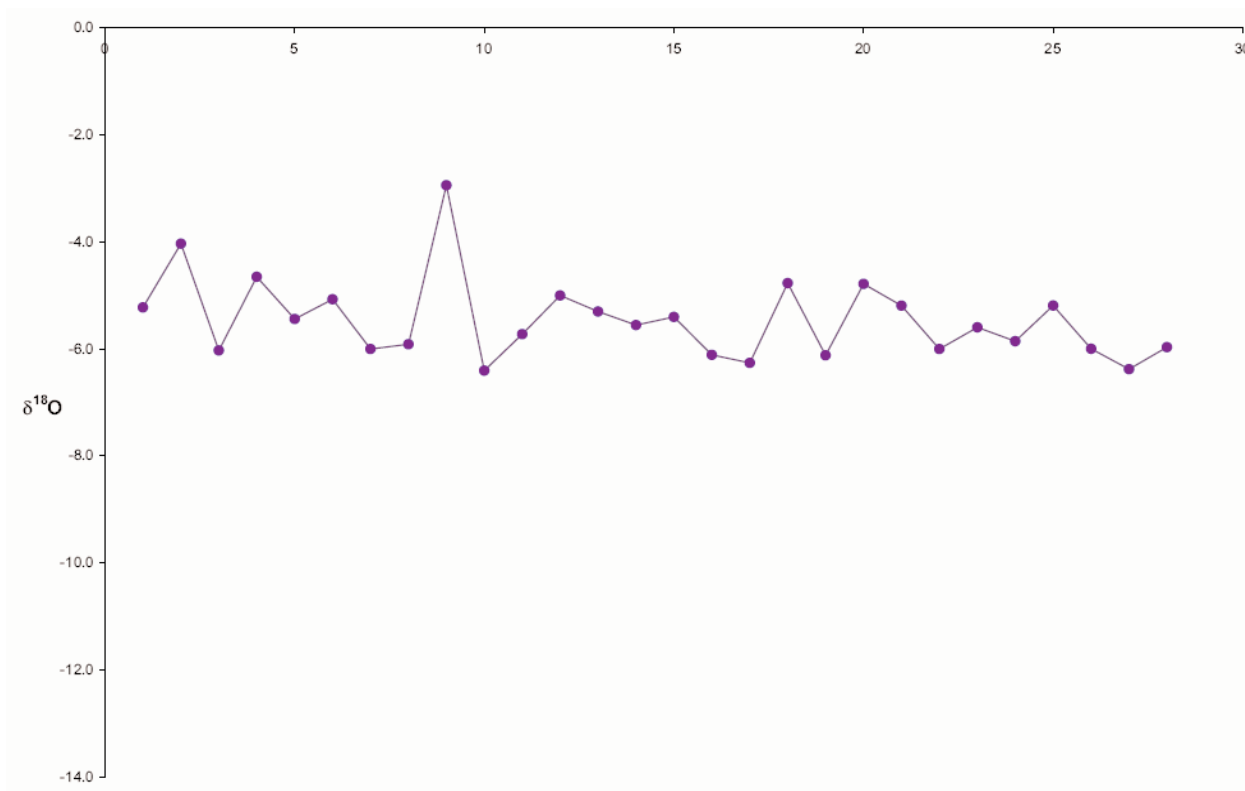


Figura 136. Variación de  $\delta^{18}\text{O}$  en los cementos freáticos en las brechas de los paleocolapsos

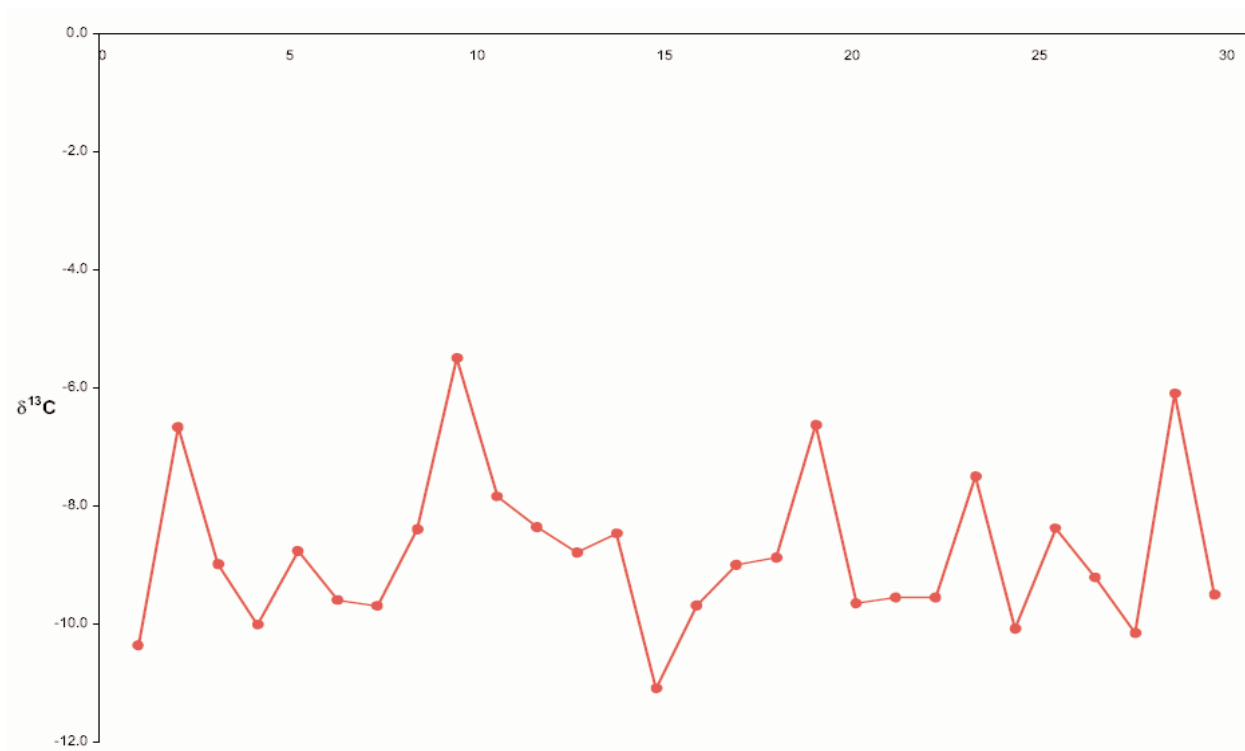


Figura 137. Variación de  $\delta^{13}\text{C}$  en los cementos freáticos de las brechas de los paleocolapsos.

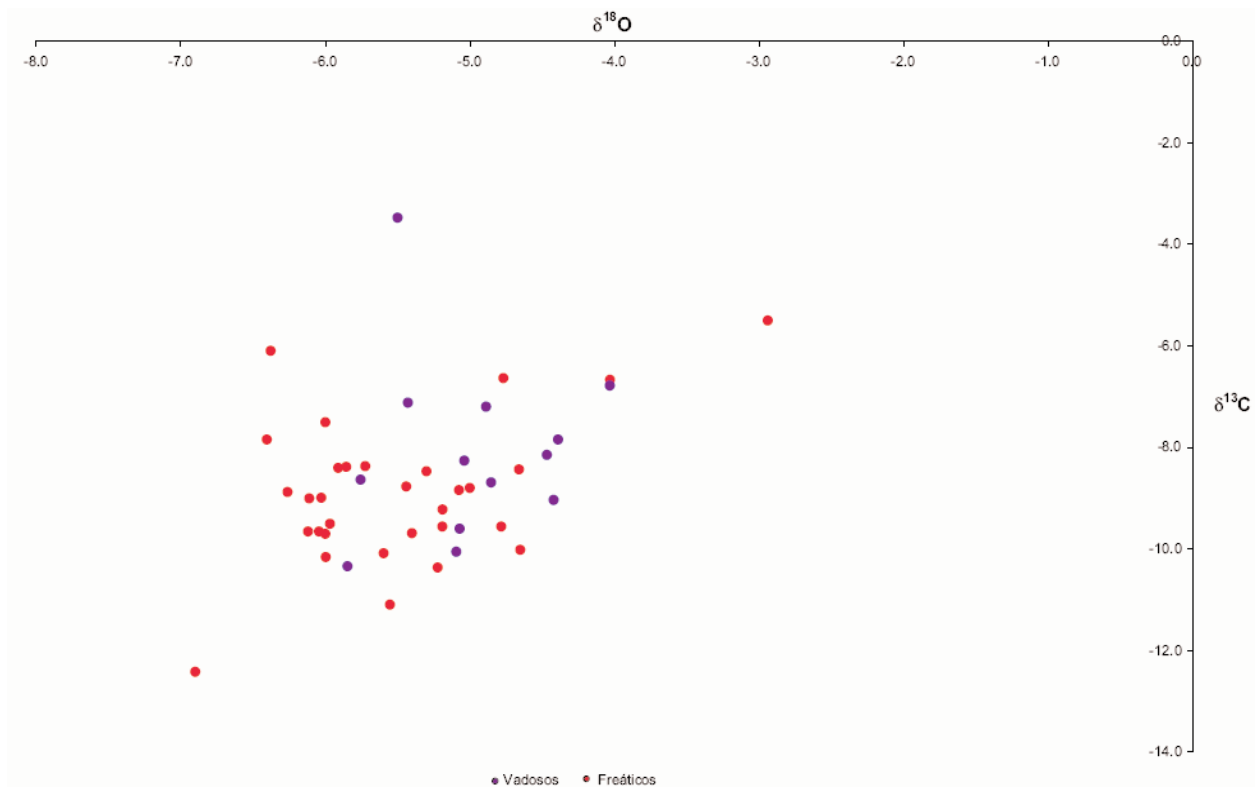


Figura 138.- Comparación entre  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  de los cementos freáticos y vadados analizados

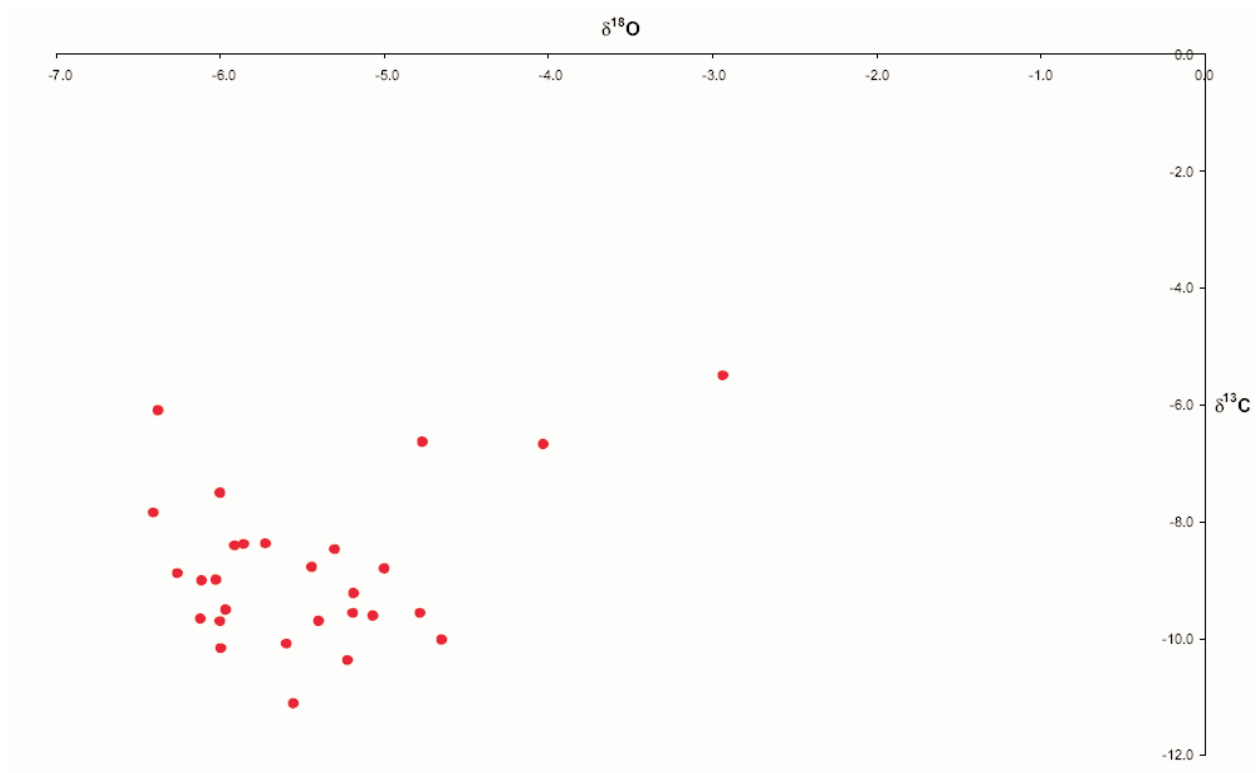


Figura 139. Composición isotópica de los cementos freáticos

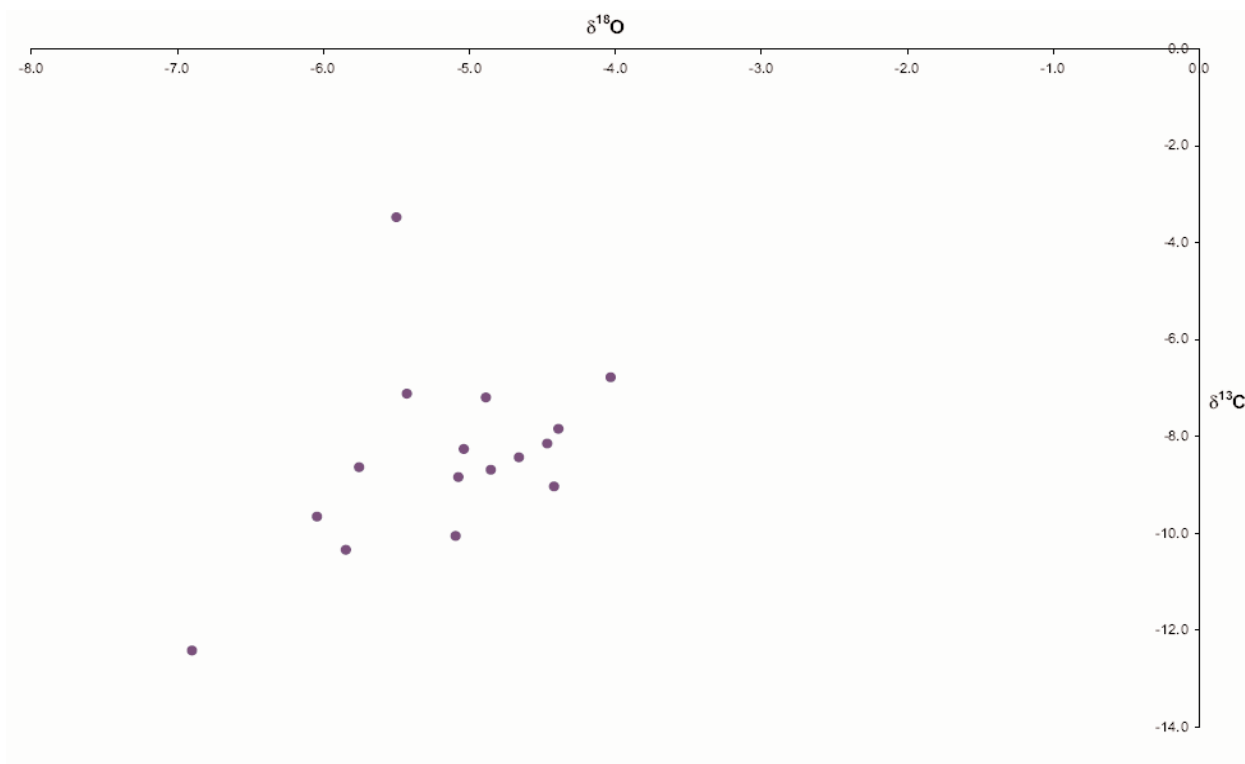


Figura 140. Composición isotópica de los cementos vadosos de las brechas en los paleocolapsos

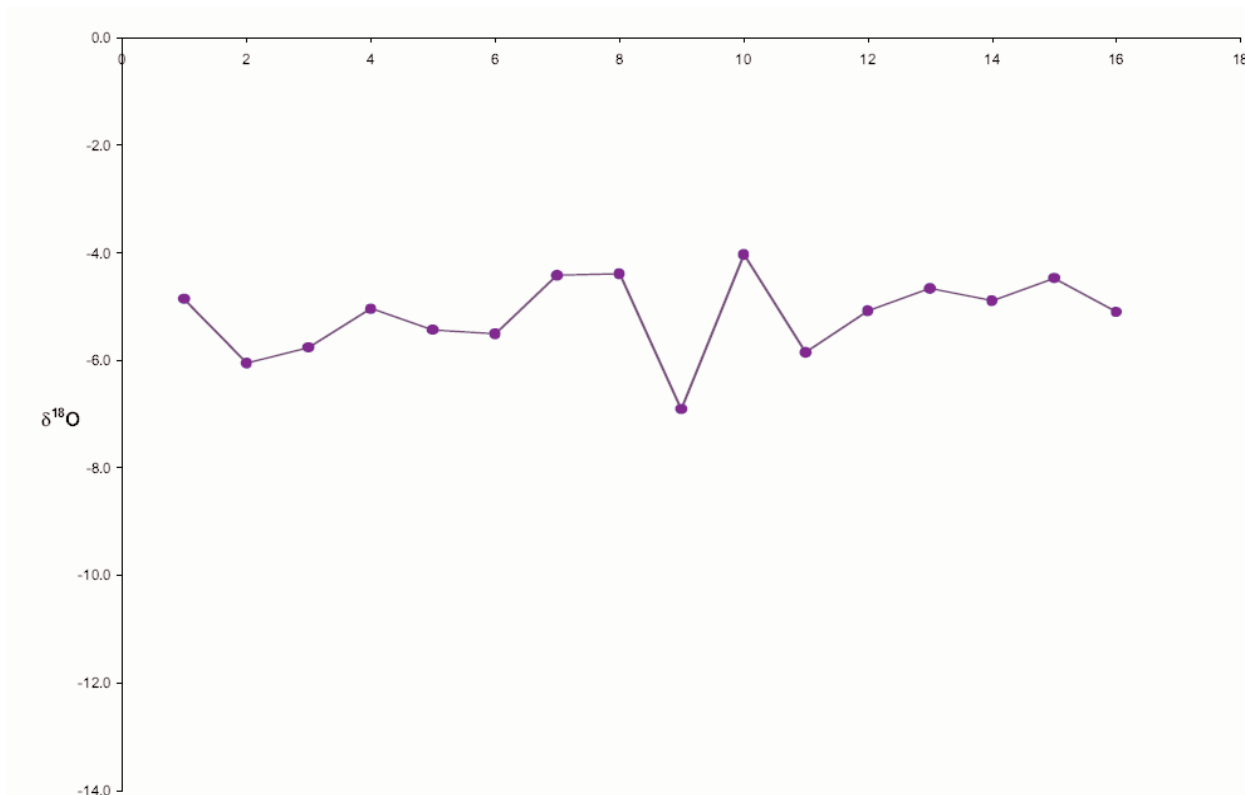


Figura 141. Variación de  $\delta^{18}\text{O}$  en los cementos vadosos de las brechas de los paleocolapsos

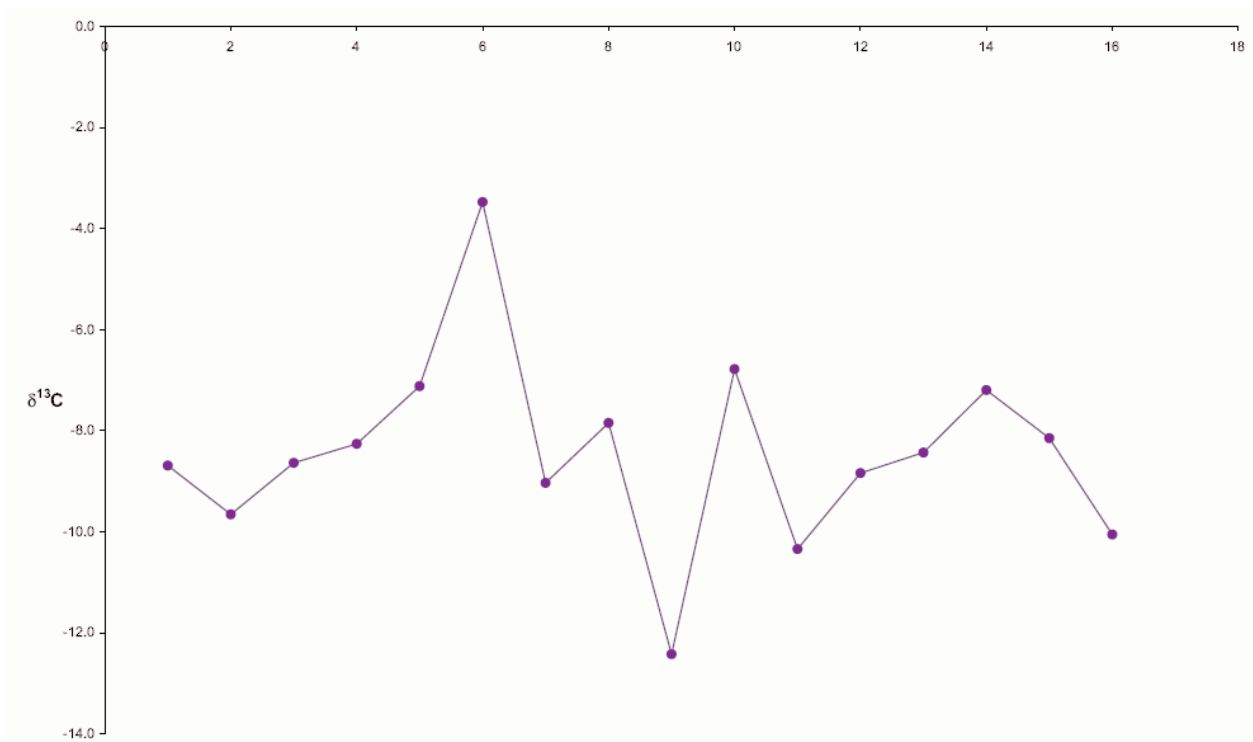


Figura 142. Variación de  $\delta^{13}\text{C}$  en los cementos vadosos de las brechas de los paleocolapsos

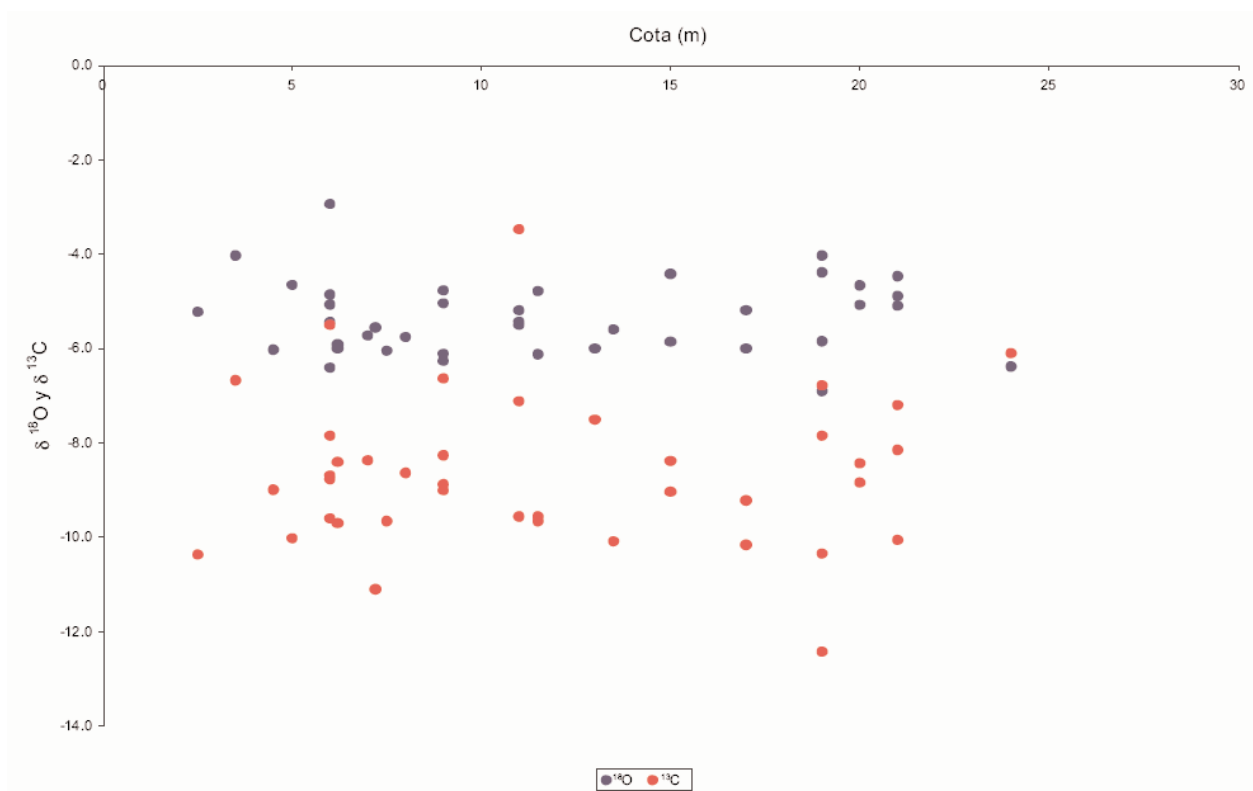


Figura 143. Composición isotópica ( $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ ) en las muestras analizadas en relación a su cota

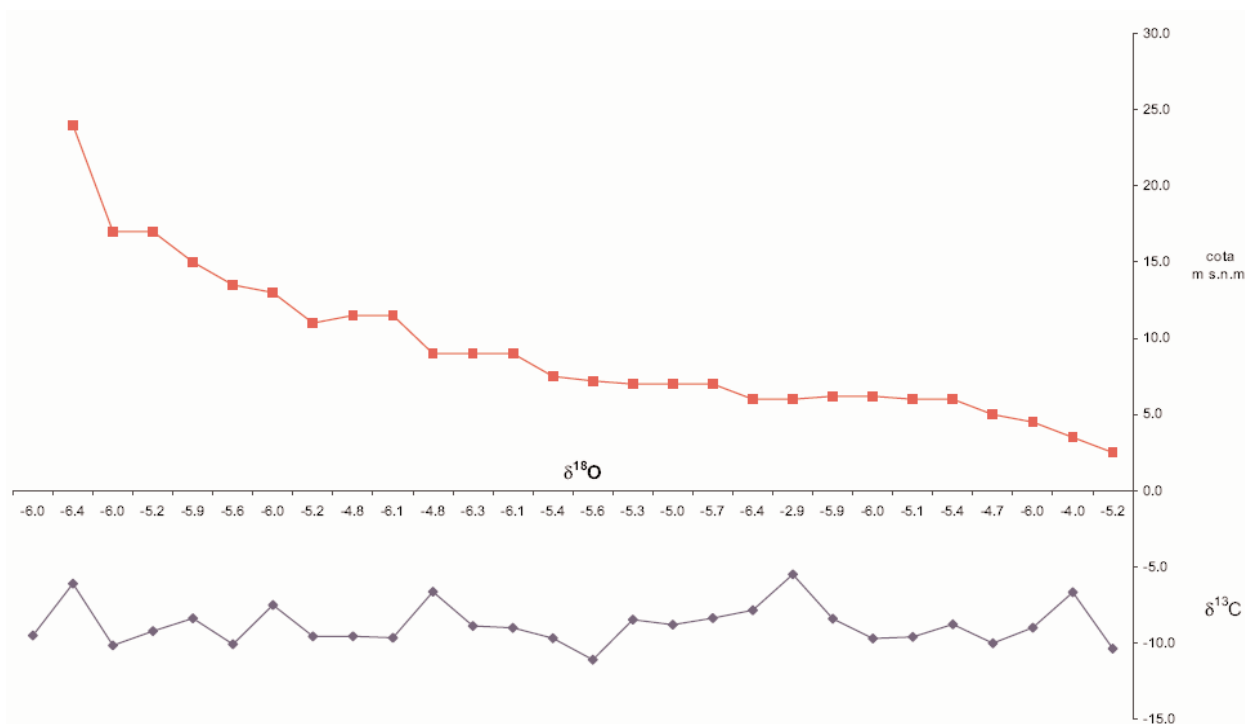


Figura 144. Composición isotópica ( $\delta^{18}O$  y  $\delta^{13}C$ ) de los cementos freáticos en relación con su cota

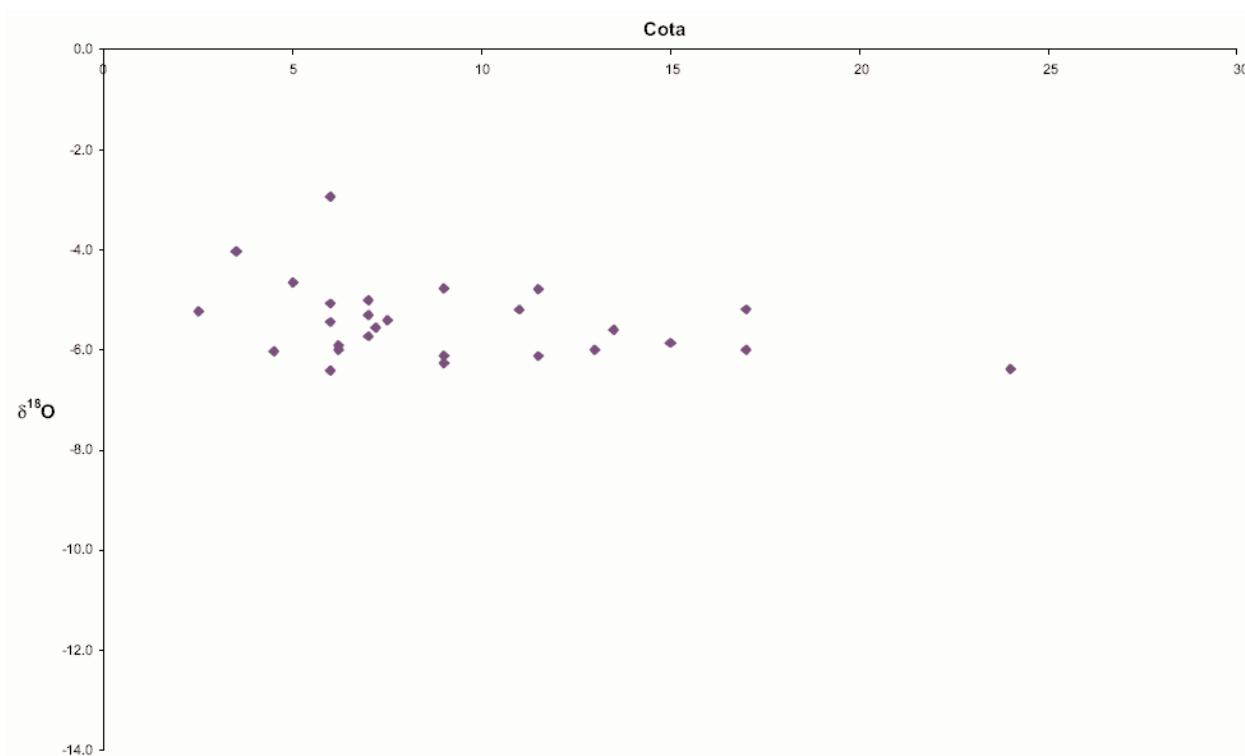


Figura 145. Valores de  $\delta^{18}O$  de los cementos freáticos en relación con su cota



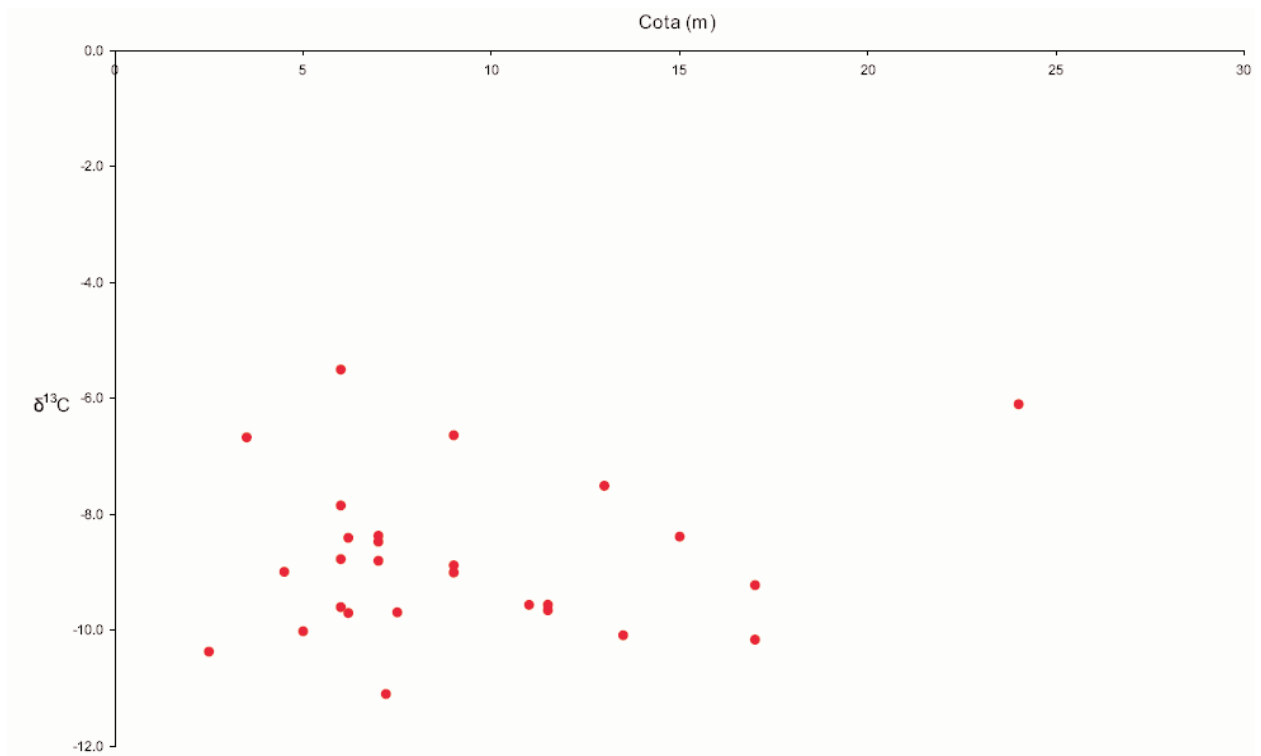


Figura 146. Valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de los cementos freáticos en relación con su cota

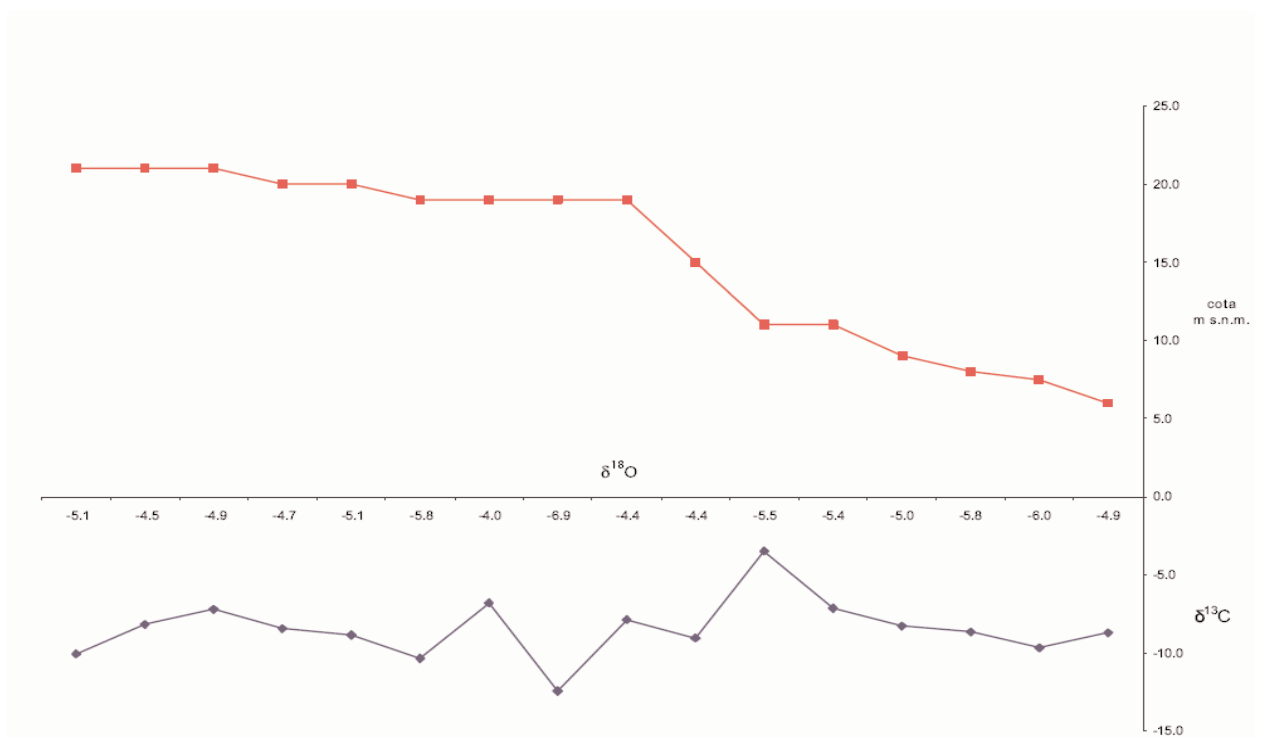


Figura 147. Composición isotópica ( $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ ) de los cementos vadósos en relación con su cota

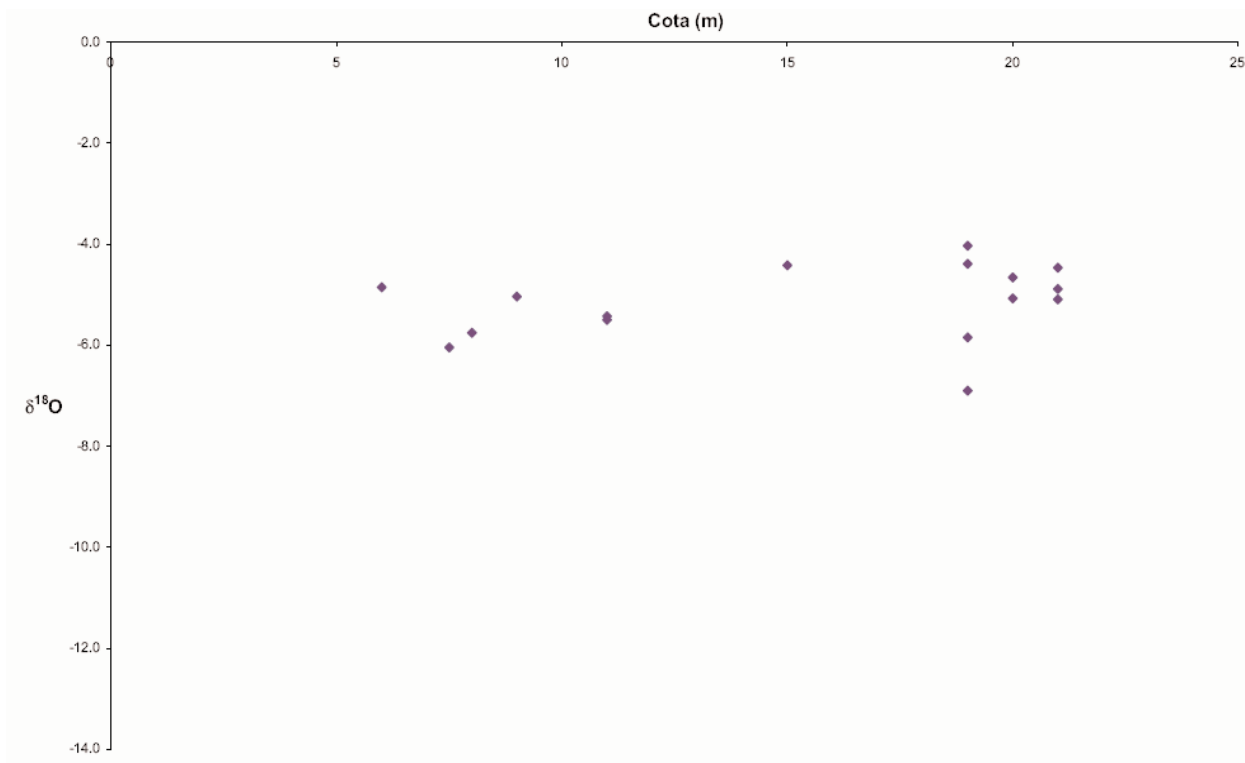


Figura 148. Valores de  $\delta^{18}O$  de los cementos vadosos en relación con su cota

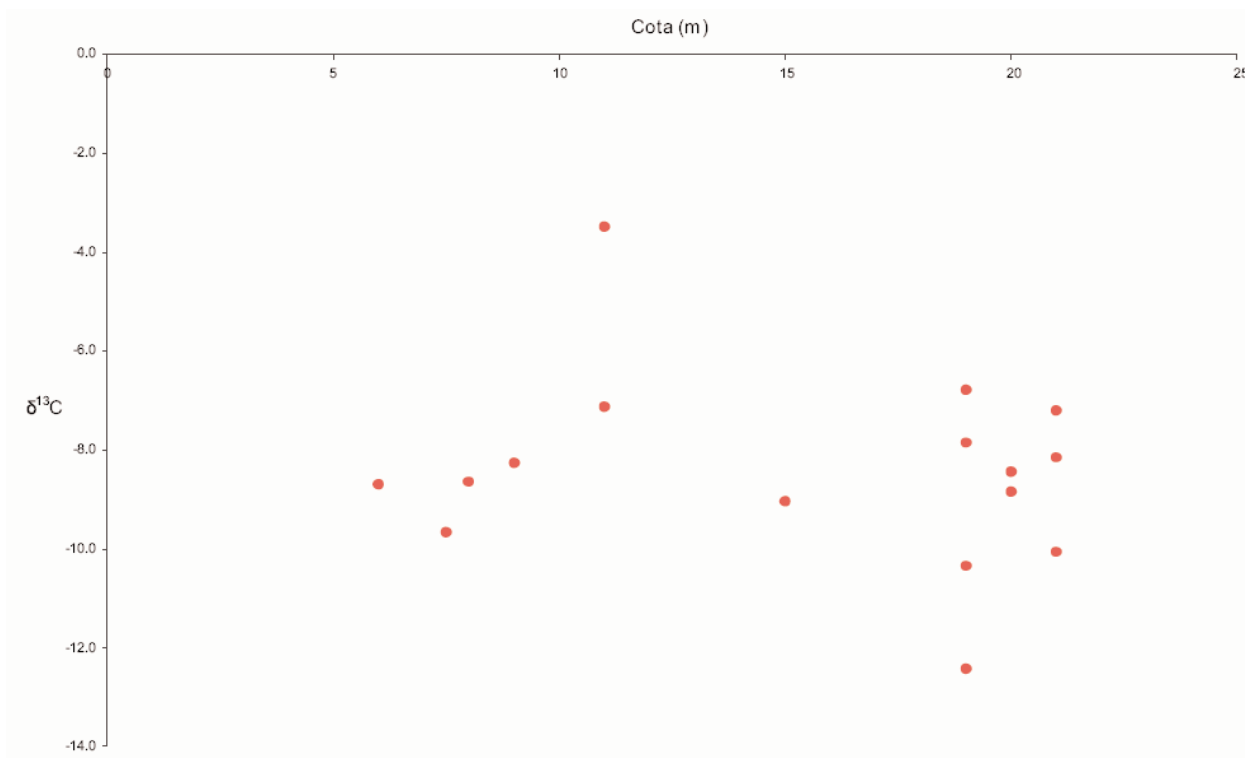


Figura 149. Valores de  $\delta^{13}C$  de los cementos vadosos en relación con su cota

---

## **PARTE VI**

### **DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS ISOTÓPICOS Y DEDUCCIONES PALEOCLIMÁTICAS. EVOLUCIÓN DEL KARST DURANTE EL MIOCENO SUPERIOR Y SU RELACIÓN CON EL DESARROLLO DE LOS PALEOCOLAPSOS KÁRSTICOS.**

## CAPÍTULO 18. DEDUCCIONES PALEOCLIMÁTICAS A PARTIR DE LOS RESULTADOS ISOTÓPICOS

La interpretación paleoclimática de los resultados isotópicos requiere de un registro relativamente amplio, pero esencialmente continuo en el tiempo. Shackleton y Opdyke (1973) establecieron una secuencia continua isotópica durante los últimos 870 B.P. a partir del registro de oxígeno en foraminíferos de sedimentos marinos profundos en el Pacífico ecuatorial. Jouzel *et al.* (1987) hicieron lo propio mediante el análisis del oxígeno en sondeos de hielo antártico. Winograd *et al.* (1992), a partir de la investigación de calcitas depositadas en ambientes freáticos continentales en la *Davis Hole*, Nevada, EE.UU. Ya en el Mediterráneo destaca el estudio aportado por Jiménez de Cisneros (1984) sobre espeleotemas epifreáticos en cavidades del Levante de Mallorca, España, entre otros. En algunos de los casos, la secuencia isotópica se basaba en la continuidad relativa del registro sedimentario, bien en carbonatos marinos, hielo o sedimentos geoquímicos terrestres.

El objetivo del análisis de isótopos estables en los cementos estudiados en el presente trabajo no ha sido la reconstrucción de una curva paleoclimática desde el Mioceno superior dada la falta de continuidad de los registros. En la mayor parte de los casos ni siquiera es factible situar las muestras en el tiempo, debido a que las técnicas de datación absoluta actuales en sedimentos carbonáticos de precipitación química todavía no permiten dataciones fiables a partir de 1 millón de años de antigüedad. Además, como se ha apuntado anteriormente no existe un registro completo de cementos ni durante el Mioceno superior, tampoco desde el Mioceno hasta la actualidad. Tampoco se posee información sobre la composición fisicoquímica de las aguas de precipitación que dieron lugar a los cementos objeto de estudio, careciendo también de registro comparativo que permita reconstruir parcialmente el clima desde la huella isotópica del Oxígeno y las condiciones ambientales con la marca del Carbono sabiendo que la relación  $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$  está a priori controlada por la temperatura, aunque en ocasiones intervienen otros factores que controlan el fraccionamiento isotópico del oxígeno.

Sin embargo, la homogeneidad de valores isotópicos en los cementos asociados a las brechas de los paleocolapsos, freáticos y vadosos, simplifica en cierta forma la interpretación paleoclimática relativa. Además, la comparación con otros trabajos y datos aportados por otros autores como Jiménez de Cisneros (1984) y Ginés (2000), en espeleotemas de cavidades de la costa oriental de Mallorca, o de Durán (1996) sobre espeleotemas en cavidades de la provincia de Málaga, permiten una aproximación, en la medida de lo posible, a los aspectos sobre el clima que gobernaba durante la deposición de los distintos tipos de cementos.

---

Centrándonos en los resultados isotópicos de los cementos de las brechas, los contenidos ligeros de los cementos freáticos dan cuenta de la mayor presencia de agua dulce en la solución precipitante. La estrecha franja de valores en los que éstos se mueven, indica que la gran mayoría de cementos que ocluyeron la porosidad interclasto e intraclasto, fueron depositados en un mismo período climático o en períodos climáticos distintos pero con características ambientales similares. No obstante, esta última apreciación puede quedar prácticamente descartada, puesto que la sistemática de muestreo, implicaba fundamentalmente un sesgo en el análisis a partir del muestreo de la familia de cementos con más presencia, que por su posición estratigráfica con respecto al resto de cementos es también la más antigua. Sobre el terreno, características tales como su aspecto externo (textura, tamaño de los cristales, geometría de los cristales entre otros), su posición en las facies y en la brecha (intra o interclasto) o la ausencia de cementos con características diferenciales, han sido criterios de selección. De las 44 muestras tomadas en siete localidades distintas, 40 están dentro de un rango isotópico que podemos considerar análogo, con lo cual la probabilidad de encontrar cementos con composiciones isotópicas parecidas correspondientes a dos o más etapas climáticas parecidas es escasa, aunque no totalmente despreciable.

Las características climáticas bajo las que se depositaron los cementos está determinada por la influencia de determinados factores que intervienen en la composición isotópica final de la muestra. El fraccionamiento isotópico del agua de lluvia se produce por evaporación y está controlado por la humedad atmosférica, el volumen de precipitación, la latitud, la altitud, la distancia del mar y la estacionalidad (durante las etapas cálidas los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  son menos negativos) (Mook, 2002). Sin embargo, el valor medio del  $\delta^{18}\text{O}$  en los precipitados de una cavidad suelen ser más ligeros con respecto a las precipitaciones debido a procesos de mezcla con la fase sólida del carbonato, procesos de evaporación durante el periodo de tránsito o la altura de donde proviene las aguas, entre otros, que intervienen directamente en el fraccionamiento isotópico. Con respecto al  $\delta^{13}\text{C}$ , los valores más o menos negativos dependen fundamentalmente de la mayor o menor influencia de agua marina, como se ha apuntado con anterioridad, de la relación con la fase sólida del carbonato durante la disolución y del  $\text{CO}_2$  atmosférico, vegetal o edáfico, en el proceso de fraccionamiento isotópico, que generalmente empobrecen los contenidos (dependiendo del tipo de vegetación) (Mook, 2002). Obviamente, las propias características del ambiente de deposición, freático o vadoso, es determinante en el control que juegan estos factores. Como ejemplo representativo, un cemento geoquímico en la actualidad, que precipita en equilibrio con el bicarbonato en aguas marinas presenta valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre  $+2\text{‰}$  y  $+2,5\text{‰}$ , rango considerado normal actualmente para los carbonatos marinos. Por el contrario, en las aguas subterráneas dulces, los valores habituales se encuentran entre  $-12\text{‰}$  y  $-15\text{‰}$   $\delta^{13}\text{C}$  (Vogel y Ehhalt, 1963; Mook, 2002).

Los cementos freáticos muestreados en las brechas de los paleocolapsos presentan en la gran mayoría de los casos valores isotópicos ligeros y muy similares, con un orden de fluctuación mayor para  $\delta^{13}\text{C}$  con respecto a  $\delta^{18}\text{O}$  (figura 136 y 137). Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  se acotan en una franja más estrecha, aunque normal para este tipo de precipitados geoquímicos (Durán, 1996). Estos datos podrían ser relacionados con cautela con los estadios isotópicos del oxígeno y las curvas climáticas propuestas por Shackleton y Opdyke (1973), Jiménez de Cisneros (1984) y Williams *et al.* (1988) basándose en indicadores paleoclimáticos, y con los datos aportados por Ginés (2000), interpretando que los cementos objeto de estudio se asocian con episodios de signo cálido, elevadas precipitaciones y escasa presencia de agua marina en el sistema hidrogeológico. Según esta hipótesis, y junto con la abundancia de cementos en las brechas, las características climáticas serían equivalentes por ejemplo a las de los estadios isotópicos 1, 5, 7 entre

otros (por ser los más representativos del Plioceno, Pleistoceno medio-superior y Holoceno) o en general, los estadios isotópicos impares (ver Shackleton y Opdyke, 1973). Estos ciclos corresponde a períodos isotópicos globalmente cálidos que pueden solaparse con ciclos pares asociados a condiciones climáticas regionales diferentes. A partir de estas deducciones, los cementos freáticos están asociados a una etapa bajo las mismas condiciones de precipitación, probablemente interglacial, corroborado por la similitud isotópica a diferentes cotas y su amplia distribución en las distintas facies de la plataforma carbonática de Santanyí.

Los cementos vadosos presentan mayor variación isotópica entre ellos, y destacan picos máximos y mínimos (tanto en  $\delta^{18}\text{O}$  como en  $\delta^{13}\text{C}$ ) (figura 141 y 142) consecuencia de la propia génesis de este tipo de cementos. En general, se mueven en valores ligeros y similares a los cementos freáticos. Las relativas diferencias entre ambos tipos de cementos se deben a que los cementos vadosos amortiguan menos la inercia térmica del medio subterráneo que los cementos freáticos, por las propias condiciones ambientales de precipitación (más influidos por el  $\text{CO}_2$  y la temperatura), siendo más susceptibles de representar en sus contenidos isotópicos los cambios climáticos externos regionales. No obstante y teniendo en cuenta este aspecto, la escasa variación isotópica hace pensar que fueron depositados durante la misma fase que los cementos freáticos, presumiblemente bajo clima cálido con elevadas precipitaciones durante una época interglacial.

De la relación entre ambos tipos de cementos, atribuidos *a priori* a un mismo período climático e isotópico, es posible precisar más sobre las características climáticas de las que se deducen otros aspectos como el marco hidrogeológico. La correlación entre tipos de cementos, cota y posición en las facies permite apuntar ciertas ideas: los cementos freáticos y vadosos no presenta variación isotópica significativa según la cota o la posición en el paleocolapso en las que han sido localizados. Sin embargo, los cementos vadosos, aunque menos numerosos en el muestreo, casi siempre han sido observados por encima de los cementos freáticos salvo en la localidad de Punta des Savinar (PM-30 y 31). En Punta des Savinar, la cota no es representativa puesto que las muestras fueron recogidas en una zona intermedia y su techo, estaba por debajo de los cementos freáticos. Una segunda muestra freática recogida por encima de la cota máxima observada en la Caliza de Santanyí, fue recolectada en Cala Romántica, asociada a las facies de talud arrecifal. Sin embargo, los valores isotópicos se mueven dentro del rango del resto de muestras.

Tanto la localización como los contenidos isotópicos de ambos tipos de cementos parecen indicar, que en una primera etapa el nivel freático estaba alto, a pocos metros del techo de la plataforma de Santanyí. Los cementos freáticos se depositaron durante la bajada del nivel freático, coetáneamente con los cementos vadosos que ocupaban los niveles superiores no saturados de los huecos en las brechas de los paleocolapsos. Según esta hipótesis, quedaría explicada la similitud de las relaciones isotópicas de los cementos freáticos y vadosos, sin obviar las diferencias geoquímicas intrínsecas para cada tipo. Además, es posible atribuir la bajada del nivel freático al final de una etapa húmeda y por tanto el inicio de un periodo más seco. Este hecho, también quedaría reflejado por la menor abundancia de los cementos vadosos, dentro de la lógica de la evolución del karst. La menor presencia de estos cementos se atribuye principalmente a la previa oclusión de la porosidad en las brechas por los cementos freáticos y en cierta medida, al descenso de la tasa de precipitación, coincidiendo con el inicio de un período seco (James y Choquette, 1989).

---

## **CAPÍTULO 19. EVOLUCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS DE PALEOCOLAPSO DESDE EL MIOCENO SUPERIOR EN LA PLATAFORMA CARBONÁTICA DE SANTANYÍ**

Los diferentes estudios llevados a cabo sobre aspectos genéricos y concretos, tanto en las estructuras de paleocolapso como en las plataformas carbonáticas, permiten abordar un marco evolutivo de los paleocolapsos desde el Mioceno superior.

A la luz de los resultados anteriormente expuestos se pueden identificar cuatro etapas evolutivas en relación con las estructuras de paleocolapsos miocenas: (1) fase de disolución, colapso y formación de las brechas; (2) fase de cementación y deposición de sedimentos detríticos en las brechas de los paleocolapsos; (3) intersección de los paleocolapsos por cauces y calas y (4) formación de la red hidrográfica actual, línea de costa actual e intersección de otros paleocolapsos y deposición de dunas pleistocenas.

### **19.1. Fase de disolución, colapso y formación de las brechas**

Como ya se ha apuntado con anterioridad, la génesis y evolución de las estructuras de paleocolapso presentan diferencias sustanciales en cuanto a la evolución de otros sistemas paleokársticos similares descritos por algunos autores como Pedley (1973, 1990) Kerans (1988), Loucks (1999), Baceta *et al.* (2000), Loucks *et al.* (2004) entre otros. En el caso de los paleocolapsos de la plataforma de Lluçmajor y Santanyí, los procesos de disolución. Por tanto, la formación de las brechas es coetánea con el inicio de procesos de compactación y diagénesis desde el Messiniense.

### **19.2. Fase de cementación y relleno detrítico de las brechas de los paleocolapsos**

Esta etapa ha ocurrido con posteriridad, probablemente entre el Plioceno y el Pleistoceno medio-superior. Han sido observadas sobre el terreno y deducidas de los resultados isotópicos, diversas fases alternantes de precipitación de cementos (freáticos y vadosos) y deposición de sedimentos detríticos (en ambientes endokársticos y subaéreos).

Con respecto a los cementos, se ha constatado, a partir de análisis de isótopos estables y sobre el terreno, la presencia de varias familias de cementos que, en algunos casos, rellenan parte de la porosidad preexistente o los huecos desarrollados tras una o varias etapas de disolución de otros cementos. Este hecho refleja la alternancia de etapas disolutivas y precipitativas.

Sin embargo, los cementos están, en ocasiones, de forma subyacente a depósitos detríticos y en otros casos, los recubren (figura 150), lo que impide disponer de un registro continuo en relación a los diferentes ambientes sedimentarios. En cuanto a los depósitos detríticos, estos responden a dos ambientes sedimentarios y a etapas cronológicas distintas:

- 1.- Sedimentos depositados en condiciones endokársticas (figura 81)
- 2.- Sedimentos depositados en condiciones exokársticas (figura 79)

1) Las características mineralógicas, estratigráficas y geográficas de algunos depósitos detríticos, parece indicar que una parte de estos sedimentos se depositaron en condiciones endokársticas. Estos depósitos destacan, según los resultados de los análisis de Rayos X, por una presencia mayoritaria de calcita para la muestra total, con cuarzo en contenidos poco significativos o ausente. La fracción arcilla presenta elevados porcentajes en caolín y moscovita, así como minerales menos comunes (hematites). Se caracterizan por presentar una estructura laminar consecuencia de su deposición en aguas freáticas de flujo poco energético o estancado. Estos sedimentos se observan con más detalle en algunos paleocolapsos o cavidades adyacentes que afloran discontinuamente en la costa acantilada y no han sido interceptados por torrentes y calas (Saragall d'en Pel.lo y Porto-Colom, entre otros).

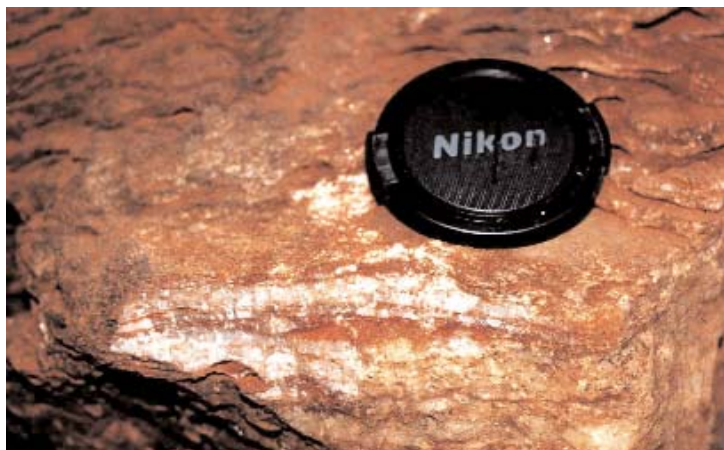


Figura 150. Etapas sedimentarias alternantes entre espeleotemas y sedimentos detríticos

2) Los sedimentos detríticos depositados en condiciones exokársticas presentan, para la muestra total, contenido medio-alto en calcita, el cuarzo ya aparece significativamente, en ocasiones, con granos de tamaño  $>0,5$  mm, redondeados y esféricos. La fracción arcilla se caracteriza por presentar como mineral principal illita. Estos depósitos no presentan estratificación ya que están asociados a un flujo energético fluvial y/o transportados por el viento. Estos depósitos se sitúan en los paleocolapsos asociados a torrentes y calas (Caló des Moro, Cala Figuera, entre otros).

2) Los sedimentos detríticos depositados en condiciones exokársticas presentan, para la muestra total, contenido medio-alto en calcita, el cuarzo ya aparece significativamente, en ocasiones, con granos de tamaño  $>0,5$  mm, redondeados y esféricos. La fracción arcilla se caracteriza por presentar como mineral principal illita. Estos depósitos no presentan estratificación ya que están asociados a un flujo energético fluvial y/o transportados por el viento. Estos depósitos se sitúan en los paleocolapsos asociados a torrentes y calas (Caló des Moro, Cala Figuera, entre otros).

Cronológicamente, el ambiente sedimentario de los depósitos detríticos en los paleocolapsos, está asociado a dos etapas:

- 1.- Una fase temprana endokárstica, policíclica, cuando los paleocolapsos estaban en condiciones endokársticas; el sedimento de origen continental se infiltraba desde la superficie a favor de fracturas, probablemente por la escorrentía super-



---

ficial. Posteriormente, se depositaba por gravedad, rellenando los poros o se incorporaba a un flujo endokárstico que los transportaba y finalmente los depositaba.

II.- Una fase más tardía, subaérea y probablemente policíclica, posterior a la intersección de los paleocolapsos, por una red de cauces. Durante esta etapa el sedimento es transportado por un flujo fluvial, depositando o retrabajando el preexistente.

No obstante, tanto la deposición de cementos, como de sedimentos endokársticos y exokársticos han podido ser coetáneas, puesto que la intersección de los paleocolapsos por cauces antiguos y más recientes está asociada a un conjunto de estructuras determinadas.

### **19.3. Intersección de los paleocolapsos por el encajamiento de una red fluvial antigua**

El análisis de un conjunto de factores indica que algunos paleocolapsos fueron intersectados por cauces en una fase, antigua y otros en una etapa más tardía.

En general, los datos obtenidos en el análisis de los lineamientos y fracturas indica que un conjunto mayoritario de paleocolapsos fueron intersectados en una etapa tardía, coincidiendo con el desarrollo de la línea de costa y parte de la red hidrográfica actual. Este fenómeno se asocia a procesos neotectónicos de carácter distensivo, ocurridos posiblemente durante el Pleistoceno medio-superior.

Sin embargo, otros datos indican que algunas estructuras pudieron ser intersectadas por una red de cauces más antiguos en una fase más temprana. Esta hipótesis está basada en:

- a) La diferenciación de una familia de fracturas postmiocenas pero anteriores a la que configura la red actual de cauces, con una dirección dominante NE-SO y con menor peso porcentual en las direcciones NO-SE y E-O.
- b) La localización de una red de paleocauces, paralelos a la línea de costa, que intersecta algunos paleocolapsos y anterior a parte de la red hidrográfica actual.
- c) La localización de un paleocauce ubicado entre cala Salmunia y Caló des Moro que está relleno por depósitos eólicos de edad desconocida. El torrente actual que desemboca en Cala Salmunia intersecta el paleocauce. Y la playa datada en Pleistoceno medio-superior se deposita en Cala Salmunia y por tanto posdata los depósitos eólicos que rellenan el cauce.

#### *19.3.1. Red hidrográfica de paleocauces*

En la costa oriental de Mallorca han sido observados cauces, rellenos por dunas pleistocenas y depósitos detríticos continentales, que parecen coincidir con una red de drenaje anterior a la actual. Los mejores afloramientos (entre cala Salmunia y Caló des Moro) se desarrollan paralelos a la línea de costa (NE-SO y E-O), aunque algunos cauces perpendiculares, en los que la cabecera se sitúa en la plataforma de Santanyí, podrían corresponder

a la misma etapa. Según la disposición estratigráfica, dicha red se desarrolló en una etapa previa a la deposición de los depósitos de dunas que rellenan parte de estos cauces antiguos (figura 151). Otros afloramientos de cauces relleno de sedimentos, también perpendiculares a la línea de costa actual, han sido localizados en es Bancassos al norte de de Cala Marmols e incluso al sur, próximo a la localidad de Rost d'en Servera, .



Figura 151. Detalle de las dunas Pleistocenas que rellenan parte de un cauce antiguo

Parece, por tanto, que fase de deposición de sedimentos detríticos fluviales en las brechas está asociada a la intersección de los paleocolapsos por una red de paleocauces, que sobre el terreno se puede observar claramente entre las localidades de Cala Salmunia-Caló des Moro (donde se prolonga algo más de 1 km), Punta des Savinar y, con menos claridad, entre Cala Figuera y Cala Mondragó (figura 152). La formación de esta red de paleocauces y su relativa ubicación en el

tiempo parece estar asociada a la fase tectónica post-miocena. La discontinuidad que limita la base de la unidad deposicional pliocena fue especialmente importante, condicionando su encajamiento (Del Olmo y Álvaro, 1984). Esta discontinuidad se correlaciona con la fase tectónica distensiva NO-SE y con la configuración post-miocena descrita por Stanley *et al.* (1974), en todo el Mediterráneo occidental. La edad de esta fase distensiva es Pliocena. No obstante, se produce una segunda etapa distensiva, con fracturas que afectan a materiales del Plioceno superior (con menos claridad dado su escaso afloramiento) y Pleistoceno inferior, con una dirección de extensión E-O (IGME, 1984). Según Pomar (1979), la mayor actividad tectónica tuvo lugar durante el Pleistoceno inferior y medio, describiendo las fosas subsidentes rellenas por depósitos aluviales tras la erosión de los relieves. En cualquier caso, parece que la actividad tectónica post-miocena fue manifiesta durante todo el Plioceno y Pleistoceno inferior en la plataforma de Santanyí, cuyos depósitos, en algunos casos, suelen estar a cotas anómalas y aparecen afectados por una fracturación distensiva NE-SO y E-O, relacionadas con la dirección de la paleorred hidrográfica.

No obstante, la atribución exclusiva de la matriz de las brechas a procesos fluviales plio-pleistocenos, presenta el inconveniente de que algunas estructuras de paleocolapso no parecen estar asociadas a redes hidrográficas, ya que afloran en los acantilados costeros sin cauces asociados (figura 153). Este hecho indica procesos de sedimentación de materiales detríticos relacionados con un sistema endokárstico y polifásico desde el Mioceno superior hasta la configuración actual de la línea de costa, aunque no se descarta la actividad de cauces antiguos paralelos a la costa y actualmente erosionados.

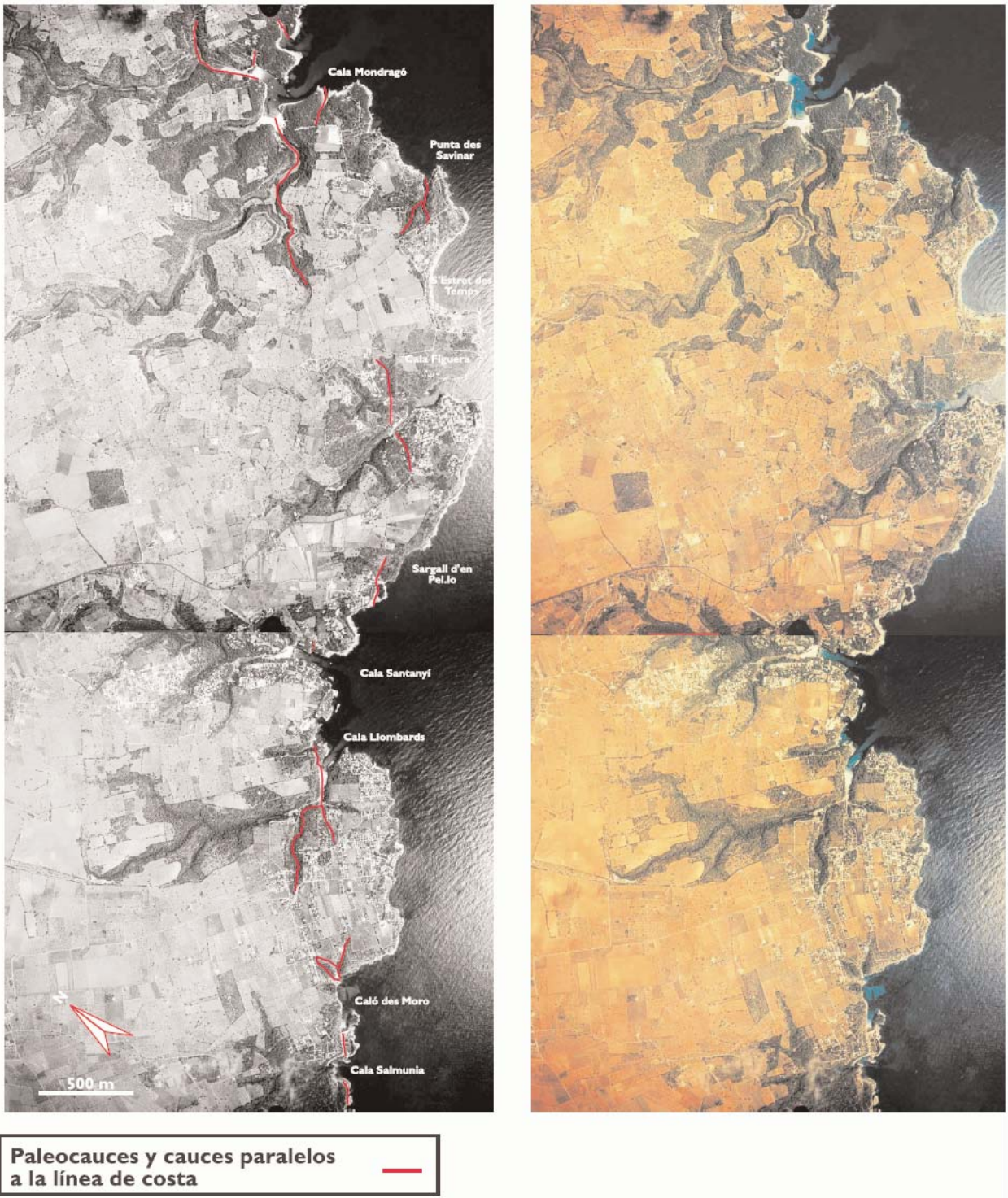


Figura 152. Cartografía de la paleorred de cauces entre Cala Salmunia y Cala Mondragó

### 19.3.2. La playa fósil de Cala Salmunia

Las características sedimentológicas de la playa fósil de Cala Salmunia, son muy similares a la descritas por Cuerda (1975) en otras localidades cercanas a la bahía de Palma, en la plataforma de Lluçmajor y en la costa oriental de Mallorca, atribuidas a Pleistoceno medio.



Figura 153. Vista lateral de un conjunto de paleocolapsos que afloran en la costa acantilada de Porto-Colom

Se trata de un depósito litoral situado a 1 m s.n.m, ubicado en el extremo meridional de Cala Salmunia, coincidiendo con la alineación de un paleocauce relleno por dunas a la pared de la cuales se halla adosada la playa objeto de estudio (figura 154). Se trata de un depósito de 3 m de espesor, con cantos rodados de tamaño milimétrico y centimétrico integrados en una matriz de arena gruesa (entre 0,5 y 1 mm) que a techo culmina con un nivel de sedimentos con limos continentales de color pardo (figura 154).

Los cantos presentan perforaciones de organismos marinos, posiblemente esponjas. La matriz está compuesta por arena bioclástica, pequeños gasterópodos, restos de algas rojas y *Halimeda*. La base está formada por un depósito de brechas caóticas de colapso, donde dominan los clastos sobre la matriz, y ésta sobre el cemento. Los clastos proceden de las facies del Complejo arrecifal y la Caliza de Santanyí sin apenas esfericidad y redondeamiento. La matriz está compuestas de sedimentos detríticos limoarcillosos de color rojizo (figura 154).

El análisis estratigráfico y sedimentológico de este depósito litoral, ha permitido obtener un ejemplar de gasterópodo que ha sido datado por el Museo de Paleontología de Estepona (Málaga) en el límite del Pleistoceno medio-Pleistoceno superior (según el encuadramiento taxonómico, la autoecología, distribución geográfica, cronoestratigráfica y la cota de la playa). Los datos del ejemplar son:

#### Encuadramiento taxonómico

*Thais (Stramonita) haemastoma* (Linnaeus, 1766) (figura 155)

Filo: Mollusca

Clase: Gastropoda

Subclase: Prosobranchia

Orden Neogastropoda

Familia: Muricidae

Género: *Thais*

Especie: *Thais (Stramonita) haemastoma*

Autor: (Linnaeus, 1766)

### Autoecología y distribución geográfica

Especie auiatlántica (Norteamérica y Europa), Mediterráneo, Norte de África. Habita la zona intermareal e infralitoral somera de fondos pedregosos y rocosos.

### Distribución cronoestratigráfica

Plioceno-Pleistoceno medio-superior. En el caso de Mallorca, sobre un acantilado en la zona de playa a 1 m s.n.m., apunta que se trata del Tirreniense, última etapa cálida antes de la glaciación Würm, aproximadamente 130.000-120.000 años B.P (límite entre el Pleistoceno medio y superior), como en otros afloramiento del Mediterráneo occidental.

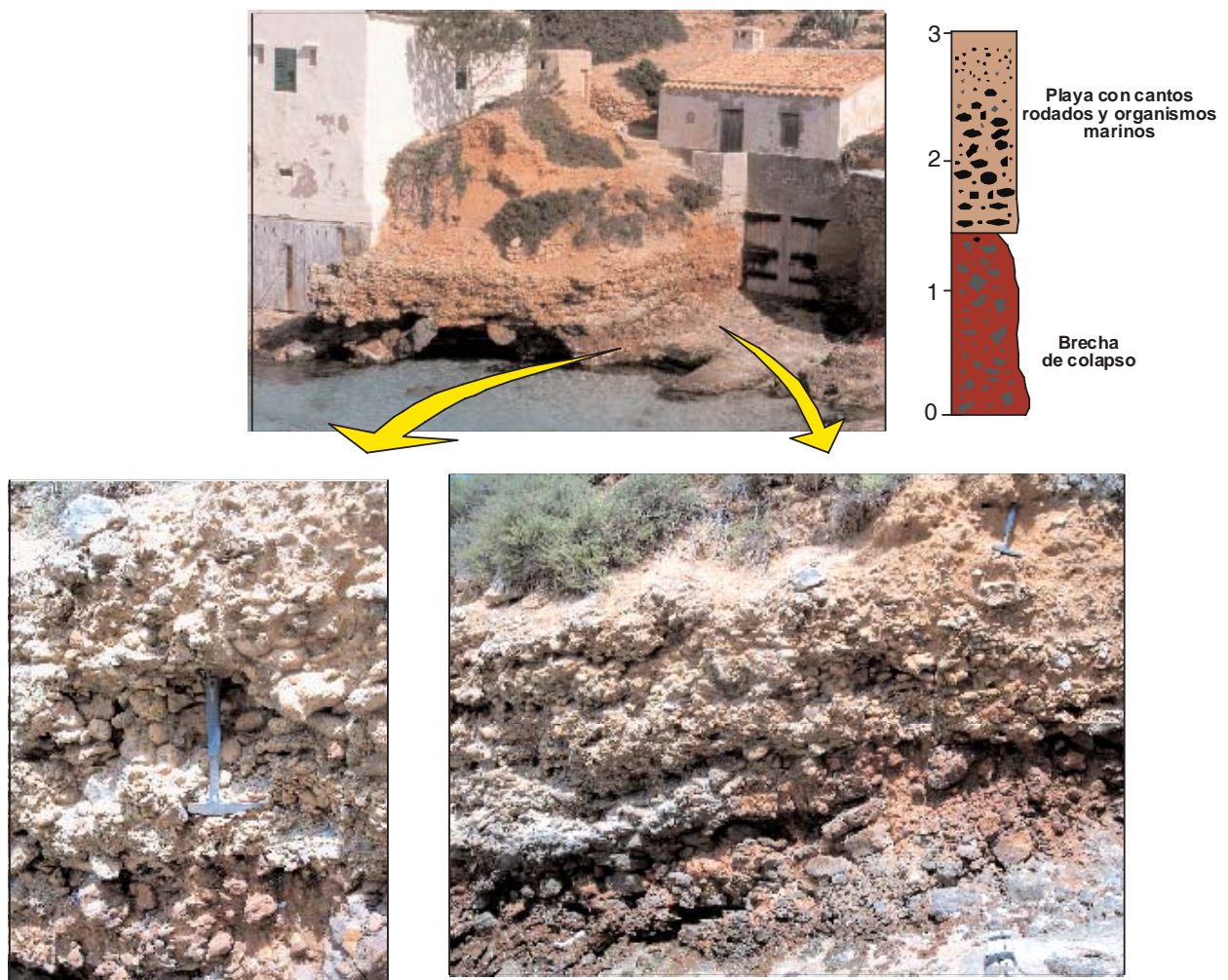


Figura 154. Columna estratigráfica y detalles de la playa fósil de Cala Salmunia

Cuerda (1975) describe varios afloramientos de playas arenosas del Pleistoceno medio con pequeños cantos rodados y contenidos importantes de *Strombus bubonius*, que se extiende al sur y sureste de la costa de Mallorca. De estos depósitos se apunta a un tipo de sedimentos litorales con arenas de grano grueso, pequeños cantos rodados y abundan-

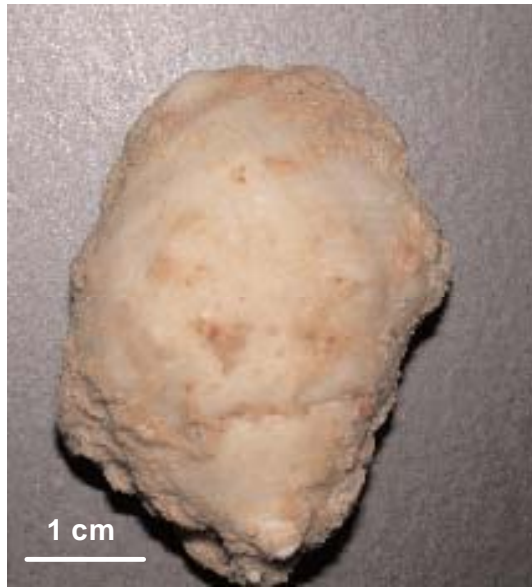


Figura 155. Ejemplar del Pleistoceno medio obtenido de la Playa fósil de es Caló des Moro. *Thais* (*Stramonita*) *haemastoma* (Linnaeus, 1766). Detalle de ambas caras y vista azimutal.

te fauna marina (ej. *Ostrea cocullata* Born o *Glycimerys pilosa* Linné), asociados en otros sedimentos de color pardo y rosado. Aunque los depósitos litorales marinos atribuidos a este período están a una cota superior a 2 m s.n.m., Cuerda (1975) afirma que la cota no puede ser una referencia única en la atribución cronoestratigráfica de una playa fósil. Según este autor, la cota es relativa puesto que depende de la tectónica postmiocena, de la cual hasta el momento existen bastantes interrogantes. Los depósitos litorales de Vallgornera descritos por Cuerda (1975) y atribuidos al Pleistoceno inferior están a 12 m s.n.m., cuando en general depósitos de esta edad se sitúan normalmente entre 30 y 90 m s.n.m (Cuerda, 1975).

#### 19.4. Red hidrográfica actual, formación de la línea de costa actual y deposición de dunas pleistocenas.

La red hidrográfica actual, perpendicular a la línea de costa y la configuración actual de la línea de costa, constituyen, cronológicamente los episodios finales (estructurales y sedimentarios) asociados a los paleocolapsos.

La red hidrográfica actual asociada, en la gran mayoría de casos a calas, intersecta paleocolapsos en algunas zonas (Caló de ses Agües, Caló de ses Dones, Cala Ferrera, Cala Murta entre otras). Estos cursos fluviales, retrabajan y remobilizan parte de los sedimentos depositados en las brechas de los paleocolapsos en períodos anteriores y puntualmente, depositan sedimentos (figura 156).



Figura 156. Detalle de un depósito aluvial cuaternario. S'Algar, Felanitx

La configuración de la línea actual de la costa, también asociada a fenómenos tectónicos durante el Pleistoceno superior, intersecta un conjunto importante de paleocolapsos, destacando las zonas entre Ses Falconeres-Cala Salmunia, Saragall d'en Pel.lo-es Morràs y Porto-Colom-S'Algar. Los paleocolapsos que afloran en la costa acantilada, destacan por la ausencia de sedimentos detríticos subaéreos relacionados con flujos fluviales, así como por la presencia exclusiva de sedimentos detríticos endokársticos.

Por último, la deposición de dunas rampantes del Pleistoceno superior (Clemmensen et al., 1997; Fornós et al., 2002) solapando la costa acantilada y algunas paredes de calas, permite constatar que la configuración actual de la costa y de las calas ya estaba establecida hace más de 40.000 años.

## 19.5. Discusión

La sucesión estratigráfica en Cala Salmunia-Caló des Moro, donde un paleocauce está relleno por un sistema de depósitos eólicos y una playa fósil posterior (en el límite del Pleistoceno medio-Pleistoceno superior) sobre las paredes de dichas dunas, un segundo sistema de paleodunas del Pleistoceno superior, adosada a la costa acantilada permite ubicar relativamente estos episodios en el tiempo y realizar un ensayo de reconstrucción paleogeográfica evolutiva:

- 1.- Disolución, colapso y formación de las brechas: Mioceno superior
- 2.- Fase de cementación y relleno detrítico asociado a:
  - a) una etapa con ambiente endokárstico: Mioceno superior-Pleistoceno?
  - b) encajamiento de una paleorred de cauces antigua e intersección de algunos paleocolapsos, asociado a la deposición de sedimentos detríticos fluviales: Plioceno-Pleistoceno?
- 3.- Deposición de un sistema de dunas que rellena el paleocauce (Pleistoceno)
- 4.- Deposición de sedimentos litorales (en una cala/torrente que intersecta el paleocauce relleno por eolinitas): límite Pleistoceno medio-Pleistoceno superior
- 5.- Deposición de un sistema de dunas : Pleistoceno superior

Sin embargo, esta reconstrucción paleogeográfica relativa, válida para el contexto de la gran mayoría de paleocolapsos en el área objeto de estudio, presenta algunas excepciones. Determinados aspectos como las características sedimentológicas de las facies suprayacentes, la geometría de algunos paleocolapsos, la estructura y composición de los sedimentos de las brechas (redondeo y/o esfericidad de los clastos, composición de los materiales detríticos y otras), son distintos en algunas estructuras, lo que parece indicar que algunos paleocolapsos han tenido lugar en periodos distintos, lo que modifica parcialmente, y en algunos aspectos, las fases descritas con anterioridad. En este sentido han sido diferenciados tres etapas básicas de ocurrencia: colapsos miocenos, postmiocenos y cuaternarios:

## 19.6. Colapsos miocenos

Los colapsos ocurridos en este período, están relacionados con el modelo genético de ocurrencia explicado en la parte IV. Se trata de la gran mayoría de estructuras aflorantes en la costa del meridional y oriental de Mallorca y están caracterizados por:

Las facies oolíticas suprayacentes son sinsedimentarias en relación con el hundimiento, lo cual claramente se puede observar sobre el terreno en Cala Figuera y Punta des Savinar, ya que sellan las facies afectadas por el hundimiento (figura 74).

Las brechas caóticas de colapso en estas estructuras son heterométricas y presentan, en la zona coincidente con la paleocavidad, clastos muy redondeados debido a que han estado



expuestas a un ambiente freático más tiempo, con el consiguiente efecto de los procesos de disolución y/o cinéticos de las aguas subterráneas. Domina el cemento sobre la matriz detrítica (figura 124 B) y en el caso de que exista matriz, el cuarzo es poco significativo (por ejemplo, en Porto-Colom). En la zona superior de la brecha, los clastos presentan, en general, menos redondeamiento y esfericidad, y domina la matriz sobre el cemento (figura 124 A). La mineralogía de la matriz se caracteriza fundamentalmente por la presencia de calcita y de cuarzo en menor medida.

Estas estructuras no presentan un domo de fracturación como el descrito por Davis (1969), sino. Este aspecto determina un tipo de brecha muy particular (*crackle-laminae-split*), que sólo se observa en paleocolapsos sinsedimentarios, debido a la incompleta litificación de los materiales suprayacentes (figura 74).

La geometría y estructura de estos paleocolapsos está generalmente controlada por las fracturas, consecuencia del hundimiento, menos penetrativas y de menor espesor, así como a pequeñas fallas inversas. En la gran mayoría de casos suelen presentar una forma en sección de tipo conoidal, “V”, “U” o en vaguada.

### 19.7. Colapsos postmiocenos

Los colapsos posteriores al Mioceno superior están asociados a procesos de disolución que aumentaron el tamaño del cavidad y produjeron el desplome de las capas suprayacentes o, por el contrario, están relacionadas con procesos tectónicos plio-cuaternarios, que incidieron sobre los paleocolapsos miocenos generando el reajuste mecánico de los materiales infrayacentes dando lugar a un nuevo proceso hundimiento. El afloramiento de estas estructuras es muy puntual.

Las facies oolíticas suprayacentes no presentan sobre el terreno procesos de sinsedimentación respecto al hundimiento, y en algunos casos han sido afectadas por el hundimiento.

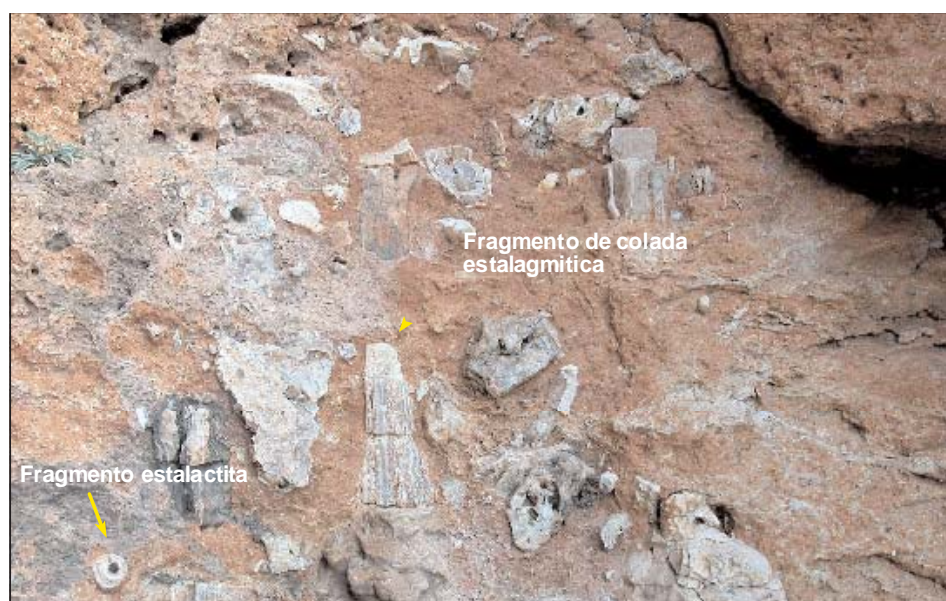


Figura 158.- Brecha caótica de colapso postmioceno con fragmentos de espeleotemas integrados en una matriz limoarcillosa

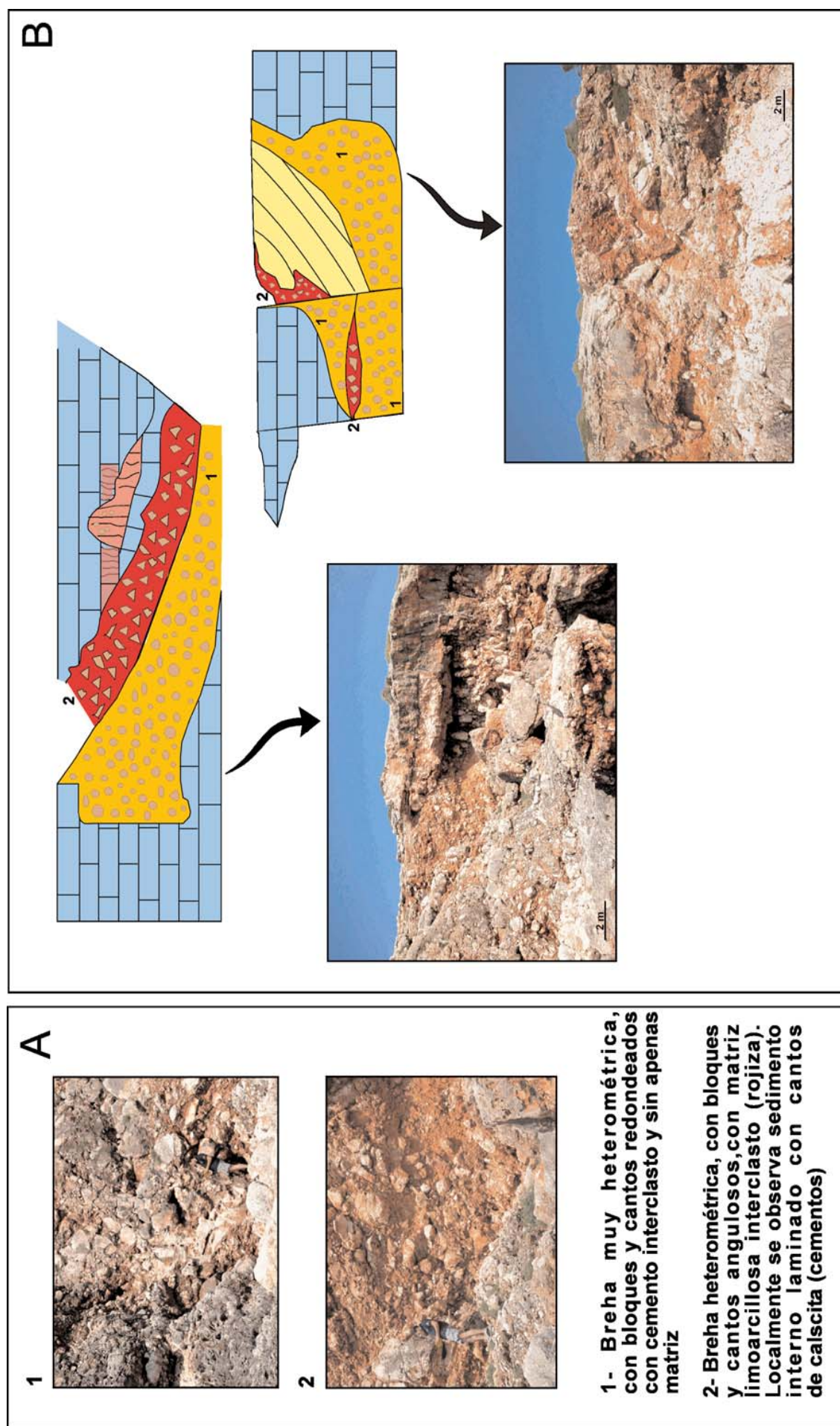


Figura 157.- Paleocolapso en la localidad de Cala Murta. Se trata de un estructura que presentan en su base (1 A y B) una brecha caótica con clastos redondeados y esféricos, donde domina el cemento sobre la matriz. Esta brecha está asociada a los paleocolapsos del Mioceno superior. A techo (2 A y B) presenta una brecha caótica con clastos angulosos donde domina la matriz sobre el cemento. Esta brecha está asociada a hundimientos postmiocenos o cuaternarios

---

Las brechas caóticas de colapso son heterométricas y presentan clastos en general más angulosos que las brechas miocenas, sin apenas esfericidad y redondeamiento (figura 157). En estas brechas, domina la matriz sobre el cemento ya que han estado expuestas a ambientes fluviales. El cemento, en ocasiones, aflora como clasto integrados en la matriz, observándose diversos tipos como fragmentos de coladas, estalactitas o estalagmitas (figura 158). La mineralogía de la matriz de las brechas está caracterizada por una presencia importante de cuarzo de tamaño grosero.

Aunque estas estructuras tampoco presentan domo de fracturación, las facies de la unidad suprayacente presentan estratos que buzan hacia la paleocavidad. Sin embargo, estos tienen menos continuidad lateral y están limitados por fracturas muy definidas debido a que el colapso se produjo cuando los materiales estaban ya litificados (deformación frágil). La brecha *crackle-laminae-split* no aparece y es reemplazada en las facies suprayacentes por la brecha de mosaico y *crackle*.

La geometría y estructura de estos paleocolapsos están generalmente caracterizadas por deformaciones frágiles de las facies suprayacentes debido a que los materiales estaban litificados. En la gran mayoría de casos suelen presentar una forma en sección caótica (figura 157).

### **19.8. Colapsos cuaternarios**

Los colapsos ocurridos durante el Cuaternario están asociadas a procesos de disolución relativamente recientes donde todavía el sistema endokárstico permanece parcial o totalmente activo.

Los cinturones de facies suprayacentes estaban completamente consolidados cuando los procesos de karstificación dieron lugar a procesos de colapso del techo y/o paredes de las cavidades.

Las brechas caóticas de colapso no afloran en sección, sino que se ubican en el interior de la cavidad. En el exterior, sólo en algunos ejemplos, aflora la brecha *crackle* sobre el techo de la boca de la cavidad (figura 159). En los colapsos atribuidos a este periodo, las brechas caóticas siempre presenta clastos muy angulosos que se agrupan en paquetes heterogéneos o solapan el suelo de la cavidad dependiendo de la intensidad y localización del hundimiento. La porosidad interclasto e intraclasto de las brechas a penas presenta relleno geoquímico o detrítico, aunque se observan formas de precipitación sobre los clastos como estalagmitas, estalactitas o coladas. Estas cavidades presentan domo de fracturación (figura 159), por lo que los estratos de la unidad suprayacente no buzan hacia la cavidad. En consecuencia, no es posible observar geometría y estructura del colapso en sección. Únicamente se aprecia la geometría de la boca de la cavidad.

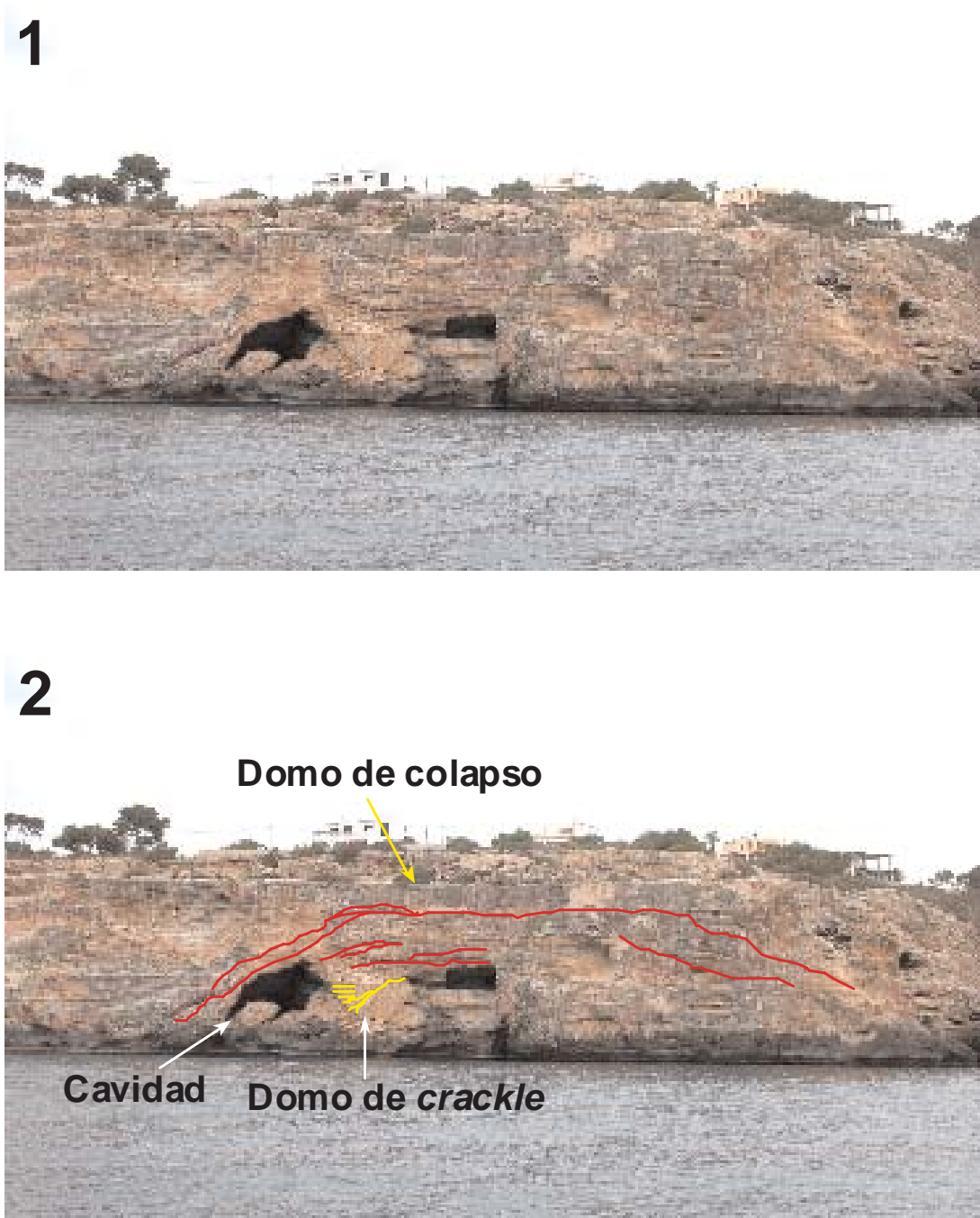


Figura 159. Colapso generado en el Cuaternario en Cala Pi. 1) Vista frontal de la cavidad. 2) Interpretación de las capas afectadas por el hundimiento. Se observa como por encima de la cavidad se ha desarrollado un domo de fracturación consecuencia del hundimiento. Adyacente y en la boca de la cavidad, aflora la brecha crackle

---

## **PARTE VII**

### **MODELOS COMPARATIVOS DE SISTEMAS DE PALEOCOLAPSOS TERCIARIOS Y COLAPSOS CUATERNARIOS**

## CAPÍTULO 20. MODELOS COMPARATIVOS DE SISTEMAS DE PALEOCOLAPSOS TERCIARIOS EN OTROS ÁMBITOS GEOGRÁFICOS Y GEOLÓGICOS

Aunque las estructuras de paleocolapso kárstico del sur y el levante de Mallorca son ejemplos muy particulares, en otras áreas, se han observado y, en algunos casos estudiado, formas similares. Los hundimientos de cuevas provocados por la inestabilidad de la roca suprayacente, son fenómenos relativamente comunes en marcos geológicos donde el karst opera intensamente. Sin embargo, que éstas formas sean pretéritas y estén estrechamente relacionadas con la secuencia estratigráfica es, *a priori*, poco común. En este sentido, el hecho de que la mayor parte de los paleocolapsos mallorquines, según se deduce del modelo genético, sean sinsedimentarios, los hace todavía más excepcionales, por lo que su comparación con otras formas similares es de gran interés. Esta última particularidad no ha sido definida explícitamente en ningún contexto geológico donde se ha constatado la presencia de paleocolapsos. Sin embargo, en el caso de estructuras similares parece existir un relación causal con la secuencia estratigráfica, consecuencia de las fluctuaciones marinas, que indican ciertas similitudes con las estructuras de Mallorca.

Bajo estas premisas, han sido seleccionados dos ejemplos desarrollados en períodos y materiales distintos:

- Los paleocolapsos paleocenos del Monte Baio, descritos por Baceta *et al.* (2001)
- Los paleocolapsos miopliocenos de Malta descritos por Pedley (1975)

### 20.1. Los paleocolapsos paleocenos del monte Baio, Álava, España

Las estructuras de paleocolapso del Monte Baio afloran a lo largo de más de 4 km de afloramiento en los acantilados de una plataforma carbonática del Paleógeno. Se trata de un conjunto de doce estructuras fósiles de hundimiento con una geometría en sección en forma de “U”, donde se distingue un depósito de brechas a base de la estructura y la deformación laxa en “V” de las capas suprayacentes a techo de la zona brechificada. La altura de estas estructuras oscila entre 50 y 70 m con anchuras que superan los 100 m.

#### 20.1.1. Marco geológico y geográfico

El área de estudio está localizada en Monte Baio (1.193 m s.n.m.), ubicado en la provincia de Álava (País Vasco), en el norte de España (figura 160 A ). Forma parte de una plataforma carbonática del Paleógeno inferior, desarrollada sobre depósitos margosos del Cretácico superior. Es

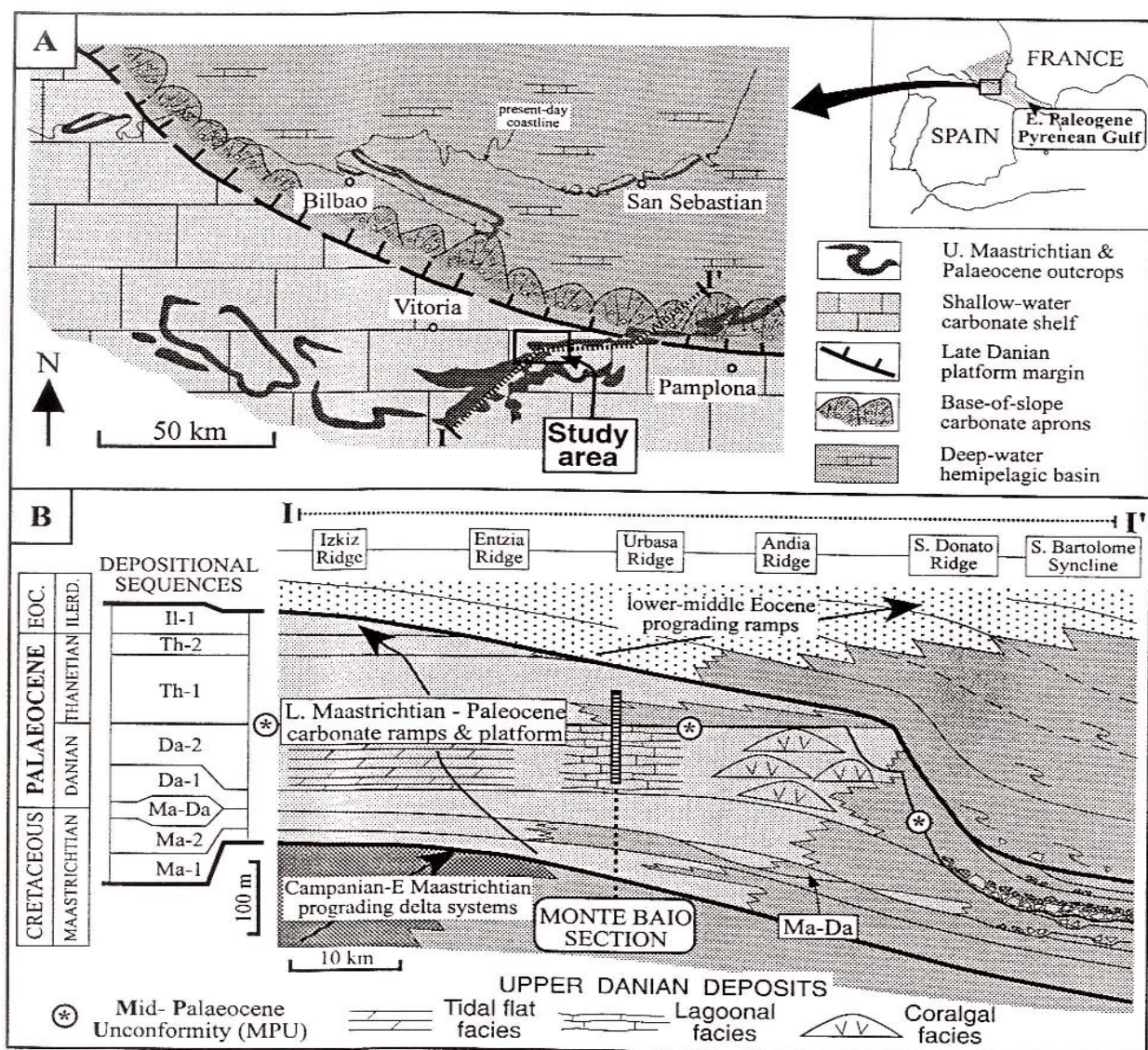


Figura 160. Marco geográfico y geológico (Baceta et al., 2001)

una plataforma somera que evoluciona desde el margen sur del Golfo Paleógeno Pirenaico (figura 158 A), que destaca por el crecimiento de un cinturón arrecifal-coralgal del Daniense, que aflora en el área de la sierra de Andía (figura 160 B).

Las bajadas relativas del nivel del mar, superpuestas en el conjunto de la última transgresión del Cretácico-Paleógeno, permite la subdivisión de dicha sucesión en ocho secuencias deposicionales. La mayor de estas caídas del nivel del mar (70 m según Baceta, 1996) tuvo lugar entre el Daniense y el Tanetiense. Esto hecho provocó la exposición subaérea de la plataforma, dando lugar a una extensa superficie de erosión y una truncación generalizada del frente coralgal del Daniense superior, así como numerosas acumulaciones de megabrechas de calizas Danienses como un nivel de base (figura 160 B). Esta caída principal del nivel del mar también ha sido constatada en el Pirineo centro-meridional por Van der Hurk (1990) y Rossi (1993), estimando ambos autores su magnitud en varias decenas de metros. La correlación bioestratigráfica sugiere una correspondencia con el descenso del nivel del mar de 58,5 millones de años de acuerdo con los ciclo de Haq et al. (1988), la mayor en el Paleoceno.

La sucesión en el afloramiento del Monte Baio comprende una fracción de dos secuencias deposicionales que dividen la plataforma en dos zonas, una inferior y otra superior (figura 161), separadas por la discordancia del Paleoceno medio. La zona correspondiente a la secuencia inferior tiene una espesor de 40 m, y está formada por facies de *packstones* bioclásticos bien estratificados (con algas *Dasycladaceas* y miliólidos) que pasan a techo a *grainstones* oolíticos-peloidales. Estos depósitos submareales se asocian a la formación de un depósito de *lagoon* desarrollado entre el frente arrecifal y las llanuras mareales (figura 160 B). Son estas facies las que presentan un desarrollo kárstico significativo, indicativas de un largo período de exposición subaérea subsiguiente a la última caída del nivel del mar del Daniense. La subsiguiente subida del nivel del mar da lugar a depósitos transgresivos discontinuos (zona superior) compuestos por clastos de calizas, fragmentos de ostras y areniscas silíceas de grano grueso y areniscas, que alternativamente son cubiertas por margas, margocalizas y calizas bioclásticas (Baceta, 1996).

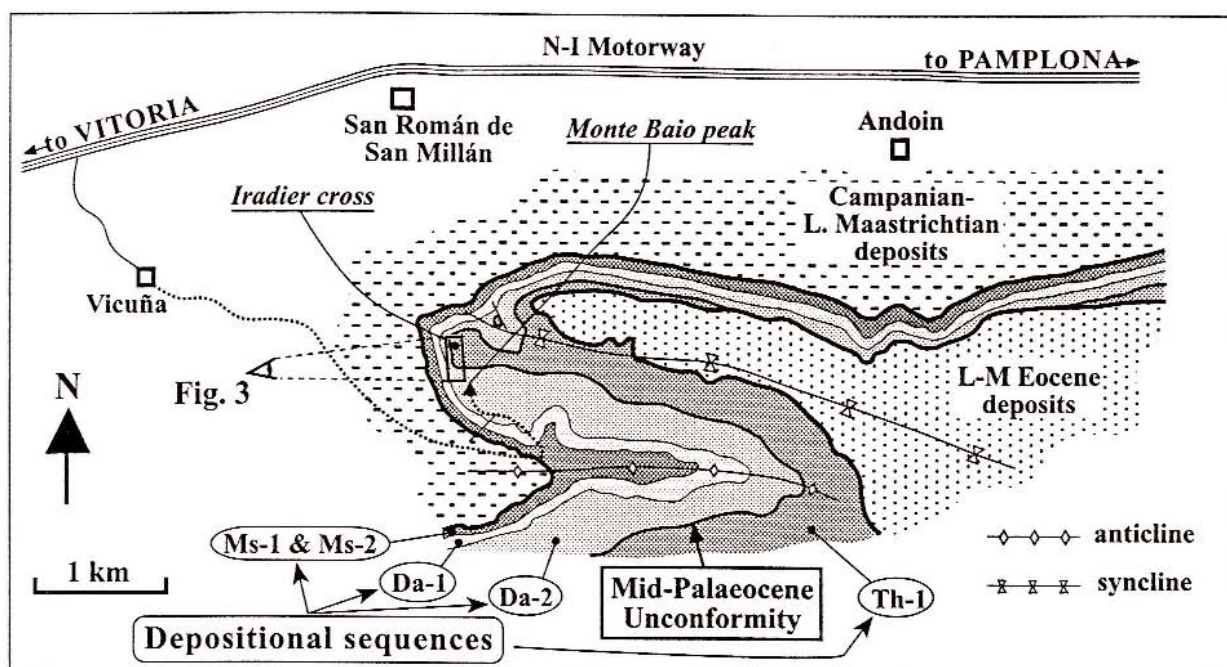


Figura 161. Secuencias deposicionales diferenciadas en la plataforma carbonática (Baceta et al., 2001)

### 20.1.2. Interpretación de los fenómenos de paleocolapso

La interpretación de estas estructuras está basada en el análisis de la porosidad de los paleocolapsos, de los procesos diagenéticos de dolomitización y de los depósitos de brechas (figura 162). La diversidad de los tipos de porosidad constituye una de las características más interesantes de estas estructuras. Se han reconocido sobre el terreno porosidad tipo *sponge-work* y queso suizo (*swiss-cheese*). En los paleocolapsos del Monte Baio afloran en varios niveles (en cuatro de ellos de forma especialmente significativa) por debajo de la discordancia del Paleógeno medio de poco espesor aunque con un desarrollo lateral extenso (figura 163). El espesor varía entre los 0,5 y los 2 m, pero se extienden lateralmente hasta 7 km, y por correlación con otros sectores podrían superar lateralmente los 20 km (figura 162 B y 163) (Baceta et al., 2001).



Son el resultado de un proceso de disolución muy intenso, como demuestran la densa red de poros y cavidades interconectadas, de entre 1 y 5 cm de diámetro, de paredes cubiertas de cemento de calcita en empalizada y mayoritariamente con rellenos de sedimentos micríticos. El color rojo que presentan estos niveles (figura 161) está causado por la presencia de óxidos de hierro. No existen criterios que indiquen un origen vadoso o pedogénico. Se atribuyen por tanto, a la ubicación alterna-tiva de estos niveles en la zona de mezcla entre aguas dulces y saladas (Baceta et al., 2001).

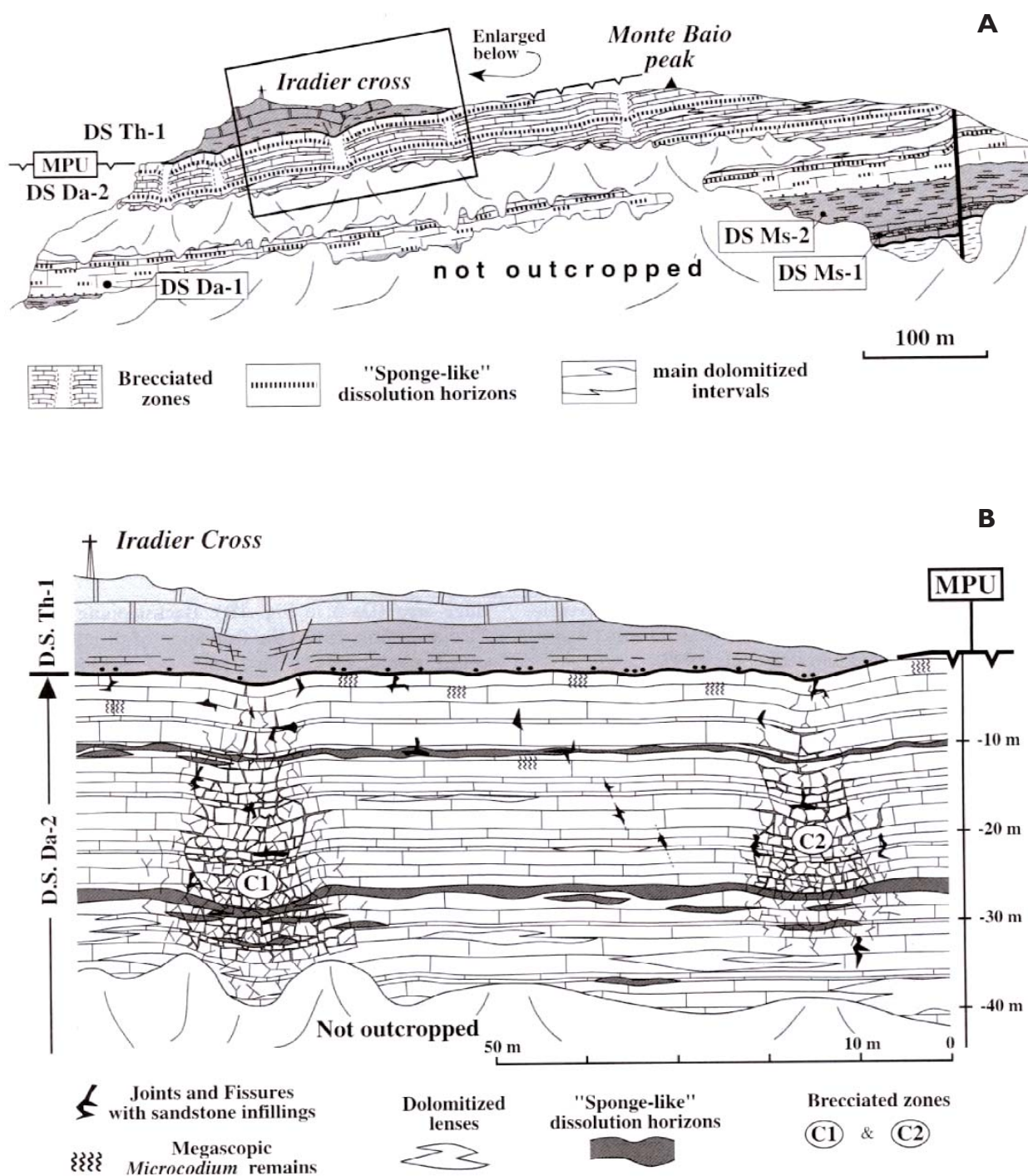


Figura 162. A) Situación y cartografía de los elementos diagnósticos y B) de los paleocolapsos del Monte Baio. (Baceta et al., 2001)

Las juntas y fisuras (rellenas de areniscas) son otras de las formas de disolución asociadas a estas formas paleokársticas. Son características de procesos de disolución intermitente. Alcanzan longitudes de hasta 2 m y espesores de hasta 40 cm, generalmente con una orientación subvertical (figura 162 B). Son más abundantes en las zonas afectadas por fracturas y en los depósitos de brechas (figura 162 B). En muchos casos, están rellenas de areniscas de cuarzo de grano medio-fino, o de limos masivos. Las areniscas presentan generalmente laminación cruzada, aunque en muchos casos las laminaciones generalmente están distorsionadas por compactación diferencial (Baceta *et al.*, 2001).



Figura 163. Niveles de porosidad sponge-work y queso suizo (swiss-cheese)

Una segunda línea de análisis ha sido el estudio de procesos de dolomitización. Se han observado cuerpos irregulares de calizas dolomitizadas y recrystalizadas de grano medio-fino, elongadas paralelamente a la estratificación y con dimensiones que oscilan entre 0,3 y 5 m de espesor y 10-20 m de extensión lateral (162 B y 164). Se ubican preferentemente bajo los niveles de porosidad descritos con anterioridad. La transición desde estos niveles dolomitizados hasta las calizas no afectadas es gradual, pero en un rango relativamente estrecho (0,2-1 m), que en la mayoría de casos presenta un color rosa-púrpura e intensa recrystalización. Esta zona de transición presenta frecuentemente cristales de pirita, de forma diseminada o en parches de tamaño centimétricos (Baceta *et al.*, 2001).

Las brechas son el tercer elemento de discusión y análisis. Se trata de zonas con forma cilíndrica en las que se interrumpe la estratificación, de 10-20 m de anchura y al menos 35 m de altura (figura 162 A y 164). Se han identificado catorce de ellas en el afloramiento de Monte Baio, espaciadas de 30 a 100 m. En la mayoría de casos, muestran una disposición vertical similar. La parte superior generalmente aparece como un simple sag o estructura de tipo sinclinal (figura 162 B y 164), casi circular en planta, afectadas por juntas y pequeñas fallas normales. Esta parte plegada pasa en la base a un intervalo altamente fracturado y, posteriormente, a una zona brechificada bien definida constituida por clastos heterométricos angulosos o ligeramente redondeados que no pueden ser visualmente reubicados en su posición original. Estos sedimentos representan una estructura clara-

mente clasto-soportada, en algunos casos con una matriz constituida por pequeños clastos de caliza y/o sedimentos calizos rojizos de grano fino. A mayores profundidades se sumergen en un intervalo fracturado o directamente sobre las calizas no afectadas por estas estructuras. Esta disposición general, no siempre es regular y claramente visible, mostrando algunos ejemplos de alternancias verticales de zonas fracturadas y brechificadas, y otras con una disposición *a priori*, más aleatoria. En algunos casos, la disrupción también afecta a depósitos suprayacentes en discordancia.



Figura 164. Detalle de una parte de la brecha de colapso en el Monte Baio, Álava. España

### 20.1.3. Descripción de dos brechas tipo en el Monte Baio (en sección)

Las bases de las brechas de colapso están sobre el techo de un nivel de margas del Cretácico superior.

#### Brecha 1

La base de las brechas caóticas de colapso está recubierta por la vegetación y apenas son visibles. La forma de la paleocavidad es irregular y está rellena por un conjunto de clastos desorganizados de las facies suprayacentes, redondeados y con una matriz rojiza. El tamaño de los clastos va desde pocos centímetros hasta otros de orden métrico. Hacia el techo se pierde la matriz y se observa una reorganización de los clastos, que ya son angulosos y presentan una aparente granoclasificación hacia el techo. La brecha tiene un tamaño de 15 m en la horizontal y 25 m de longitud. Sobre el techo de la brecha caótica se observa una brecha de mosaico con clastos de orden métrico. Se extiende horizontalmente 20 m, con una altura de 40 m. Al techo de la brecha caótica aflora la brecha *crackle*, con un espesor de 15 m y 90 m de ancho aproximadamente (figura 162 y 164).

#### Brecha 2

Está a una distancia de 10 m en la horizontal con respecto a la anterior, con un estructura geométrica algo distinta. La base de la brecha presenta menos matriz y continuidad vertical que la primera. Está compuesta por clastos rotados y redondeados. A techo se observa un nivel de 2 m de clastos angulosos organizados y granuloclasificados. Sobre el techo de la brecha caótica se observa una brecha de mosaico con clastos de orden métrico. Se extiende horizontalmente 18 m con una altura de 40 m. A techo de la brecha de mosaico aflora la brecha *crackle*, con un espesor de 10 m y 100 m de continuidad lateral (figura 162, 164 y 165).

### 20.1.4. Descripción de los paleocolapsos en el Monte Baio (en sección)

Los paleocolapsos del Monte Baio presentan una estructura en sección muy similar a las de Mallorca: 1) una parte inferior donde se observa la paleocavidad ubicada a base del paleocolap-

so, con una geometría irregular de dimensiones entre 15 y 20 m, rellena por sedimentos de las facies adyacentes y suprayacentes. Afloran en un gran número de paleocolapsos y siempre de forma incompleta; 2) una parte superior coincidente con los bordes de la estructura. Las facies se presentan bien estratificadas. Las facies intermareales buzcan con una inflexión conoidal (cono elíptico) hacia la zona que conecta la parte inferior con la parte superior más estrecha de la paleocavidad (figura 164 y 165). En esta parte se distinguen tres zonas:

- a) la zona externa: facies basales deformadas en cono hacia el centro de la estructura (figura 162 B y 165)
- b) la zona intermedia: formada por brechas *crackle*, *crackle-laminae-split* y de mosaico (figura 162 B y 165)
- c) una zona interna: formada por brechas caóticas angulosas y/o redondeadas formada por las calizas arrecifales (figura 162 B y 165).

La observación y medición de los ángulos y direcciones de buzamiento de las capas afectadas por un paleocolapso, permite establecer que el espectro de formas es menor que en el caso Mallorca, ya que la intersección del acantilado (afloramientos en 2 dimensiones) con respecto a la posición de la estructura en 3 dimensiones, se concentra en dos acantilados con una orientación NE-SO y NO-SE. Los paleocolapsos presentan inflexiones laxas, de bajo ángulo, con márgenes inclinados ( $>40^\circ$ ).

Este hecho sólo permite definir paleocolapsos con geometría en forma de “U”.



Figura 165. Detalle de un paleocolapso en el Monte Baio, Álava, España

#### 20.1.5. Discusión

Existen abundantes evidencias de exposición subaérea en las calizas del Daniense superior. La presencia de *Microcodium* es común en el paleokarst y en los paleosuelos, lo que generalmente se interpreta como el producto de la actividad de raíces (Klappa, 1978). Además, la tendencia subvertical de las juntas y fisuras, y el carácter de su relleno, sugieren fuertemente la circulación de agua a través de fracturas en las calizas del Daniense. Las semejanzas entre el relleno de areniscas en las fisuras y los depósitos de *lag* transgresivo sobre la discordancia sugieren que fueron emplazadas durante el Thanetiense (Baceta *et al.*, 2001).

Las partes superiores de las zonas brechificadas se asemejan a depósitos de brechas *crackle* (Loucks y Handford, 1992; Loucks, 1999), desarrolladas por estrés gravitacional sobre las cavidades. Las brechas clasto-soportadas con matriz roja son comparables con las brechas caóticas que representan los depósitos consecuencia del colapso de la cavidad, pero no existen evidencias sobre si las cavidades fueron originadas en la zona vadosa o fre-

---

ática (Baceta *et al.*, 2001).

A pesar de la forma irregular de los niveles de “queso suizo” y su color rojo, no existen evidencias que sostengan la idea de que representan paleosuelos de “terra-rossa”, atribuidos en la literatura a formas paleokársticas. Sin embargo, las zonas con porosidad del tipo “queso suizo” son probablemente el producto de procesos relacionados con la disolución en la zona de mezcla. Estos procesos pueden tener lugar, tanto en la zona meteórica de mezcla entre aguas freáticas-vadosas, como en la zona de mezcla de aguas dulces y saladas. No se ha constatado registros de porosidad (tipo “queso suizo”) en las primeras, y la evidencia petrográfica apoya la idea de que la zona B-1 (figura 164) representa un horizonte de disolución de aguas de mezcla y meteóricas (Baceta *et al.*, 2001). Las envueltas de óxidos de hierro tienen analogías con las zonas de mezcla presentes en las Bahamas, donde se han descrito costras delgadas de óxido de hierro (Whitaker y Smart, 1998). Estas se desarrollan como consecuencia de la oxidación de costras de sulfuros que se forman como resultado de la actividad sulfo-reductora de bacterias anaerobias. Así, la pirita diseminada en la zona B-2 puede representar el horizonte anaeróbico principal, con la zona B-1 representando el horizonte suprayacente periódicamente oxidado (figura 166). La ausencia de cualquier relicto de sulfuros en la zona B-1 podría reflejar una oxidación prolongada en el pasado y no una reciente oxidación del afloramiento. La disolución avanzada que se observa en la zona B-1 podría también estar relacionada con la posición relativa respecto del horizonte de reducción de sulfatos (Baceta *et al.*, 2001). En la zona de mezcla de las Bahamas el máximo *fretting* de carbonatos tiene lugar sobre la zona de formación de costras de sulfuros (Whitaker y Smart, 1998). Esto, probablemente es el resultado de la disolución agresiva causada por la oxidación de sulfuros hidratados (ácido sulfúrico), debido a la reducción de sulfatos en la parte inferior de la zona de mezcla (Stoessel, 1992). La presencia de características de corrosión sobre cementos de calcita en empalizada bordeando las cavidades de “queso suizo” (figura 163) puede explicarse también como consecuencia de procesos de la zona de mezcla. La mezcla de agua dulce y salada puede dar lugar a la subsaturación cuando el agua marina tiene una presencia importante en el sistema hidrogeológico (Plummer, 1975; Wigley y Plummer, 1976). En una zona de fluctuación son de esperar alternancias entre ellas, como las que se observan en las calizas del Monte Baio. Las reacciones microbianas también juegan un papel en las causas de la precipitación y disolución en la zona de mezcla (Stoessel, 1992). La presencia de lentejones de dolomías apunta a un origen en la zona de mezcla.

La presencia de zonas de mezcla, entre aguas dulces y saladas, intersectando las zonas brechificadas sugiere que estas últimas se desarrollaron tras la subsiguiente caída inicial del nivel del mar, bajo condiciones meteóricas. El ulterior ascenso del nivel del mar dio lugar a una superposición de las zonas de mezcla.

De los criterios para el reconocimiento de formas fósiles generadas en zonas de mezcla de aguas marinas y meteóricas apuntados por Baceta *et al.* (2001) destacan:

- 1.- La zona de mezcla disolutiva tiene lugar bajo una unidad que muestra claras evidencias de haber sido afectada por aguas freáticas dulces.
- 2.- La zona puede mostrar estructuras distintivas de porosidad de pequeña escala, del tipo “queso suizo”, como las que se encuentran en la actualidad en localidades donde domina la zona de mezcla entre aguas dulces y saladas (figura 163). Estas son producto de la intensa disolución en la interfase, aumentada por la acidez causada por la oxidación de sulfuros hidratados.

3.- La zona puede estar asociada a diferentes horizontes con costras o impregnaciones, indicando diferentes condiciones de oxidación-reducción, tales como los horizontes ricos en sulfuros subyacentes a los depósitos de óxidos de hierro desarrollados como resultado de la oxidación de hierro ferroso en zonas óxicas suprayacentes (figura 166).

4.- La evidencia petrográfica puede encontrarse en la alternancia entre la precipitación de carbonato y la disolución, causada por la fluctuación de los niveles de saturación de las aguas en la zona de mezcla. La naturaleza dinámica de estas zonas diagenéticas determina que patrones complejos como este sean la norma.

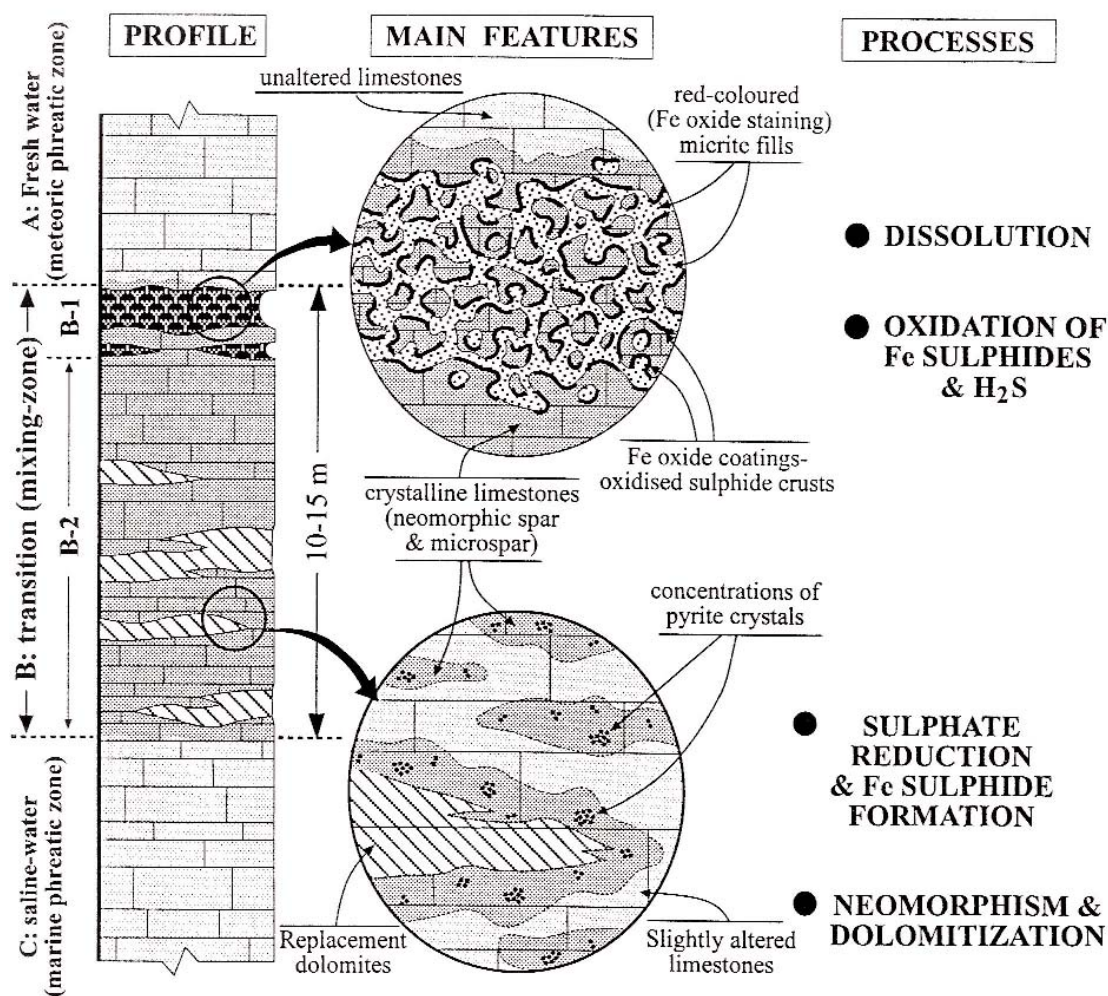


Figura 166. Columna sintética de los elementos diagnósticos según la sucesión vertical de estos en un paleocolapso (Baceta et al., 2001)

ración de las aguas en la zona de mezcla. La naturaleza dinámica de estas zonas diagenéticas determina que patrones complejos como este sean la norma.

#### 20.1.6. Deducciones de los resultados

Un perfil complejo de paleo-karst en las calizas Daniense de Monte Baio muestra zonas diferenciadas de porosidad tipo *sponge-work* suprayacentes a intervalos afectados por neomorfismo, dolomitización y con finas diseminaciones de sulfuros de hierro. Son interpretadas como zonas de paleomezcla marina-meteorica, desarrolladas durante un período de ascenso del nivel del mar subsiguiente a un descenso del mismo y a un largo período de exposición subaérea (Baceta et

---

al., 2001). Las zonas con porosidad tipo *sponge-work* y “queso suizo” parecen estar asociadas a la disolución en la zona de mezcla. También están asociadas a evidencias de reacciones con presencia microbiana productoras de sulfuros que contribuyen a la disolución en los niveles superiores y donde tiene lugar una extensa neomorfización y dolomitización (Baceta et al., 2001). La ausencia de ejemplos antiguos de lo que hoy es un medio diagenético ampliamente extendido es problemática. Es posible que estas zonas de “queso suizo” todavía no hayan colapsado y que las estructuras objeto de estudio hayan sido confundidas con paleosuelos de *terra-rossa* observados en sucesiones y sondeos en otras plataformas antiguas (Baceta et al., 2001).

#### 20.1.7.- Comparación con las estructuras de paleocolapso de Mallorca

Es destacable y evidente que ambos sistemas de paleocolapsos se producen en plataformas arrecifales, lo cual infiere inicialmente un marco geológico común. Sin embargo existen algunas analogías y diferencias.

- 1.- Los ciclos de oscilación del nivel del mar reconocidos en la plataforma del Monte Baio son de tercer orden y en Mallorca de cuarto, quinto, sexto y séptimo orden. Sin embargo galcioestatismo con ciclos de alta frecuencia ha sido reconocido ya durante el el Cretácico
- 2.- Ambos paleocolapsos afectan a sedimentos marinos poco profundos
- 3.- Ambos tiene su origen en la disolución de los parches de coral en la unidad infra-yacente
- 4.- Los paleocolapsos del Monte Baio son del Paleoceno superior y los de Mallorca del Mioceno superior
- 5.- Los paleocolapsos del Monte Baio tienen una altura que varía entre 140 y 150 m y los de Mallorca entre 1 m y 29 m. En la horizontal los primeros se extienden entre 35 y 60 m y en Mallorca superan en algunos ejemplos los 100 m.
- 6.- En el monte Baio las formas de los paleocolapsos en sección presentan un geometría en U, y en Mallorca el espectro es más amplio, desde forma en V, U, vaguada e irregulares.
- 7.- Las brechas presentan una estructura similar tanto en las partes que las componen como en la clasificación de las mismas en la estructura. Tanto en El Monte Baio como en la plataforma de Santanyí, se observa una matriz rojiza limoarcillosa muy compactada en la brecha caótica, con cantos angulosos y redondeados. Sin embargo, en los paleocolapsos del Monte Baio los cementos son muy escasos.
- 8.- En los paleocolapsos del Monte Baio también ha sido observada la brecha *crack-laminae-split*, consecuencia de la disminución en la propagación del esfuerzo hacia el techo del paleocolapso.
- 9.- El número de estructuras aflorantes es muy superior en la plataforma de Santanyí.

Las estructuras de paleocolapso del Monte Baio están distribuidas en el espacio homogé-

neamente. Su génesis responde a un modelo similar al de Mallorca, asociado a las oscilaciones del nivel del mar y la arquitectura de facies. Durante la bajada del nivel del mar en el límite del Daniense-Tanatiense (70 m), se produce la disolución de las facies arrecifales en las que se han desarrollado parches de coral, creando un sistema de cavidades cerca del nivel freático. La subsecuente subida del nivel del mar, dando lugar a un nuevo episodio de acreción sedimentaria, (depósitos del Paleoceno superior), es el momento en el que parece haberse producido el hundimiento del techo de la cavidad. Sin embargo, hay un grupo de paleocolapsos que afectan a los depósitos del Eoceno superior, relacionados con otro ciclo eustático.

## 20.2. Los paleocolapsos mio-pliocenos del archipiélago de Malta

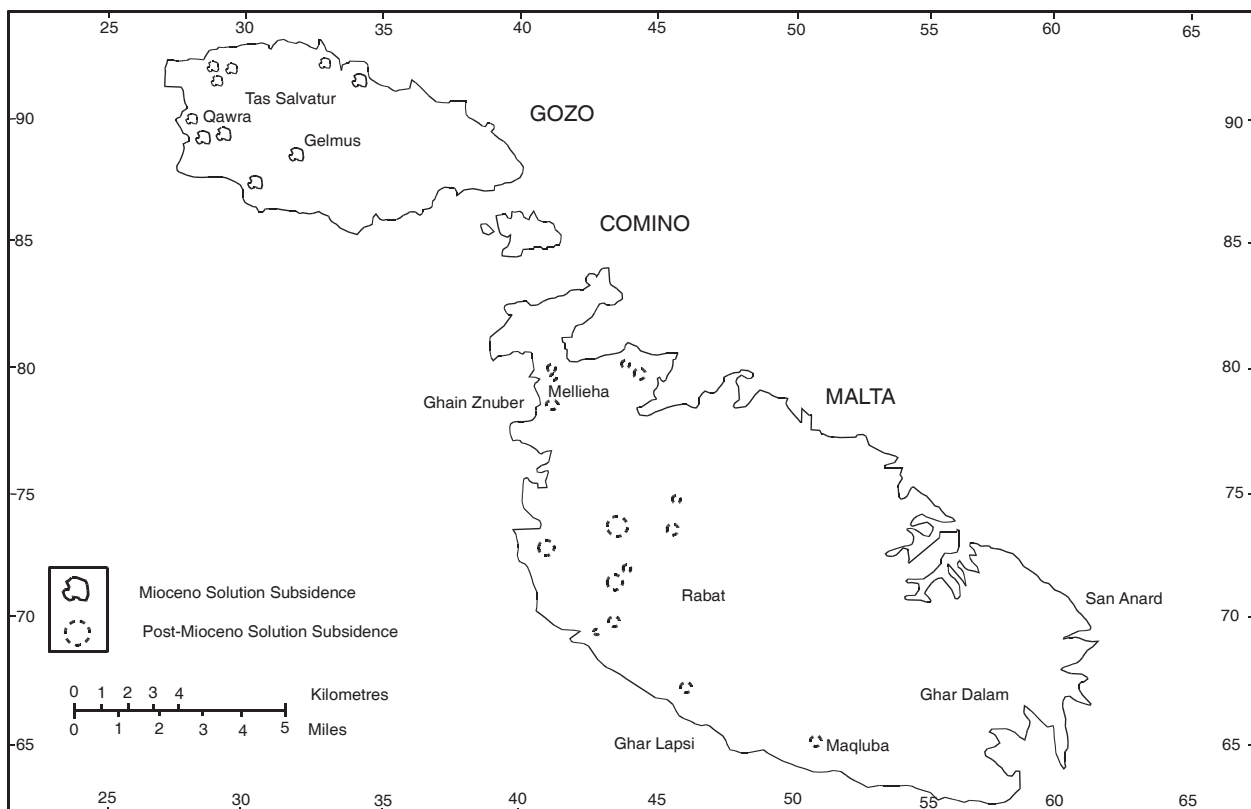


Figura 167.- Marco geográfico de los paleocolapsos de Malta (Pedley, 1975)

En el archipiélago de Malta se han observado numerosas estructuras de colapso, ya descritas en su día por Hobbs (1914), Trechmann (1938), Newberry (1968), Murray (1980), Pedley (1975) y Pedley et al. (1990) (Figura 167).

Algunas estructuras han sido descritas como hundimientos prologados en el tiempo de forma gradual, donde la serie estratigráfica, aunque afectada, mantiene su posición normal en la secuencia (Pedley, 1975). Por el contrario, otros ejemplos se asocian a hundimientos muy rápidos, ya que las estructuras presentan secuencias sedimentarias atípicas, con olistolitos y grandes bloques intercalados derivados del colapsos de las capas suprayacentes. Las estructuras de mayor dimensión son las localizadas en la isla de Gozo. En general se trata de estructuras de forma circular o elípticas, afectadas en las zonas infrayacentes por fallas subvertica-



les (Pedley, 1975). La paleocavidad no se observa, puesto que está por debajo del nivel del mar, aunque las fallas observadas en estas estructuras hace suponer que los hundimientos se produjeron, bien debido a fallas desarrolladas a favor de las cavidades, o por disolución de las facies infrayacentes durante el Eoceno, donde el nivel del mar estaba en un periodo de descenso (Pedley, 1975).

### 20.2.1. Introducción

Las islas de Malta están situadas en una zona intermedia en el Mar Mediterráneo, a 80 km de Sicilia y a 320 km del norte de África. Forman parte de la *Malta-Hybreaan Platform*, que es parte del margen externo de la Placa Africana. El archipiélago está formado por las islas de Malta, Gozo, Comino y Filfa (figura 167).

La sucesión de depósitos oligocenos, miocenos, pliocenos y cuaternarios de la plataforma de Malta aflora excepcionalmente en todas las islas, donde se disponen como estratos subhorizontales. Las secuencia carbonática muestra una amplia diversidad de facies que, en muchas localidades, afloran en tres dimensiones. Entre éstas, destacan las unidades arrecifales oligocenas y miocenas.

La exposición subaérea post-miocena ha dado lugar a unas formas kársticas, especialmente en las facies arrecifales, que se manifiestan en extensos sistemas endokársticos. En algunas localidades, la disolución de la roca ha sido muy intensa, dando como resultado el colapso del techo de las cavidades. El resultado de estos fenómenos ha sido la generación de depresiones elípticas y redondeadas que pueden observarse en determinadas zonas del archipiélago. Hobbs (1914), Trechmann (1938) y Murray (1980) asocian estas formas de hundimiento a procesos estructurales, dado que algunos colapsos están alineados en la dirección de determinadas fallas. Posteriormente, Pedley (1975), apunta a la idea de que la génesis de estas estructuras puede ser por ambas causas y enmarcarse en distintos periodos geológicos. En este sentido Pedley (1975), identifica dos tipos estructuras según el momento en el que se produjeron (figura 167):

- 1.- Estructuras de colapso miocenas, desarrolladas en condiciones submarinas y asociadas únicamente a fenómenos kársticos
- 2.- Estructuras de colapso postmiocenas, asociadas a fenómenos estructurales regionales.

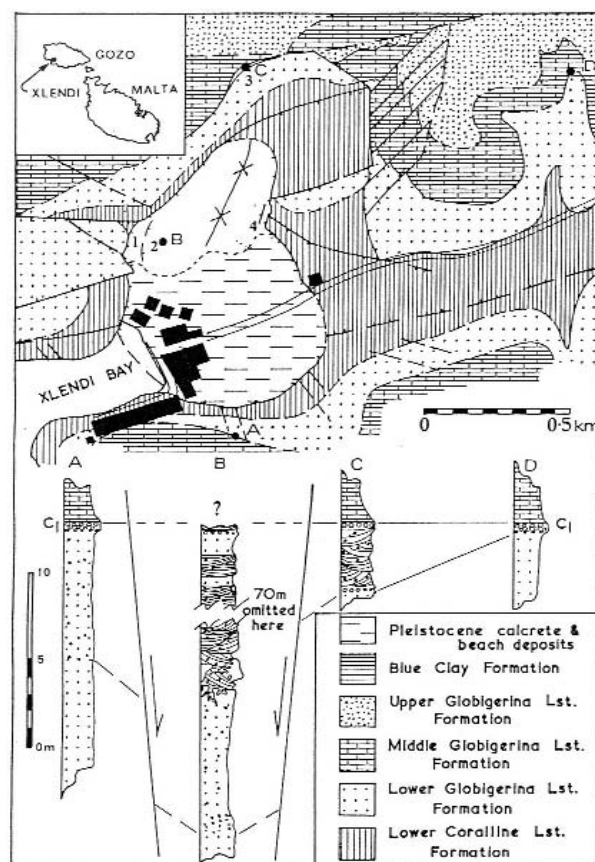


Figura 168.- Marco geológico de los paleocolapsos de Malta (Pedley, 1975)

### 20.2.2. Marco geológico

Bajo la secuencia discontinua de aluviales cuaternarios, caliches y capas de *terra rosa*, se disponen los depósitos carbonáticos oligocenos y miocenos, constituidos por cinco unidades principales (figura 168). La *Lower Coraline Limestone Formation*, atribuida al Oligoceno superior; la *Limestone Globigerina Formation*, desarrollada entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior (Felix, 1973; Pedley, 1975); la *Blue Clay Formation*, atribuida al Mioceno medio (Carbone et al., 1986); la *Greensand Formation*, atribuida al Mioceno medio-superior y la *Upper Coraline Limestone Formation* atribuida al Mioceno superior (Pedley et al., 1990) (figura 168).

#### *Lower Coraline Limestone Formation*

Esta secuencia consiste en la sucesión de una rampa carbonática con un desarrollo de cinturones de facies común en rampas similares del Neógeno en el Mediterráneo. La rampa interna está caracterizada por una secuencia de algas rojas, en la que discontinuamente afloran parches de coral de norte a sur. Aflora en la zona más al oeste de las islas de Malta y Gozo. Hacia el este de estas facies, se dispone una rampa interna formada por depósitos de *wackestone* y *packstones*, que se atribuyen a procesos de sedimentación en aguas más profundas. Son facies ricas en foraminíferos bentónicos. Estas facies están recubiertas por una secuencia de sedimentos bioclásticos que se extienden hacia el norte y el este, compuesta por *packstones* y *grainstones* que culminan a techo en caliches.

El techo de la *Lower Coraline Limestone Formation* podría corresponder a una bajada del nivel del mar (30 Ma), según las curvas globales de Haq et al. (1987).

#### *Limestone Globigerina Formation*

Esta formación ha sido atribuida a una sucesión de depósitos entre el Chatiense- Langhiense y subdividida en inferior, media y superior.

La Unidad inferior está formada por *wackestones* con foraminíferos planctónicos, y culmina a techo con un *hardground* fosforítico recubriendo un depósito conglomerático.

La Unidad intermedia se dispone recubriendo la anterior, y está formada por niveles de cocolitos asociados a la deposición en aguas más profundas. Esta secuencia culmina en otra capa conglomerática compuesta por pequeños clastos fosforíticos, que conforma un segundo *hardground*.

La Unidad superior está formada por *wackestones* con foraminíferos planctónicos. En determinadas zonas han sido descritas capas intermedias de yesos y margas. Este nivel pasa transitoriamente a techo a la Formación denominada *Blue Clay*.

#### *Blue Clay Formation*

Es un nivel de arcillas grises, ricas en caolinita, y margas azules, que contienen abundantes foraminíferos planctónicos y cefalópodos. Su espesor es muy variable. Regionalmente, este nivel de arcillas se acuña hacia el este de Malta.

---

### *Green sand Formation*

Está compuesta por depósitos alogénicos de glauconita, fosforita y arcillas, junto con sedimentos bioclásticos retransportados por aguas dulces. Su espesor es variable, desde 1 m hasta un máximo de 11 m. Aflora extensamente en la isla de Gozo. Estos depósitos están asociados a episodios regresivos dispuestos de forma discordante en el oeste de Malta sobre la formación de arcillas azules.

### *Upper Coraline Limestone Formation*

Esta formación aflora extensamente en el oeste de Malta y al este de Gozo. Representa una sucesión de facies carbonáticas de aguas poco profundas depositada durante el Mioceno superior y descrita como una plataforma arrecifal progradante. La secuencia presenta una rampa carbonática formada por parches de coral y un cinturón de facies de oolitos que progradan hacia el este sobre unos niveles de *wackestones* con *Heterosteginas* y diversas facies de algas coralinas. Hacia el este, presenta niveles calizos masivos con foraminíferos.

#### *20.2.3. Estructuras de paleocolapso miocenas*

Afloran en las islas de Malta y Gozo. Estas paleohundimientos están asociados al desarrollo de cavidades donde la posterior subida del nivel del mar produjo el colapso. Estas estructuras se han rellenado por sedimentos marinos de las unidades suprayacentes, que se presentan como brechas con clastos angulosos y depósitos que estaban en un período temprano de litificación cuando colapsaron. En estas estructuras, la unidad superior (*Upper Coraline Limestone Formation*) no aparece afectada. En sección, es posible observar pliegues desarrollados por el proceso de hundimiento, posiblemente debido a la escasa litificación de algunos depósitos. Las capas afectadas presentan buzamientos muy pronunciados, diseccionados hacia el centro del colapso. Han sido identificadas tres fases de este fenómeno, en función de las capas infrayacentes y suprayacentes afectadas por procesos de disolución y colapso, el diámetro de las estructuras (entre 250 m y 400 para la fase uno; 170 m y 70 para la fase dos; y entre 40 m y 400 m para la fase 3), la forma en planta (elíptica y redondeada) y la disposición actual de los sedimentos afectados, relacionados o no con fenómenos estructurales. Su desarrollo es análogo en todos los casos y asociados a la arquitectura de facies, relacionada con las fluctuaciones del nivel del mar. Están asociadas a una primera fase donde se desarrolla un sistema endokárstico pocos metros por debajo del nivel freático, bien en la Unidad *Lower Coraline Limestone Formation* o en la *Limestone Globigerina Formation* entre el Oligoceno y el Mioceno inferior-medio, durante una bajada del nivel del mar. Posteriormente, la subsiguiente subida del nivel del mar, con la consiguiente acreción sedimentaria y el peso inducido por los sedimentos provocó el hundimiento del techo de las cavidades en condiciones submarinas. Seguidamente, los posteriores episodios sedimentarios rellenaron y sellaron las estructuras de colapso. Este episodio, en algunos ejemplos, está relacionado con las capas superiores de la *Limestone Globigerina Formation*, y en otras son las de la *Blue Clay*, *Green Sand* o *Upper Coraline Limestone Formation*. Finalmente, fenómenos tectónicos postmiocenos han dado lugar a la reactivación de los sistemas endokársticos pretéritos, provocando un nuevo proceso de colapso de estas estructuras.

#### *20.2.4. Estructuras de paleocolapso post-miocenas*

Afloran en las islas de Malta y Gozo y se han diferenciado dos tipos según su cronología de ocurrencia (Pedley, 1974):

- Estructuras precuaternarias
- Estructuras cuaternarias

Las estructuras precuaternarias son formas deprimidas de geometría en planta elíptica, aunque un pequeño grupo, asociado a la *Upper Coraline Limestone Formation*, afloran como formas positivas del terreno. Su diámetro no supera los 80 m, con un espesor máximo de 60 m en la isla de Malta. En estos paleohundimientos no es posible observar la paleocavidad puesto que no aflora en sección. Su génesis es compleja, puesto que han intervenido procesos de disolución y estructurales, estos últimos, supuestos por la alineación de algunas estructuras a favor de la dirección de fallas regionales. Sin embargo, en algunos ejemplos analizados se ha observado que el sistema endokárstico premioceno se ha reactivado en la isla de Gozo, durante una exposición-subaérea de larga duración, postmiocena, dando lugar al colapso del techo de las cavidades. Este hecho se ve corroborado por el colapso de la *Blue Clay Formation* y la subsidencia de la *Green Sand Formation*. Pedley (1975) indica que, probablemente, el hundimiento se produjo en una primera etapa debido exclusivamente a procesos de disolución y posteriormente, la tectónica actuó a favor de estas zonas de debilidad en la roca (figura 169).

Los paleocolapsos cuaternarios tardíos están relacionados fundamentalmente con el desarrollo de un nuevo horizonte de disolución en la *Upper Coraline Limestone Formation*, y, en menor medida, con la reactivación del sistema endokárstico en la *Lower Coraline Limestone Formation* asociado a fenómenos estructurales y a las oscilaciones del nivel del mar.

Sus dimensiones son de menor tamaño que las anteriores (figura 169).

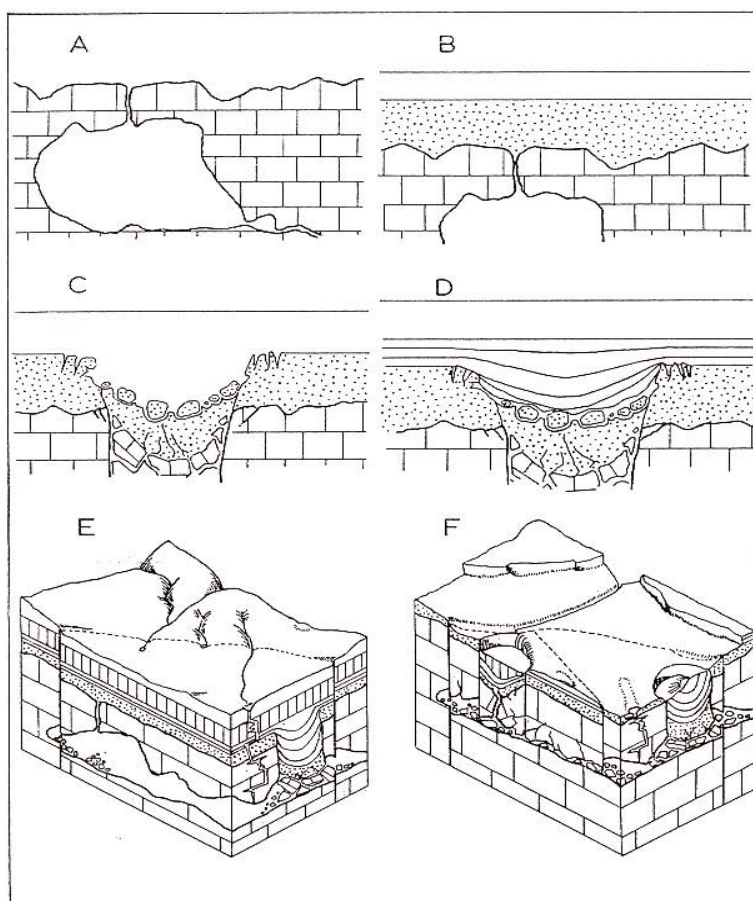


Figura 169.- Modelo genético para los paleocolapsos de Malta y Gozo (Pedley, 1975)

---

### 20.2.5. Discusión

Las estructuras de colapso del archipiélago de Malta están asociadas al desarrollo de sistemas endokársticos oligo-miocenos y plio-cuaternarios en las formaciones arrecifales oligocenas y miocenas. Estos sistemas endokársticos, que a su vez están relacionados con las fluctuaciones del nivel del mar, en algunos casos dieron lugar al colapso del techo de las cavidades por la acreción sedimentaria subsiguiente.

Los procesos estructurales postmiocenos han permitido la reactivación del sistema endokárstico inferior y el afloramiento de algunos paleocolapsos. La alineación de algunas estructuras de colapso a favor de fallas u otras formas estructurales como pliegues, parece indicar que existe un sistema mixto, donde tanto la disolución de la roca como el movimiento de bloques están relacionados con los hundimientos. Sin embargo, el análisis estratigráfico de la serie en algunas estructuras permite deducir que la tectónica fue posterior al colapso, modificando en algunos casos su forma y, en otros, alternando la posición natural de las facies en los colapsos.

Las estructuras de paleocolapso en la islas de Malta están relacionadas con episodios de hundimientos desde el Mioceno hasta la actualidad. El tamaño de las formas, su geometría y su posición con respecto a la arquitectura de facies permite concluir que:

- 1.- Las estructuras miocenas son de mayor tamaño que las postmiocenas debido a la propia dimensión del sistema endokárstico
- 2.- El sistema endokárstico del la *Lower Coraline Limestone Formation*, el de mayor dimensión, está relacionado con las fluctuaciones del nivel del mar durante el Oligoceno, Mioceno y plio-cuaternario. Por el contrario, las estructuras post-miocenas se asocian a fluctuaciones marinas Plio-Cuaternarias
- 3.- La alternante exposición de la *Lower Coraline Limestone Formation* a ambientes de disolución ha dado lugar al colapso de las capas suprayacentes en diversos episodios. Los colapsos miocenos asociados a esta Unidad están relacionados con la acreción sedimentaria que incrementa el peso inducido y provoca el colapso. En los colapsos postmiocenos, la mayor dimensión del sistema de cavidades es la que provoca el colapso de las cavidades. Algunos de estos colapsos se asocian a condiciones submarinas
- 4.- Los colapsos asociados a la *Upper Coraline Limestone Formation* están relacionados con un menor tiempo de exposición de la roca a ambientes de disolución, lo cual ha impedido el desarrollo de un sistema endokárstico similar al de la formación coralina inferior. Estos colapsos están asociados al hundimiento de la cavidades en condiciones subaéreas.

## **CAPÍTULO 21. DISCUSIÓN SOBRE LA COMPARACIÓN DE LOS PALEOCOLAPSOS ESTUDIADOS EN MALLORCA, PAÍS VASCO Y MALTA**

Los paleocolapsos son consecuencia de la disolución en la zona infrayacente y el colapso por la acreción sedimentaria de las capas suprayacentes.

- 1.- En plataformas arrecifales se disuelven preferentemente las facies en las que se han desarrollado corales (mineralogía inestable; aragonito)
- 2.- Estas facies se corresponden con los *lagoons* externos y/o frente arrecifal.
- 3.- El orden de fluctuación del nivel del mar determina la ocurrencia de los hundimientos, relacionado con la arquitectura de facies.
- 4.- El orden de fluctuación marina parece determinar también la diferencia de tamaño entre los paleocolapsos de las diferentes regiones estudiadas. Según los ciclos de Haq *et al.* (1988), las fluctuaciones de tercer orden son de aproximadamente 2 Ma. Este aspecto determina la exposición de la roca a un ambiente kárstico-marino; cuando es más prolongada en el tiempo se generará un sistema de cavidades mayor. Y, además, los sedimentos suprayacentes presentarán mayor espesor que en otras plataformas donde los órdenes son mayores.
- 5.- Según los modelos estudiados de Álava, Malta y Mallorca, los paleocolapsos están estrechamente relacionados con el desarrollo de una plataforma arrecifal que a su vez determina:
  - a) la presencia de ciertas litologías con solubilidad diferencial
  - b) la existencia de sistemas kárstico-litorales donde se dan fenómenos de disolución epigénicos, asociados a la mezcla de aguas de diferente composición química o la infiltración de aguas meteóricas.

Por tanto, las plataformas arrecifales son sistemas carbonáticos donde la ocurrencia de los paleocolapsos parece ser un fenómeno común, por sus características litológicas y sus componentes, la arquitectura de facies relacionada con las fluctuaciones del nivel del mar y los procesos kárstico-litorales (disolución y depósitos de precipitación química).

---

## **PARTE VIII**

### **CONCLUSIONES**

## CAPÍTULO 22. CONCLUSIONES

Tras la exposición de un resumen de los conocimientos previos de los resultados obtenidos mediante los trabajos de investigación realizados y la discusión de los mismos, se plantean las principales conclusiones:

Por paleocolapso kárstico se entiende, tras el análisis de las formas estudiadas, estructuras de hundimiento pretéritas. Asociados a éstas existen diversos depósitos detríticos y geoquímicos (cementos), distintos tipos característicos de porosidad y fracturas de dimensiones locales. Los paleocolapsos de Mallorca son formas asociadas a un karst subyacente sinsedimentario controlado por la litología, fundamentalmente parches coralinos (aragoníticos), de edad Mioceno Superior (Messiniense).

La distribución de facies en los acantilados de la plataforma de Santanyí, permite identificar varios sectores, compartimentados por fallas. Cada uno de estos sectores presenta características distintas. En los sectores donde afloran las facies del Complejo Arrecifal, de *lagoon* (externo y medio) y frente arrecifal, la costa presenta una dirección más irregular y está más articulada por calas de formas complejas (multidireccionales) en la que desembocan torrentes antiguos, fosilizados o exhumados, además de los actuales. En el sector donde afloran facies de talud, la costa es más rectilínea, está menos articulada por calas, cuyas formas son unidireccionales y los torrentes poseen poco desarrollo longitudinal.

La ocurrencia de los paleocolapsos y su ubicación espacio-temporal responde a varios factores:

- a) Los paleocolapsos son consecuencia de procesos diagenéticos tempranos, en los que el hundimiento se produjo en condiciones sinsedimentarias submarinas. Los paleocolapsos de la plataforma de Lluçmajor se relacionan con procesos deposicionales y el colapso temprano de cavidades kársticas, de lo que surge el modelo genético de ocurrencia válido para la plataforma de Santanyí.
- b) La relación entre la distribución de facies y la distribución de paleocolapsos pone de manifiesto que los hundimientos se desarrollan por la disolución de los parches coralinos, existentes en las facies de *lagoon* externo y frente arrecifal del cortejo agradable. Las facies supramareales y submareales del cortejo agradable subsiguiente son las que colapsan. Este modelo de ocurrencia presenta las mismas características en la plataforma de Lluçmajor que en la plataforma



---

de Santanyí, con la diferencia de que en Lluçmajor las facies supramareales han sido truncadas y no afloran.

El análisis de los lineamientos cartografiados, agrupados en intervalos de 15°, da como resultado una distribución bimodal, con un máximo absoluto que acumula el 24 % de los lineamientos en el intervalo N 45°-60° E (NE-SO) y un máximo relativo que agrupa dos intervalos: hacia N 135°-150° E y N 150°-165° E (NO-SE). Del análisis de la fracturación según los datos obtenidos en 18 localidades estudiadas en la costa oriental de Mallorca, se pueden distinguir tres grandes grupos de fracturas de génesis distinta.

Con respecto a la edad, las fracturas también se pueden dividir en tres grandes grupos:

- a) Las fracturas relacionadas con fallas y que condicionan cursos fluviales, con orientaciones fundamentalmente NO-SE, y en menor medida NE-SO y E-O de edad postmiocenas.
- b) Las fracturas subverticales producto de una tectónica reciente, todavía activa en la actualidad. Esta familia está asociada a orientaciones NE-SO.
- c) El tercer conjunto de fracturas asociadas a los sistemas de paleocolapso kárstico, de edad Mioceno superior, de ocurrencia local y asociadas a éste.

Las fracturas observadas en los paleocolapsos pueden ser:

- a) Fracturas o diaclasas provocadas por una relajación de esfuerzos en los materiales durante el proceso de colapso.
- b) Pequeñas fallas inversas provocadas por los esfuerzos compresivos locales relacionados con la acomodación del espacio en el paleocolapso
- c) Aperturas y/o diclasas paralelas a los planos de estratificación (zonas de debilidad interestrato), por descompresión de las capas durante el colapso.

El modelo interpretativo que se propone tiene dos implicaciones:

- a) la predicción de la ocurrencia en otras plataformas de características similares, y
- b) permite explicar porqué el fenómeno kárstico se propaga por encima de la superficie de exposición subaérea (discordancia)

El modelo que define la geometría de un paleocolapso en una sección completa presenta un forma de reloj de arena, donde se diferencian dos partes:

- a) Una parte inferior donde se observa la paleocavidad ubicada a base del paleo-

colapso (en el *lagoon* externo o frente arrecifal)

b) Una parte superior, en forma de embudo, en la que colapsan, gravitacionalmente entre las capas de *lagoon* interno/Calizas de Santanyí del cortejo sedimentario suprayacente).

Los paleocolapsos presentan diferentes depósitos detríticos asociados, de los cuales se han analizado: las brechas, la matriz y el cemento. Con respecto a las brechas se han diferenciado tres partes en el paleocolapso:

a) Una zona inferior en la que se sitúa la brecha caótica. Es el tipo de brecha que presenta mas variaciones en sus componentes, con brechas compuestas por cantos redondeados y esféricos (asociados a la paleocavidad) a otras donde éstos son angulosos (más cerca del techo de la estructura).

b) Una zona intermedia, en las facies intermareales bien estratificadas, en las que se ha observado una inflexión de las capas debido a una deformación rígida. Esta zona coincide con la brecha de mosaico.

c) Una zona superior, que afecta a las facies supramareales caracterizada por el tipo de brecha *crackle-laminae-split*.

Tanto la zona intermedia como la zona superior hacia el centro del paleocolapso pasa a una brecha caótica.

Los resultados obtenidos del análisis de Rayos X de los depósitos detríticos de la brechas de los paleocolapsos (matriz) se desprende que:

a) De la muestra total, la calcita es el mineral mas abundante, lo que indica que la matriz de las brechas está compuesta por minerales fundamentalmente autóctonos. La presencia mayoritaria de este mineral se asocia a fenómenos de precipitación química y disgregación de la roca encajante.

b) La presencia de cuarzo es secundaria e indica un origen alóctono. El tamaño de grano, su redondeo y su ubicación en zonas relacionadas con cauces, indica un transporte y deposición fundamentalmente fluvial. Para tamaños de grano menores el transporte puede ser de forma eólica, desde la Península Ibérica y/o África.

c) De la fracción arcilla, la presencia mayoritaria de illita y moscovita, tanto en las arcillas verdes como en la matriz de las brechas, parece relacionar ambos depósitos. La moscovita, pudo depositarse durante algún episodio volcánico y caracteriza a los depósitos de ambientes endokársticos, dado que el karst es un medio muy conservativo que ha permitido su estabilidad cristalquímica. En las brechas que han sido seccionadas por cauces la presencia de illita es mayor, debido a la alteración de la moscovita o esmectita, y/o de la removilización de otros sedimentos.

---

Se han observado tres grandes grupos de cementos freáticos y uno vadoso, que destacan por su mayor abundancia en las brechas de los colapsos

a) De entre los cementos freáticos, destaca la calcita de hábito elongado, donde la magnitud de los cristales oscila entre milimétricos y centimétricos. La fábrica más común es paralela, macrocristalina y en menor medida dendrítica, con crecimiento de grandes cristales. Su aspecto sobre el terreno suele ser rugoso y poliédrico. Y la calcita isométrica, con cristales de tamaño micrométrico y milimétrico de fábrica isotrópica con una aparente límite equicristalino. Sobre el terreno aparecen como estructuras laminares de espesores milimétricos y centimétricos, paralelas al sustrato

b) De los cementos vadosos destaca la calcita de hábito isométrico con una magnitud de cristales micrométrica milimétrica y fábrica isotrópica. Sobre el terreno se disponen de forma laminar, adaptándose al sustrato con una geometría de los cristales poliédrica y romboédrica. Se han observado puntualmente estalagmitas y estalactitas parcialmente erosionadas. El tamaño de los cristales es micrométrico, aunque en ocasiones se han observado tamaños milimétricos.

En lo que se refiere a las estimaciones de macroporosidad en los paleocolapsos, se deduce que tanto la brecha *crakle*, *crakle-laminae split*, como la de mosaico, presentan porcentajes de porosidad relativamente bajos (entre 2% y 10%). Por el contrario, la brecha caótica, presenta un volumen de porosidad elevado (entre un 10% y 25%). La microporosidad interclasto se observa fundamentalmente en los huecos desarrollados en la matriz y el cemento. El porcentaje en la matriz de microporosidad es más elevado y la tipología más diversa. En los cementos, la microporosidad se reduce a pequeños poros por disolución de cristales y, esencialmente, a una porosidad micrométrica y milimétrica de fractura. La porosidad intraclasto en los paleocolapsos es particularmente interesante en la brecha caótica, donde los éstos han sufrido procesos de disolución, cementación o relleno detrítico de los huecos. Se ha observado como muchos de los huecos están cementados por calcita, y las fracturas rellenas por sedimento detrítico y cementos. Sin embargo, algunos clastos han sufrido un incremento del volumen de porosidad debido a procesos de disolución a favor de pequeñas fisuras o moldes de organismos.

En cuanto a los resultados isotópicos se ha constatado la presencia de una familia de cementos freáticos dominante, con valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  muy similares. Los cementos freáticos muestreados en las brechas presentan valores isotópicos ligeros y con un orden de fluctuación mayor para  $\delta^{13}\text{C}$  que para  $\delta^{18}\text{O}$ . Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  se acotan en una franja más estrecha, aunque normal para este tipo de cementos. Estos datos permiten interpretar que estos cementos se asocian a episodios de signo cálido, elevadas precipitaciones y escasa presencia de agua marina en el sistema hidrogeológico (serían equivalentes a los estadios isotópicos impares). Los cementos vadosos presentan mayor variación isotópica entre ellos, donde destacan picos máximos y mínimos. En general, se mueven en valores ligeros y similares a los cementos freáticos. Las relativas diferencias entre ambos tipos de cementos se deben a que los cementos vadosos

amortiguan menos la inercia térmica del medio subterráneo que los cementos freáticos. No obstante, la escasa variación isotópica entre los cementos hace pensar que podrían haber sido depositados durante la misma fase que los cementos freáticos, aunque dicha conclusión es altamente especulativa.

El análisis de diversos elementos, sedimentológicos, estratigráficos, estructurales y geomorfológicos, relacionados con los paleocolapsos ha permitido diferenciar cuatro etapas evolutivas desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario:

- 1) Fase de disolución, colapso y formación de las brechas. Postsedimentaria temprana (miocenos).
- 2) Fase de cementación y deposición de sedimentos detríticos en las brechas de los paleocolapsos (¿Pliocena?).
- 3) Intersección de los paleocolapsos por cauces antiguos (¿Pliocena?).
- 4) Red hidrográfica actual, formación de la línea de costa actual y deposición de dunas (Pleistocenas?).

Se han diferenciado tres tipos de paleocolapso según su ocurrencia en el tiempo

- a) Colapsos miocenos sinsedimentarios: caracterizados por su relación con la distribución de facies del Complejo Arrecifal. Presentan como elementos distintivos una brecha *crackle-laminae-split* y sedimentos a techo, de la Unidad Calizas de Santanyí, que sellan la estructura. Las brechas presentan gradación lateral y vertical con depósitos detríticos y cementos asociados únicamente observados en estas estructuras.
- b) Colapsos post-miocenos: están asociados a fenómenos posteriores de relleno de cavidades o rebrechificación de un colapso mioceno.
- c) Colapsos cuaternarios: no afloran en sección y sólo es posible apreciar la brecha *crackle* en la boca de las cavidades. Los bloques desprendidos del techo o paredes de la cavidad se ubican en el interior de la misma. No presentan depósitos detríticos, ni cementos que rellenen la porosidad de las brechas.

---

## ANEXO I. ESTIMACIÓN DEL VOLUMEN DE ROCA AFECTADA POR UN PALEOCOLAPSO TIPO

El estudio integral de los paleocolapsos en las plataformas carbonáticas de Lluçmajor y Santanyí permite extraer algunas herramientas útiles para la geología aplicada. Un dato que aporta una información de gran interés práctico es la descripción de la disconformidad o superficie de erosión (discordancia erosiva o paraconformidad, según Vera, 1994) que, define el límite estratigráfico a partir del cual los procesos de disolución y colapso han operado. Este aspecto, ya fue apuntado por Bosak *et al.* (1991) Estaban (1991), Saller *et al.* (1994), Mazzulo y Chilingarian (1996) y Loucks (1999), atendiendo a la importancia del análisis estratigráfico en rocas carbonáticas, puesto que las superficies de erosión (*inconformity*) suelen ser discontinuidades muy definidas. En la plataforma carbonática de Santanyí, la superficie de erosión se localiza en el techo del Complejo Arrecifal (*lagoon* externo), sobre el cual se han depositado las Calizas de Santanyí. Esta superficie de erosión puede observarse, casi de forma continua entre las localidades de Cala Màrmols y Porto-Colom, y entre Na Magrana y Porto-Cristo (figura 28).

La paraconformidad en la plataforma de Santanyí presenta la particularidad de que localmente, allí donde las estructuras de paleocolapso han sido interceptadas por la costa acantilada, se puede observar la propagación por encima del Complejo Arrecifal en la Unidad Calizas de Santanyí. En estas zonas, la brecha es el depósito sedimentario que permite observar este fenómeno. Las superficies de erosión han sido comúnmente interpretadas como límites entre unidades estratigráficas, cuya información se limitaba a las capas infrayacentes. En nuestro caso, la propagación del hundimiento por encima del Complejo Arrecifal en la caliza de Santanyí, permite analizar el registro geológico en ambas unidades, aunque, específicamente, allí donde afloran estas estructuras pretéritas. A partir de esta hipótesis, es posible estimar el volumen de roca afectada (brechada) en un paleocolapso tipo.

Como se ha apuntado en capítulos anteriores, la geometría de un paleocolapso sería cónica o similar. En un paleocolapso tipo, el volumen de roca afectada sería el volumen de un cono, es decir:  $1/3 \times \text{área de la base} (\pi \times r^2) \times \text{altura}$ . Teniendo en cuenta un paleocolapso interceptado por la mitad, el radio sería la  $1/2$  de la longitud de la estructura entre los flancos donde se inicia la deformación y, la altura, desde el techo de la paleocavidad hasta donde se propague la brecha.

Para un paleocolapso de 120 m de extensión y 30 m de altura el volumen de roca brechada es:

Radio:  $120/2 = 60$

Altura: 30 m

Área de la base:  $\pi \times 60^2$

Volumen del Cono:  $11310,48 \times 30 / 3 = 113104,8 \text{ m}^3$

Volumen de roca brechada:  $113104,8 \text{ m}^3$

Este dato, junto con las evaluaciones de porosidad realizadas, permiten estimar en una plataforma carbonática si estas estructuras podrían ser zonas preferentes de reservorios de fluidos o por el contrario, zonas donde no sería posible su localización.

---

## AGRADECIMIENTOS

Las obras o trabajos como el que aquí se presenta, no suelen ser únicamente fruto de la labor del que finalmente lo firma, sino que son numerosas las personas y organismos que contribuyen con su apoyo y colaboración al desarrollo y conclusión del mismo. En las próximas líneas trataré de transmitir este sentimiento, principalmente de agradecimiento y de amistad hacia todos ellos.

En el plano personal, mi agradecimiento a mis padres Agustín y Manuela y a mi hermano José; sin ellos no habría sido posible la sustentación de mi trabajo. Especialmente, de mi hermano quiero destacar, hoy más que nunca, haber podido compartir buenos y malos ratos que nos han unido más si cabe. Ha sido la persona con la que he podido dar el paso siguiente cuando creía haberme rendido y de quién cuándo he necesitado su apoyo nunca me ha fallado. A María del Mar, que en momentos difíciles ha sabido ofrecerme su paciencia y comprensión. A Guitín que dedicó un valioso tiempo a escuchar con cariño las vicisitudes de un doctorando y nunca permitió que me rindiera. Todos y cada uno de ellos han colaborado con lo que ha estado a su alcance que, evidentemente es más de lo que yo les puedo ofrecer, y sobre todo, han mostrado una confianza en mi persona difícil de definir. Por ello, quiero hacerles especialmente partícipes de la dedicatoria de esta Memoria, así como el más sincero deseo de que puedan sentirse orgullosos de mí.

En el mismo sentido, agradecer, no sólo el apoyo científico prestado, sino la amistad y su constante preocupación por mi persona a mis compañeros del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) en Madrid; Alfredo García, Loreto Fernández, José Antonio Fernández, Celestino García de la Noceda y el Dr. Juan Antonio López-Geta, Director de Hidrogeología y Aguas Subterráneas del IGME. Todos ellos hicieron que durante mi etapa en Madrid sintiera tener una familia y como tal los considero. A mis amigos Jaume, Héctor, Sara, Nacho y Rosa Guillem que siempre me han apoyado en cualquier faceta de mi vida. A mi compañero y amigo Chema, con el cual he mantenido discusiones de gran valor científico que, en algunos aspectos, han sido claves para la resolución de problemas.

---

A la Dra. Rosa María Mateos, Jefa de la Oficina de Proyectos del IGME en Baleares. Al Dr. Ángel Ginés que, de forma desinteresada, ha aportado además de su amistad, su conocimiento y experiencia sobre el karst en Mallorca. Al Dr. Jordi Giménez, por sus esfuerzos en aclararme problemas y correcciones, así como por su apoyo, orientación y colaboración en algunas tareas de campo y tratamiento de datos.

Sin duda, tanto el Dr. Luis Pomar como el Dr. Juan José Durán, directores de la Memoria, han sido los que han contribuido más significativamente; por tanto, mi agradecimiento a ellos será siempre inferior a su contribución. Su constante apoyo, ánimo y orientación han sobrepasado ampliamente la labor de un director de tesis. Desde un punto de vista estrictamente científico, su amplia visión de los procesos geológicos y geomorfológicos, junto con el afán de perfeccionamiento que les caracteriza a ambos, ha suscitado en mi el interés por la rigurosidad científica, tan compleja de adquirir. Sus consejos y correcciones, han sido fundamentales y de un valor incalculable, así como la seriedad científica con la que han intentado formarme. Pero lo más destacable a lo largo de este periodo ha sido la amistad brindada en todo momento desde una perspectiva humana y como parte de mi familia espero que se sientan, puesto que así los considero.

El soporte económico de este trabajo ha sido posible gracias a la beca de Investigación del Ministerio de Ciencia y Tecnología desarrollada en el Departamento de Hidrogeología y Aguas Subterráneas del Instituto Geológico y Minero de España, comprendida desde 1 de Enero del 2001 hasta el 31 de Diciembre de 2002, y dirigida por el Dr. Juan José Durán Valsero, entonces Jefe del Servicio de I+D del Instituto Geológico y Minero de España y profesor asociado de la Universidad Autónoma de Madrid. Quiero, destacar el soporte económico de los proyectos "*Cronostratigrafía de los sedimentos de la Cueva de Nerja*", Fundación Cueva de Nerja, "*Inventario y caracterización del Patrimonio Geológico e Hidrogeológico de las Islas Baleares*" (IGME), dirigidos por el Dr. Juan José Duran Valsero, y de los proyectos "*Análisis comparativo entre las unidades básicas de acreción en depósitos carbonatados del Cretácico, Paleógeno, Mioceno y Plioceno; La arquitectura de facies en función de los cambios de producción de sedimento y de acomodación*" (DGESIC nº PB97-0135) y "*Análisis comparativo entre plataformas carbonatadas; la arquitectura de facies en función de los cambios de producción de sedimento y acomodación*" (DGI nº BTE2001-0372-C02), dirigidos por el Dr. Luis Pomar Gomá, Catedrático de Estratigrafía del Departament de Ciències de la Terra (DCT) de la Universitat de les Illes Balears (UIB).

Un parte importante de la labor experimental de esta Memoria ha sido realizada en los laboratorios del DCT de la UIB, a cuyos responsables e integrantes agradezco su disposición. Los análisis de isótopos estables y difracción de Rayos X fueron realizados en el Servicio Interdepartamental de Investigación (SIDI) de la Universidad Autónoma de Madrid y en los laboratorios del IGME, respectivamente. Al personal de ambos departamentos les agradezco vivamente su labor. La maquinaria necesaria para la recuperación de testigos continuos fue facilitada por la Fundación Cueva de Nerja junto con el apoyo para su utilización de miembros del Departamento de Geología de la Universidad de Málaga, entre los que quiero destacar a los Drs. Bartolomé Andreo y Francisco Carrasco.

Esta Memoria es una contribución a los proyectos internacionales: 448: *World Correlation of Karst Geology and Relevant Ecosystems* entre 2000 y 2004, y 513, *International Cooperative Study of Karst Water Resources* desde 2004, ambos del PICG de la UNESCO.



---

Quiero hacer extensivo mi agradecimiento a todos los compañeros del Departamento de Hidrogeología y Aguas Subterráneas del IGME, de la Oficina de Proyectos del IGME en Palma de Mallorca, al conjunto de miembros del Departamento de Ciències de la Terra (UIB) en el marco del cual se ha realizado la presente Memoria y a los componentes de los proyectos PICG 448 y 513 de la UNESCO.



---

## RESUMEN

El análisis de estructuras paleokársticas ha atraído, en los últimos años, el interés de numerosos investigadores a la información que aportan a la geología aplicada y la paleogeomorfología. Estudios recientes se han centrado en la aplicación de técnicas de exploración del subsuelo debido a la escasez de afloramientos. En la presente Memoria se analizan íntegramente las formas de hundimiento pretéritas que afloran discontinuamente con gran detalle, en los acantilados de las costas meridional (plataforma de Lluçmajor) y oriental (plataforma de Santanyí) de Mallorca, a lo largo de más de 75 km de línea de costa, afectando a las rocas carbonáticas del Mioceno superior. El estudio se ha centrado en la distribución geográfica, evolución geológica y las características geomorfológicas de estos paleocolapsos, con especial énfasis en su génesis, su relación con la arquitectura y distribución de las facies, así como en las formas y productos asociados.

Los paleocolapsos han sido descritos en su contexto litoestratigráfico y estructural dentro de las mencionadas plataformas carbonáticas, siendo este trabajo una contribución al conocimiento del karst en estas unidades geológicas y su relación con las fluctuaciones marinas. La karstogénesis queda reflejada en estas formas pretéritas donde se han observado depósitos y formas de disolución ligadas a la dinámica kárstica controlada, en el caso que nos ocupa, por las fluctuaciones del nivel del mar: brechas, sedimentos detríticos, cementos, así como distintos tipos y volúmenes de porosidad. La mayor parte de estas formas (sobre un total de 177), cuyas dimensiones en sección varían desde pocos metros hasta afloramientos con 28 m de altura y más de 100 m en la horizontal, se ubican en la plataforma de Santanyí a excepción de dos estructuras ubicadas en la plataforma de Lluçmajor.

El análisis geológico y su relación con los paleocolapsos muestra como en la plataforma de Lluçmajor éstos afectan a las facies de la Unidad Complejo Arrecifal (facies de *back reef* y frente arrecifal). Sin embargo, en la plataforma de Santanyí, los paleocolapsos afectan tanto a parte del Complejo Arrecifal (facies de *back reef*), como a la totalidad de la

---

Unidad Calizas de Santanyí. A partir del estudio de la arquitectura de facies del Complejo Arrecifal en la plataforma de Lluçmajor se ha establecido el modelo deposicional en la plataforma de Santanyí. Sin embargo, ésta última se encuentra compartimentada como consecuencia del control de dos fallas en dirección de orientación E-O en S'Algar y Na Magrana, donde se localiza el contacto entre facies de *lagoon* externo y talud arrecifal. No obstante, la cartografía y análisis de los lineamientos en dicha plataforma ha permitido identificar dos familias principales con dos direcciones dominantes; NE-SO y NO-SE, siendo la dirección E-O menos representativa. Se han observado fracturas distensivas y pequeñas fallas inversas miocenas asociadas al proceso de colapso, así como fracturas y fallas postmiocenas, y fracturas cuaternarias.

El estudio de la geometría en sección de los paleocolapsos pone de relieve que la formas en "V", "U" y conoidales son las más comunes. Han sido identificadas dos partes diferentes en un paleocolapso tipo: una inferior donde se observa la paleocavidad ubicada en la base del paleocolapso (*lagoon* externo y/o frente arrecifal), con una geometría irregular de dimensiones entre 1 m y 9 m rellena por sedimentos adyacentes y suprayacentes a ésta; y una parte superior, coincidente con los bordes de la estructura (*lagoon* interno/Calizas de Santanyí) buzando con inflexión conoidal hacia la paleocavidad.

Se han identificado cuatro tipos de brechas (*crackle*, *crackle-laminae-split*, de mosaico y caótica) en las estructuras de paleocolapso asociadas cada una de ellas a distintos niveles estratigráficos y, en algunos paleocolapsos, con una gradación vertical y lateral. Son característicos de estos depósitos los sedimentos detríticos (matriz) y los cementos asociados (vadosos y freáticos). En general, el cemento domina sobre la matriz en la zona inferior del paleocolapso, mientras que por encima, es la matriz la que domina sobre el cemento. El análisis por difracción de Rayos X de la matriz indica para la muestra total que la calcita es el mineral principal y el cuarzo el mineral secundario. En la fracción arcilla, la moscovita, la illita y la caolinita son los minerales más comunes. De ello, junto con el estudio de láminas delgadas en estos depósitos, donde se han observado tamaños de grano en el cuarzo superior a 2  $\mu\text{m}$ , se deduce un ambiente de sedimentación subsuperficial y otro subaéreo de lo que se extrae un origen, proceso de transporte y sedimentación diversos, así como la evolución cristaloquímica en determinados minerales. Los cementos son de naturaleza calcítica, con contenidos relativamente altos en magnesio para los freáticos y bajos para los vadosos. Para el estudio de la porosidad en los paleocolapsos se ha procedido a su clasificación en dos tipos principales, interclasto e intraclasto, a partir de las cuales se ha estudiado la macro y microporosidad. La brecha caótica de colapso es la que presenta volúmenes de porosidad más elevados y tipologías diversas.

El análisis de isótopos estables muestra una gran homogeneidad entre la composición isotópica de los cementos, con valores en  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  ligeros, lo que indica condiciones análogas de precipitación, con dominio de aguas dulces sobre las saladas. Tanto la marca del oxígeno como del carbono parecen indicar que los cementos se depositaron en un período interglaciar coincidente con algún estadio isotópico impar.

El estudio de la arquitectura de facies de la plataforma de Lluçmajor ha permitido elaborar un modelo genético de ocurrencia para los paleocolapsos y su ubicación espacio-temporal. Dicho modelo, ha sido corroborado por la relación entre la distribución de facies

---

y paleocolapsos en la plataforma de Santanyí, por la observación en algunos paleocolapsos de sedimentos a techo de la Unidad Calizas de Santanyí que sellan la estructura, así como por el tipo de brechas características de colapsos sinsedimentarios (brecha *crackle-laminae-split*), que muestran una deformación dúctil de los materiales cuando éstos no estaban completamente consolidados, dando lugar a formas laxas de bajo ángulo. Los procesos genéticos que dieron lugar a los paleocolapsos kársticos están directamente relacionados con la alta frecuencia de fluctuación del nivel del mar durante el Mioceno superior, la misma que controló la arquitectura de facies y la posición del nivel freático. Las oscilaciones del nivel freático causaron la alternancia de dominios freáticos y vadosos así como, de agua dulce y agua salada en la interfase, provocando la disolución de los parches coralinos y el posterior hundimiento del techo de las cavidades.

El estudio integral de todos estos aspectos junto con el análisis de una red de paleocauces y una playa fósil, ha permitido realizar una reconstrucción paleogeográfica desde el Messiniense en la plataforma de Santanyí e identificar estructuras de paleocolapso postmiocenas y cuaternarias. Con estos datos se ha procedido a la comparación de los paleocolapsos kársticos con otras estructuras similares en el País Vasco y Las Islas de Malta, de lo que se extraen analogías y diferencias, determinadas fundamentalmente por el orden de fluctuación del nivel del mar.

Por último, se discute el papel de los paleocolapsos kársticos como elementos que contribuyen en cierta medida a la ocurrencia de hidrocarburos en plataformas carbonáticas, pudiendo ser excelentes reservorios debido al gran número de afloramientos, el volumen de roca afectada y a su elevada porosidad y permeabilidad.



---

## SUMMARY

Paleokarst tend to differ from studies of recent and modern karst landforms though is important the genetic understanding of the karst processes for analysis a paleokarst structure. Paleokarst systems form an important class of carbonate record and they have a pronounced lateral and vertical spatial complexity that results from a complex history of formation. Most of the known karst systems are epigenetic and they are the result of near-surface karst processes during periods of subaerial exposure and latter burial compaction and diagenesis. Scale, porosity types and spatial complexities of these paleokarst systems depends on the carbonate rock solubility, paleoclimatic conditions, lowering of base level either by tectonic uplift or sea-level fall and time of subaerial exposure. Uplift, in addition, commonly induces fracturing and faulting that further control karst development. Ascertaining and predicting paleokarstic heterogeneities within carbonate rocks are strategic to fluids field development and optimum production. With current subsurface methods, however, most of the smaller-scale stratigraphic architecture and diagenetic facies are difficult to define. Predictive models for exploration and development are best made from outcrop studies of well-exposed examples. Accuracy for prediction of these models depends on the detailed understanding of the genetic factors controlling their geometries, scale, pore networks and spatial complexities of these potential karstic store. Miocene carbonates (Upper Tortonian-Lower Messinian) in Mallorca Island are composed of reefal (Reef Complex) and shallow water carbonates (Santanyí Limestone) that prograded across platforms surrounding paleoislands. The contact between the Reef Complex and the Santanyí Limestone is a subaerial erosion surface with paleokarst features. The shallow-water carbonates beds both the lagoonal beds of the Reef Complex and basal beds of the Santanyí Limestone, are affected by paleocollapse structures produced by roof collapse of caverns developed in the underlying Reefal Complex. These paleocollapse structures affecting to the carbonate platform allows to propose a genetic model to explain the origin of these paleosink, that are related to early diagenetic processes induced by high-frequency sea-level fluctuations, the same sea-level fluctuations that controlled the facies architecture of the carbonate platforms.

Cartography and study of lineaments and fractures on Santanyí Platform have permitted identified two principals groups with two main directions: NE-SO and NO-SE. Have been observed distensiva fractures and Miocene small inverse faults related with de breackdwon phenomena. Moreover, postmiocenes and quaternary faults and fractures have been recognized.

The geometry of paleocollapse structures is commonly (in section) as “V”, “U” or funnel. The size is variable from few meters of long to thousands meters, and few meters of weigh to thirteen meters. Breccias has been classified as crackle, crackle-laminae-split, mosaic and chaotic types. Chaotic breccias grade from matrix-free, clasts-supported breccias to matrix-supported breccias. The matrix mineralogy is compose in the total sample for calcite in the major part and quartz in less quantity. However, same structures present quartz as principal mineral. To the clay fraction, caolinite, illite and moscovite are the most general mineral present.

The geochemical sediment (carbonate) are filling a part of interclaste breccias porosity. This is commonly phreatic speleothems. Isotopic studies of this sediments show  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  contens negatives. This fact could indicate a fresh water environment deposition





---

## INTRODUCCIÓN GENERAL

El archipiélago Balear constituye la parte emergida del promontorio Balear. Dicho promontorio está considerado como la prolongación en el Mediterráneo occidental, hacia el NE, de la Cordillera Bética.

La Isla de Mallorca, la mayor del archipiélago, presenta una estructura geológica compleja debido a la evolución que ha sufrido desde el Mesozoico, con alternancia de etapas compresivas y distensivas, que han dado lugar a diferentes unidades morfoestructurales constituidas por unidades litológicas que comprenden desde el Triásico al Mioceno medio. Los llanos (Palma, Inca-Sa Pobla-Muro, Alcudia y Campos) corresponden a cubetas cuya subsidencia y relleno sedimentario ocurrió fundamentalmente durante el Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario. Finalmente, dos plataformas carbonáticas, la de Lluçmajor y la de Santanyí, corresponden a plataformas arrecifales que progradan durante el Mioceno superior en los márgenes de dos paleoislands formadas por los *horsts* principales: Tramuntana y Llevant-Zona Central. Estas plataformas, que recubren el basamento Mesozoico-Mioceno medio, sólo afectadas por escasa deformación (Pomar, 1979; Pomar *et al.*, 1996), se hallan truncadas a techo por una rasa erosiva recubierta localmente por depósitos eólicos pleistocenos.

Las plataformas carbonáticas del Mioceno superior responden a un modelo de sedimentación marina de aguas poco profundas (Pomar, 1995). Desde el Mioceno superior hasta la actualidad las plataformas carbonáticas han sufrido distintos procesos tectónicos y morfodinámicos que han configurado los accidentes geográficos del interior y la costa acantilada. Entre dichos procesos, el karst ha supuesto uno de los fenómenos que ha operado más intensamente.

Entre las formas que aparecen relacionadas con procesos de disolución en las rocas carbonáticas destacan unas interesantes estructuras de hundimiento fosilizadas (paleokársticas). Afectan a una parte de la serie miocena del sur y levante de Mallorca y son particularmente espectaculares los afloramientos ubicados en las localidades de Saragall d'en Pello, Cala Figuera, Punta des Savinar, Porto-Colom, Punta de Sa Galera y Cala Murta, entre otras. Estas formas de paleocolapso kárstico son consecuencia de procesos de disolución y posteriormente de hundimiento, compactación y diagénesis. Las complejidades espaciales, tanto laterales como verticales, de estas estructuras, están condicionadas por la alta frecuencia de las fluctuaciones del nivel del mar durante el Mioceno superior (Robledo y Pomar, 2001a). Estos cambios eustáticos controlaron la arquitectura de facies, el nivel de base, la posición del nivel freático en las zonas costeras y el tiempo de exposición subaérea de la roca, dando lugar a procesos epigénicos de disolución, colapso, compactación y diagénesis. Para definir la geometría de los paleocolapsos, su escala y sus complejidades espaciales, es necesario entender su desarrollo epigenético, los aspectos

---

mineralógicos (James y Choquette, 1984; Bosak *et al.*, 1989; Saller *et al.*, 1994) y las modificaciones sedimentarias posteriores.

Los datos obtenidos a partir de las investigaciones sobre los paleocolapsos kársticos en Mallorca están limitados a aquellas estructuras que afloran en los acantilados costeros del sur y este de la isla (Robledo y Pomar, 2001a). Existen pocos estudios integrados de este tipo de estructuras en otras regiones, debido a los escasos afloramientos de los que se tiene constancia y la poca calidad de los mismos (Loucks, 1999). Ello dificulta la comparación de las estructuras, objeto principal de estudio en esta Memoria, con otras similares para describir sus características generales. Con métodos de análisis de subsuelo (sísmica o diagráfias), muchos de los datos estratigráficos a pequeña escala, así como facies diagenéticas, son difíciles de definir. Sin embargo, las investigaciones llevadas a cabo sobre estructuras de colapso kárstico recientes y los procesos epigénicos que las afectan (ej. Back *et al.*, 1988), pueden proporcionar datos, tanto en su desarrollo mecánico como en los factores que controlan la disolución de la roca. Este aspecto puede permitir, junto con un exhaustivo análisis estratigráfico y sedimentológico en las plataformas carbonáticas y los paleocolapsos, desarrollar un modelo genético de ocurrencia.

La gran mayoría de sistemas de paleocolapsos que se han estudiado hasta el presente se definen como formas consecuencia de procesos de disolución epigénicos que no están físicamente relacionados en el tiempo y/o en el espacio con procesos activos de karst (Loucks, 1999; Baceta *et al.*, 2001). El paleokarst asociado a la zona de mezcla de aguas marinas y dulces está considerado como un sistema complejo (Saller *et al.*, 1994). El efecto de las fluctuaciones marinas sobre la zona de mezcla (tanto en la composición química como en la temperatura), provoca cambios en la agresividad de las aguas de la interfase (Palmer, 1986; Palmer y Williams, 1994). Ello puede determinar intensos cambios en la porosidad de la roca (Saller *et al.*, 1994; Palmer, 1995; Palmer *et al.*, 1995) y consecuentemente, ser un factor de control sobre este tipo de procesos y formas.

El colapso se produce generalmente cuando la carga inducida de las capas suprayacentes supera la capacidad de carga de las capas infrayacentes, en las que suele existir una anomalía (cavidad) (Bögli, 1980). Las cavidades son normalmente los puntos donde, debido al incremento local de presión por falta de sustentación, se producen los hundimientos. Aunque se han descrito modelos generales sobre la manifestación estructural y mecánica de estos procesos, (Davis, 1949; White y White, 1969; Bögli, 1980) la diversidad de medios en los que pueden producirse obliga a particularizar la investigación en cada uno de ellos. En este sentido, juegan un papel de control importante el tipo de roca, la porosidad, la presencia de agua (marina o meteórica) (Back *et al.*, 1984, 1986; Back, 1992) y la litificación de los estratos, entre otros.

Los fenómenos de hundimiento casi siempre originan formas y productos muy característicos, como geometrías determinadas, brechas y otros depósitos detríticos, y cementos asociados (Loucks y Handford, 1992; Loucks, 1999, 2004). Los diferentes tipos de brechas caracterizan los paleocolapsos y son elementos que pueden proporcionar información adicional. En los paleocolapsos de Mallorca, las brechas son depósitos muy bien definidos, con una gradación a techo, que en algunos casos permite reconocer las dimensiones y la intensidad del proceso de hundimiento. Además, las brechas presentan características distintivas según el tipo y la forma del clasto, el sedimento que rellena la porosidad (inter e intraclasto) y el tipo y volumen de porosidad.

---

El análisis mineralógico de la matriz e isotópico de los cementos, nos aproximan a los ambientes y condiciones paleoclimáticas y paleoambientales que gobernaban durante su deposición. En este sentido, también son indicadores de otros fenómenos con incidencia geomorfológica y origen más o menos lejano, como los cursos fluviales pretéritos y actuales o el vulcanismo en la Península Ibérica.

La porosidad en los paleocolapsos es otra característica distintiva de estas formas dada su variabilidad lateral y vertical, determinada por el propio hundimiento, los fenómenos sedimentarios posteriores y la incidencia de la tectónica desde el Mioceno superior.

Estamos, por tanto, ante formas pretéritas que pueden aportar gran información sobre el registro geológico en Mallorca desde el Mioceno superior. El análisis integral de todos y cada uno de los aspectos que se abordarán a continuación, en esta Memoria, pueden aplicarse a diversos campos prácticos de la investigación aplicada, como el estudio de hidrocarburos, de las aguas subterráneas o la mecánica de rocas, entre otros.

---

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aahron, P., Socki, R.A. y Chan L. 1987. Dolomitization of atolls by seawater convection flow; test and hypothesis at Niue, South Pacific. *Journal of Geology*, 95, 187-203 pp.

Adams, A.E. 1989. Genesis of fragmental carbonate rocks in the Mesozoic and Tertiary of Mallorca, Spain. *Geological Journal*, 24, 19-29 pp.

Aley, T. 2000. Water and land-use problems in areas of conduit aquifers. En: Klimchouck, A.B., Ford, D.C., Palmer, A.N. y Dreybrodt, W. (Eds.). *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Inc (Public). Alabama. USA. 408-426 pp.

Álvaro, M. y Del Olmo, P. 1984. Las unidades tectónicas de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares). *I Congreso Español de Geología*, 3, 1-10 pp.

Álvaro, M., Barnolas, A. Del Olmo, P., Ramírez Del Pozo, J. y Simò, A. 1984. El Neógeno de Mallorca: Caracterización sedimentológica y bioestratigráfica. *Boletín Geológico y Minero*, 98 (5). 3-25 pp.

Álvaro, M., Barnolas, A. Cabra, P., Comas Rengifo, M.J., Fernández-López, S.R., Goy, A., Del Olmo, P., Ramírez, del Pozo, J., Simò, A. y Ureta, S. 1989. El Jurásico de Mallorca. *Cuadernos de Geología Ibérica*. 13, 67-120 pp.

Álvaro, M., Del Olmo, P. y Ramírez Del Pozo, J. 1992. El Cretácico de las Baleares. En: A. García (Ed.). *El Cretácico de España*. Editorial Complutense. 633-653 pp. Madrid.

Andre, P. y Dulcet, A. 1991. Rospo Mare field, Italy, Apulian platform, Adriatic Sea. En: N.H. Foster y E.A. Beaumont (Eds). *Stratigraphic traps II. American Association Petroleum Geologist. Treatise of Petroleum Geology, Atlas of Oil and Gas Fields*. 29-54 pp.

Andrews, J.N., Ginés, A., Pons-Moya, J., Smart, P. y Trías, M. 1989. Noves dades sobre el Jaciment paleontològic de la cova de na Barxa (Capdepera, Mallorca). *Endins*, 14-15, 17-25 pp.

Anglada, E. y Sierra-Kiel, J. 1986. El Paleógeno y tránsito al Neógeno en el área del Macizo de Randa (Mallorca). *Boletín Geológico y Minero*, XCVII (5), 580-589 pp.

Anglada, E., Sabat, F. y Santanach, P. 1986. Les Charrieages de la zone centrale de Majorque (Baléares, Espagne): la structure de la région de Randa. *C.R.Acad. Sci. París, Serie II*, 303 (7), 585-590 pp.

- Ariel, A.R. 1979. Coral Reef Growth. *Originins*, 6 (2): 88-95 pp.
- Baceta, J.I. 1996. *El Maastrichtiense superior, Paleoceno e Lerdense inferior de la Región Vasco-Cantábrica: Secuencias deposicionales, facies y evolución paleogeográfica*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad del País Vasco. 372 pp. España.
- Baceta, J.I., Wright, V.P. y Pujalte, V. 2001. Paleo-mixing zone karst features from Paleozoic carbonates of north Spain: initial recognizing a potentially widespread but rarely documented diagenetic system. *Sedimentary Geology*, 139, 205-216 pp.
- Back, W., 1992. Coastal karst formed by ground-water discharge, Yucatan, Mexico. *International Contributions to Hydrology*, 13, 461-466 pp.
- Back, W., Hanshaw, B.B. y van Driel. 1984. Role of groundwater in shaping the Eastern Costaline of the Yucatan Peninsula, Mexico. En: R.G. LaFleur (Eds.). *Ground Water as a geomorphic agent*. 93-280 pp. Boston.
- Back, W., Hanshaw, B.B., Herman, J.S. y Van Driel, J.N. 1986. Differential dissolution of Pleistocene reef in the ground-water mixing zone of coastal Yucatan, Mexico. *Geology*. 14, (2) 137-140 pp.
- Barahona, E. 1974. *Arcillas de ladrillerría de la provincia de Granada. Evaluación de algunos ensayos de materias primas*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Granada. 309 p.
- Barea, J., Casas J., Durán, J.J., López-Martínez, J. y Martín de Vidales, L. 2000. Interés paleoambiental del estudio de sedimentos detríticos endokársticos. Aplicación a cavidades del centro de la Península Ibérica. *Boletín Geológico y Minero de España*, 111 (2-3), 17-32 pp.
- Barón, A. 1977. *Estudio estratigráfico y paleontológico del Mioceno medio y superior postorogénico de la Isla de Mallorca*. Premio Ciudad de Palma. 180 pp. Palma de Mallorca.
- Barón, A. y Pomar, L. 1985. *Stratigraphic correlation tables: Neogene of the Mediterranean*. En: Tethys and Paratethys, F.F. Steininger, J. Senes, K. Kleemann y F. Rog (eds). Institute of Paleontology. University of Vienna. 17 pp.
- Barón, A. Fornós, J.J., Gelabert, B., Obrador, A., Pomar, L., Ramos-Guerrero, E. y Sàbat, F. 2004. Baleares. En: Vera J.A. (Eds.) *Geología de España*. SEG-IGME. 450-464 pp. Madrid
- Bate, D.M. 1909. Preliminary note on a new artiodactyle from Majorca, *Myotragus balearicus*, gen. et sp. Nov. *Geological Magazine*, new series. 6, 385-388 pp.
- Beach, D.K. 1995. Controls and effects of subaerial exposure on cementation and development of secondary porosity in the subsurface of Great Bahama Bank. En: Budd, A.D., Saller, A.H. y Harris, P.M., (eds). Unconformity and porosity in carbonate strata. *American Association Petroleum Geologist Memoir*, 63, 1-34 pp.
- Benedicto, A. 1991. *Estudio de la estructura y del relleno del cubeta miocena de Inca (Mallorca) en*

---

base a la interpretación de datos de superficie y del subsuelo, Tesis de Licenciatura (inédita). Universitat de Barcelona. 170 pp.

Benito, G., Gutiérrez, F., Pérez-González, A. y Machado, M. 2000. Geomorphological and sedimentological features in quaternary fluvial system affected by solution induced subsidence. *Geomorphology*, 3, 209-224 pp.

Berner, R.A. y Morse, J.W. 1974. Dissolution of calcium carbonate in sea water, IV, Theory of calcite dissolution. *American Journal Science*, 274 (2), 108-134 pp.

Berner, R.A. 1975. The rol of magnesium in the crystal growth of calcite and aragonite from sea water. *Geochemical and Cosmochemical Acta*, 39 (4) 489-504 pp.

Bizon, G., Bizon, J.J., Bourrouilh, R. y Massa, D. 1973. Présence aux Illes Baléars (Mediterranée Occidentale) de sédiments "messiniens" déposés and une mer oueverte á salinité normale: Paris, *Comptes Rendus des seánces de l'Academie des Sciences*, V. 277 247-266 pp.

Bloom, A.L. 1974. Geomorphology of reef complex. En: L.F Laporte (Eds). Soc Reef in Time and Space. *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists*, Special Publication, 18, 1-8 pp. Tulsa. USA.

Bögli, A. 1965. The roll of the corrosion in cave forming. En: O. Stekl (Eds.). Problem of the speleological research. *Czechoslovak Academy of Science*, 125-131 pp. Praga

Bögli, A. 1980. *Karst hydrology and physical speleology*, Springer-Verlag (Eds.). 284 pp. Berlín.

Bosak, P. (Ed.). 1989. Paleokarst. A systematic and regional review. Academia, Publishing House of the Czechoslovak Academy of Sciences, 725 pp. Praga.

Bosak, P., Ford, D. y Glazek, J. 1989. Terminology. En: P. Bosak (Ed.) Paleokarst. A systematic and regional review. Academia, Publishing House of the Czechoslovak Academy of Sciences, 25-32 pp. Praga.

Bosence, D.W., Pomar, L., Waltham, D.A. y Lankester, T.H. 1994. Computer modelling a Miocene carbonate platform, Mallorca, Spain. *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 78 (2), 247-276 pp.

Bossio, A., Esteban, M., Giannelli, L., Longinelli, A., Mazzanti, R., Mazzei., R., Ricci-Lucchi, F. y Salvatorini, G. 1978. Some aspects of the Upper Miocene in Tuscany. IUGS. *IGPC Messinian Seminar 4, Guidebook*, 88 pp. Roma.

Bourrouilh, R. 1983. Estratigrafía, sedimentología y tectónica de la Isla de Mallorca y del noreste de Mallorca (Balears). La terminación nororiental de las cordilleras Béticas en el Mediterráneo Occidental. *Memoria del Instituto Geológico y Minero de España*, 99, 672 pp.

Brachert, T., Hultsch, N., Knoerich, A., Krautworst, U. y Stückrad, O. 2001. Climatic signatures in shallow-water carbonates: high-resolution stratigraphic markers in structuryally controlled

carbonate buildups (Late Miocene, southern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175, 211-237 pp.

Braga, J.C., Martín, J.M., Betzler C. y Brachert, T.C. 1996. Miocene temperate carbonates in the Agua Amarga Basin (Almería, SE Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9, 285-296 pp.

Budd, D.A. 1988. Aragonite to calcite transformations during fresh-water diagenesis of carbonates: insights from pore water chemistry. *Geological Society American Bulletin*, 100, 1260-1270 pp.

Budd, D.A. y Vecher, H.L. 1991. Predicting the thickness of fresh-water lenses in carbonate paleo-island. *Journal Sedimentary Petrology*, 61, 43-53 pp.

Budd, D.A., Saller, A.H. y Harris, P.M. (Eds.). 1995. Unconformities and porosity in carbonate strata. *American Association Petroleum Geologist Memoir*, 61, 313 pp.

Butzer, K.W. 1975. Pleistocene litoral sedimentary cycles of the Mediterranean Basin: A Mallorquin view. En: *After the Australopithecines*, K.W. Butzer y G. Isaac (Eds.). Mouton Press. The Hague.

Butzer, K.W. y Cuerda, J. 1962. Costal stratigraphy of southern Mallorca and its implications for the Pleistocene chronology of the Mediterranean sea. *Journal of Geology*, (70) 4, 398-416 pp.

Candelaria, M.P. y Reed, C.L. (Eds.). 1992. Paleokarst, karst related diagenesis and reservoir development: examples from Ordovician-Devonian age strata of west Texas and the mid-continent. Permian Basin Section. *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Publication*, 202 pp.

Cant R.V. y Weech, P.S. 1986. A review of the factors affecting the development of Gyben-Herzberg lenses in the Bahamas. *Journal of Hydrology*, 84, 333-343 pp.

Canter, K.L., Stearns, D.B., Geesman, R.C. y Wilson, J.L. 1993. Paleostructural and related paleokarst controls on reservoir development in the Lower Ordovician Ellenburge Group, Val Verde basin. En: D. Fritz, J.L. Wilson y D.A. Yurewicz (eds). Paleokarst related hydrocarbon reservoirs: *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Core Workshop*, 18, 61-99 pp.

Cargile, L.L. 1969. A case history of the Pegasus Ellenburge reservoir. *Journal of Petroleum Technology*, 1330-1336 pp.

Céspedes, A., Giménez, J. y Sàbat, F. 2001. Caracterización del campo de esfuerzos neógenos en Mallorca mediante el análisis de poblaciones de fallas. *Geogaceta*, 30, 58-63 pp.

Choquette, P.W. y Pray, L.C. 1970. Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 54, 207-250 pp.

Choquette, P.W. y James, N.P. 1988. Introduction to paleokarst. En: N.P. James and P.W. Choquette (Eds.). *Paleokarst*, Springer-Verlag. Berlin. 1-24 pp.

---

Choquette, P.W. y Steinen, R.P. 1980. Mississippian no supratidal dolomite, Ste. Genevieve Limestone, Illinois basin: evidence for mixed-water dolomitization. *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists*, Special Publication. 24, 163-196 pp.

Clemmensen, L.B., Fornós, J. y Rodríguez-Perea. 1997. Morphology and architecture of late Pleistocene cliff-front dune, Mallorca, Western Mediterranean. *Terra Nova*, 9, 251-254 pp.

Colom, G. 1946. Los sedimentos Burdigalienses de las Baleares. *Estudios Geológicos*, 2, 5-33 pp.

Colom, G. 1956. Los Foraminíferos Burdigalienses de Mallorca. *Memoria de la Real Academia de Ciencias Artísticas de Barcelona*, 32 (5), 92-229 pp.

Colom, G. 1975. *Geología de Mallorca*. Diputación Provincial de Baleares. Instituto de Estudios Baleáricos, Vol 2, 519 pp, Palma de Mallorca.

Colom, G. 1980. Nota preliminar sobre la existencia de Plioceno inferior, Marino, en Mallorca (Baleares). *Acta Geológica Hispánica*, 15, 45-49 pp.

Cotecchia, V., Fidelibus, M.D. y Tulipano, L. 1999. Phenomena related to the variation of equilibria between fresh and salt water in the costal karst-carbonate aquifer of the Salento Peninsula (Suthern Italy). *International Contributions to Hydrology*, 13, 9-13 pp.

Craig, D.H. 1988. Caves and others features of Permian karst in San Andres Dolomite, Yates Field Reservoir, west Texas. En: N.P. James y P.W. Choquette (Eds.). *Paleokarst*. Springer-Verlag. 342-363 pp. Berlin.

Cuerda, J. 1975. *Geología de Mallorca*. Diputación Provincial de Baleares. Instituto de Estudios Baleáricos, 2 Vol. 519 pp. Palma de Mallorca.

Cuerda, J. y Sacarés, J. 1992. *El Quaternari al Migjorn de Mallorca*. Conselleria de Cultura , Educació i Esports. Govern Balear, 130 pp. Palma de Mallorca.

Cunningham J., Farr, M.R. y Kruna Rakic-El Bied. 1994. Magnetostratigraphic dating of an Upper Miocene shallow-marine and continental sedimentary succession in northeastern Morocco. *Earth and Planetary Science Letters*, 127, 77-93 pp.

Curl, R. 1988. Fractal dimension and geometries of caves. *Mathematical Geology*, (18) 8, 765-783 pp.

Darder, B. 1925. La tectonique de la région orientale de l'île de Majorque. *Bulletin Societe Géologique France*, 25 (1): 245-278 pp.

Davis, W.E. 1949. Features of caves breakdown. *National Speleothem Society Bulletin*, 11, 34-35 pp.

Davis, W.E. 1951. Mechanics of cavern Breakdown. *National Speleology Society Bulletin*, 13, 36-43 pp.



Davis, S.N y Weist, R. 1971. *Hidrogeología*. Editorial Ariel. 325 p. Barcelona.

Davis, R.L. y Johnson, C.R. 1989. Karst hydrology of San Salvador. En: J.E. Mylroie (eds). *Fourth Symposium on Geology of Bahamas*, 118-136 pp. Bahamas. USA.

Del Olmo, W.M. y Esteban, M. 1983. Paleokarst development. *Petrological Geological Memoriam*. 33, 93-95 pp.

DeHass, R.J. y Jones, M.W. 1989. Cave levels of the Trenton-Black River formations in central southern Michigan. En: B.D. Keith (Ed.). *The Trenton Group (Upper Ordovician Series) of eastern North America. American Association Petroleum Geologists Bulletin, Studies in Geology*. 29, 237-266 pp.

Demiralin, A.S., Hurley, N.F. y Oesleby, T.W. 1993. Karst breccias in the Madison Limestone (Mississippian), Garland field, Wyoming. En: R.D. Fritz., J.L. Wilson. y D.A. Yurewicz (Eds.). *Paleokarst related hydrocarbon reservoirs*. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Core Workshop, 18, 101-118 pp.

Donald, F. 1986. Breccia-hosted lead-zinc deposits in carbonate rocks. *Journal Sedimentary Research*. 37, 103-116 pp.

Dreybrodt, W. y Siemers, J. 2000. Cave evolution on two dimensional networks of primary fractures in limestone. En: *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. A.B. Klimchouck, D.C. Palmer, A.N. Ford y W. Dreybrodt (eds). *National Speleological Society, Inc (Public)*. 201-211 pp. Alabama. USA.

Durán, J.J. 1996. *Los sistemas kársticos de la provincia de Málaga y su evolución: contribución al conocimiento paleoclimático del Cuaternario en el mediterráneo occidental*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 409 pp.

Encinas, J. 1997. Inventari espeleològic de les Illes Balears. *Endins*, 21, 103-128 pp.

Esteban, M. 1978. Significance of the Upper Miocene reefs of the Western Mediterranean (abstracts). IUGS. *IGPC Messinian Seminar 4*. Roma.

Esteban, M. 1980. Significance of the Upper Miocene reef of the Western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 29, 169-188 pp.

Esteban, M. 1991 a. Paleokarst: cases histories. En: V.P. Wright., M. Esteban. y L. Smart (Eds.). *Paleokarst and paleokarstic reservoir*. Postgraduate Research for Sedimentology. University of Reading PRIS contribution, 120-147 pp. (U.K).

Esteban, M. 1991 b. Paleokarst: practical applications. En: V.P. Wright., M. Esteban. y L. Smart (Eds.). *Paleokarst and paleokarstic reservoir*. Postgraduate Research for Sedimentology. University of Reading PRIS contribution, 89-119 pp. (U.K).

Esteban, M. y Klappa, C., 1983, Subaerial Exposure, en: Sholle, P.A., Bebout, D.G. y Moore, C.H.

---

(Eds.). Carbonate Depositional Environments. *American Association Petroleum Geologist. Memoir.* 33, 1-54 pp. Tulsa, Oklahoma. USA.

Esteban, M., Calvet, F., Dabrio, C., Barón, A., Giner, J., Pomar, L. y Salas, R. 1977 a. Messinian (Uppermost Miocene) reef in Spain: morphology, composition and depositional environments. *Third International Coral Reef Symposium, (Abstracts).* Miami. USA.

Esteban, M., Calvet, F., Dabrio, C., Barón, A., Giner, J., Pomar, L. y Salas, R., 1977 b. Aberrant features of the Messinian coral reef, Spain. *IUGS.IGPC Messinian Seminar 3 (Abstracts).* Málaga. España.

Esteban, M., Calvet, F., Dabrio, C., Barón, A., Giner, J., Pomar, L., Salas, R. y Permanyer, A. 1978. Aberrant features of the Messinian coral reef, Spain. *Acta Geológica Hispánica*, 13, 20-22 pp.

Faivre, S. y Reiffsteck, P. 1999. Spatial distribution of dolines as an indicator of recent deformations on the Velebit mountain range-Croatia. *Geomorphologie Relief Processes Environments*, 2, 129-142 pp.

Fallot, P. 1922. *Etude géologique de la Sierra de Majorca.* Libr. Polytechnique Ch. Béranger. París. 480 pp.

Fallot, P. y Darder, B. 1925. Observaciones geológicas de la región central de la Isla de Mallorca. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural.* XXV, 448-498 pp. Madrid.

Felix, R. 1973. *The Oligo-Miocene stratigraphy of Malta and Gozo.* Tesis Doctoral (inérita). 214 pp. Wageningen.

Fernández, M.J., Corti, G. y Ugolini, F.C. 2001. *Edafología*, Sociedad Española de la Ciencia del Suelo. 8, 212 p.

Fernández-Sanjurjo, M.J., Corti, G. y Ugolini, F.C. 2000. Cambios químicos y mineralógicos en la fracción fina y gruesa de un suelo volcánico en función de la distancia a la raíz. *Agrochimica-pisa*, 44 (1) 69-78 pp.

Folk, R.L. 1974. The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. *Journal Sedimentary Petrology*, 44, 40-53 pp.

Fonboté, J.M., Obrador, A. y Pomar, L. 1986. Islas Baleares. En: *Geología de España*, Libro Jubilar J.M. Ríos (J.A. Comba Coordinador). IGME. 2, 343-391 pp. Madrid.

Ford, D.C. 1988. Characteristics of dissolutional cave system in carbonate rocks. En: N.P. James and P.W. Choquette (Eds). *Paleokarst.* Springer-Verlag. 25-57 pp. New York,

Ford, D.C, 2000. Speleogenesis under unconfined settings. En: A.B. Klimchouk, D.C. Ford, R.J. Palmer y W. Dreybrodt (Eds.), *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers.* (National Speleological Society, 527 p. 319-323 pp.

Ford, D.C, y Williams, P.W. 1989. *Karst Geomorphology and Hydrology:* Chapman and Hall

(eds).Unwin Hyman. 601 pp. Londres.

Fornós, J. 1983. *Estudi Sedimentològic del Miocè Terminal de l'illa de Mallorca*. Tesina, (Inédita). Universitat de les Illes Balears. 228 pp. Palma de Mallorca.

Fornós, J., 1987. *Les Plataformes Carbonatades de les Balears. Estudi Sedimentològic de les plataformes miocenes de les Illes Balears i la comparació amb la sedimentació actual a la seva plataforma*. Tesis Doctoral, (inédita). Universitat de les Illes Balears. 954 p. Palma de Mallorca.

Fornós, J., 1991. La Unitat Calcàries de Santanyí (Miocè superior) a la zona de Cala Murta (Marina de Llevant, Mallorca). *Bulletí de la Societat d'Història Natural de la Balears*, 34, 33-40 pp.

Fornós, J., 1998. Karst collapse phenomena in the Upper Miocene of Mallorca (Balearic Islands, Western Mediterranean). *Acta Geologica Hungarica*, 42, 2 pp.

Fornós, J. y Pomar, L. 1983 a. El complejo de manglar del Mioceno terminal de la isla de Mallorca. *Bulletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*. 26, 207-228 pp.

Fornós, J. y Pomar, L. 1983 b. El Mioceno superior de Mallorca: unidad Calizas de Santanyí (Complejo Terminal). En: *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca)*. Guía de excursiones. 10º Congreso Nacional de Sedimentología. Menorca, Universidad de Palma de Mallorca. 177-206 pp.

Fornós, J. y Pomar, L. 1984. Facies, ambientes y secuencias de plataforma carbonatada somera (Formación de Calizas de Santanyí) en el Mioceno Terminal de Mallorca. *Islas Baleares. Publicaciones de Geología. Homenaje a Luis Sánchez de la Torre*, 20, 319-339 pp.

Fornós, J., Pomar, L. y Rodríguez-Perea, A. 1984. El Mesozoico de la Sierra de Son Amoixa (Serres de Llevant, Mallorca). *I Congreso Español de Geología*, 1, 173-185 pp.

Fornós J.J., Ginés, A., Ginés, J. y Pomar, L. 1988. Paleokarst collapse breccias in the uppermost Miocene of Mallorca Island. (España). *9th IAS Regional of Sedimentology*. Leuven.

Fornós J.J., Ginés, A. y Ginés, J. 1989 a. Paleokarst collapse features in the uppermost Miocene of Mallorca Island (España). *International Congress of Speleology*. 46-48 pp. Budapest Hungría.

Fornós, J., Petrus, J. y Trías, M. 1989 b. La Cova de sa Gleda (Manacor, Mallorca) aspectes geològics i biològics. *Endins*, 14-15, 53-59 pp.

Fornós, J., Marzo, M., Pomar, L. y Ramos-Guerrero-Guerrero, E. 1991. *Evolución tectónica-sedimentaria y análisis estratigráfico del Terciario de la isla de Mallorca*. Universitat de les Illes Balears y Universitat de Barcelona. Barcelona.

Fornós J.J., Ginés, A. Ginés, J. y Rodríguez, A. 1995. El Paleokarst a Mallorca. *Endins*, 20, 113-124 pp.

Fornós, J., Crespí, D. y Fiol, L. 1997. Aspectes mineralògics y texturals de la pols procedent de les pluges de fan de les Illes Balears: la seva importància en alguns processos recents. *Bolletí de la*

---

*Societat de Història Natural de les Balears*, 40, 109-113 pp.

Fornós, J., Bromley, R.G., Clemmensen, L.B. y Rodríguez-Perea, A. 2002. Tracks and trackways of *Myotragus balearicus* Bate (Artiodactyla, Caprinae) in Pleistocene aeolianites from Mallorca (Balearics Islands, Western Mediterranean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 180, 277-313 pp.

Fransen, E. y Goldstein, R. 1996. Paleoslope, sea-level and climate controls on Upper Miocene Platform evolution, Las Negras area, southeastern Spain. *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 5, 159-176 pp.

Fridman, G.M. 1997. Dissolution-collapse breccias an paleokarst resulting from dissolution of evaporite rocks. *Carbonate and Evaporites*. 12, 53-63 pp.

Fritz, R.D., Wilson, J.L. y Yurewicz, (Eds.). 1993. Paleokarst related hydrocarbon reservoir. *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists. Core Workshop*. 18, 275 pp.

Fuster, J. 1973. *Estudio de las reservas hidráulicas totales de las Baleares*. Informe de síntesis general. Ministerio de Obras Públicas, Industria y Agricultura. 2 Vol.

Garay, P. 1991. El riesgo del colapso kárstico y su incidencia en la Comunidad Valenciana. *Lapiatz*, 20, 25-30 pp.

García-Yagüé, A. y Muntaner, A. 1968. *Estudio hidrogeológico del Llano de Palma* (inédito). Palma de Mallorca. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Obras Hidráulicas. Servicio Geológico de Obras Públicas. 79 pp.

Gascoyne, W. 1992. Water chemistry in Cuevas del Drach, Majorca. *Cave Science*, 19 (2), 51-54 pp.

Gelabert, B. 1988. *La estructura geológica de la mitad occidental de la Isla de Mallorca*. Instituto Tecnológico y Geominero de España, 129 pp. Madrid.

Gelabert, B., Sàbat, F. y Rodríguez-Perea, A. 1992. An structural outline of the Serra de Tramuntana of Mallorca (Balearics Islands). *Tectonophysics*, 203, 167-183 pp.

Gillieson, D. 1996. *Caves; Processes, development, management*. Oxford, Basil Blackwell. 324 pp. U.K.

Giménez, J., Fornós, J. y Gelabert, B. 2002. Análisis de la fracturación de los materiales calcáreos neógenos de la costa sudoriental de Mallorca. *Geogaceta*, 31, 127-130 pp.

Ginés, A. 1999. *Morfología kárstica y vegetación en la Serra de Tramuntana. Una aproximación ecológica*. Universitat de les Illes Balears. Tesis Doctoral (inédita). 581 pp. Palma de Mallorca.

Ginés, J. 1994. *El karst litoral en Mallorca*. Memoria de investigación (inédita). Universitat de les Illes Balears. 94 p. Palma de Mallorca.

Ginés, J. 1998. L'endokarst de la serra de Tramuntana de Mallorca. En: Fornós, J., (eds). *Aspectes*

*geològics de les Balears (Mallorca, Menorca i Cabrera)*. Universitat de les Illes Balears. Mallorca. 391-423 pp. Palma de Mallorca.

Ginés, J. 2000. *El karst litoral en el Levante de Mallorca. Una aproximación al conocimiento de su morfogénesis y cronología*. Universitat de les Illes Balears. Tesis Doctoral (inédita). 589 p. Palma de Mallorca.

Ginés, A. y Ginés, J. 1972. Consideraciones sobre los mecanismos de fosilización de la Cova de sa Bassa Blanca y su paralelismo con formaciones marinas del Cuaternario. *II Congreso Nacional de Espeleología*. 13, 1-16 pp. Oviedo.

Ginés, A. y Ginés, J. 1974. Consideraciones sobre los mecanismos de fosilización de la Cova de sa Bassa Blanca y su paralelismo con formaciones marinas del Cuaternario. *Bolletí de la Societat de Història Natural de les Balears*, 19, 11-28 pp.

Ginés, A. y Ginés, J. 1975. Los medios lacustres hipogeos representados en el karst mallorquín y sus respectivas tendencias morfogéncias. *Endins*, 13, 9-12 pp.

Ginés, A., Ginés, J. y Pons, J. 1975. Nuevas aportaciones al conocimiento morfológico y cronológico de las cavernas costeras mallorquinas. *Speleon*, 49-56 pp.

Ginés, A. y Ginés, J. 1976. Ses Coves del Pirata. *Endins*, 14, 41-45 pp.

Ginés, A. y Ginés, J. 1977. Datos bioespeleológicos obtenidos de las aguas kársticas de la Isla de Mallorca. *Comunicaciones 6è. Simposium d'Espeleologia*, 81-95 pp. Terrassa.

Ginés A. y Ginés J. 1986. On the interest of speleochronological studies in karstied Islands. The case of Mallorca (Spain). *Com 9º Congrès Internacional de Espeleologia*. 1, 297-300. Barcelona

Ginés A. y Ginés J. 1987 a. Características espeleológicas del karst en Mallorca. *Endins*, 13, 3-19 pp.

Ginés A. y Ginés J. 1987 b. Datos espelocronológicos sobre el karst de las isla de Mallorca. *Revista de Ciencia. Institut d'Estudis Baleàrics*, 1, 81-92 pp.

Ginés A. y Ginés J. 1989 a. Absolute dating of Phreatic speleothems from coastal caves of Mallorca (Spain). *Proceedings. 10<sup>th</sup> International Congress of Speleology*. 1, 191-193 pp. Budapest

Ginés A. y Ginés J. 1989 b. El karst en las Islas Baleares. En: J.J. Durán y J. López (Eds.). *El karst en España*. Sociedad Española de Gemorfología. Monografía, 4. 163-174 pp. Madrid.

Ginés, A. y Ginés, J. 1992. Las Cuevas del Drac. Apuntes históricos y espeleogenéticos. *Endins*, 17-18, 5-20 pp.

Ginés A. y Ginés J. 1993 a. Spleochronological approach to some coastal caves from "Cap Vermell" area in Mallorca island (Spain). *Proceedings XI. International Congress of Speleology*, 58-59 pp. Beijing.

---

Ginés A. y Ginés J. 1993 b. Dataciones isotópicas de espeleotemas freáticos recolectados en cuevas costeras de Mallorca (España). *Endins*, 19, 9-15 pp.

Ginés A. y Ginés J. 1995 a. El carst i les coves de Mallorca. *Endins*, 20. Monografies de la Societat de Història Natural de les Illes Balears. 3, 87-97 pp.

Ginés A. y Ginés J. 1995 b. Aspectos espeleocronológicos del carst en Mallorca: En: A. Ginés y J. Ginés (Eds.). El carst en les coves de Mallorca. *Endins*, 20. Monografies de la Societat de Història Natural de les Balears. 3, 99-112 pp.

Ginés, A., Ginés, J. y Pomar, L. 1981 a. Phreatic speleothems in coastal caves of Majorca (Spain) as indicators of Mediterranean Pleistocene paleolevels. Proceedings. 8<sup>th</sup> International Congress of Speleology, 2, 533-536 pp. Bowling Green. USA.

Ginés, A., Ginés, J. y Pomar, L. 1981 b. Morphological and mineralogical features of phreatic speleothems occurring in coastal cave in Majorca (Spain). Proceedings 8<sup>th</sup>. International Congress of Speleology, 2, 529-532 pp. Bowling Green. USA.

González-Donoso, J.M., Linares, A., Pascual, I. y Serrano, F. 1982. Datos sobre la edad de secciones del Mioceno de inferior del Port d'Es Canonge y Randa (Mallorca). *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*. 26, 229-232 pp.

González, L.A., Carpenter, S. y Lohmann, K.C. 1992. Inorganic calcite morphology: roles of fluid chemistry and fluid flow. *Journal Sedimentary Petrology*, 62 (3), 382-399 pp.

González, L. A., Ruiz, H. M., Taggart, B. E., Budd, A. F. y Monell, V. 1997. Geology of Isla de Mona. Puerto Rico. En: H.L. Vacher y T.C. Quinn (Eds.). *Geology and Hydrology of Carbonate Island. Development in Sedimentology*, 54, 327-358 pp. Amsterdam

Gracia, F., Watkinson, P., Monserrat, T., Clarke, O. y Robert Landreth. 1997. Les coves de la zona de ses partions-Portocolom (Felanitx, Mallorca). *Endins*, 21, 5-37 pp.

Gracia, F., Clamor, B. y Levergne, J. 2000. Les coves de Cala Varques (Manacor, Mallorca). *Endins*, 23, 41-59 pp

Gumiel, P. 2000. *Relación entre la deformación frágil y la karstificación en el entorno de la cueva de Nerja* (inédito). Departamento de Geología de la Universidad de Alcalá. 7 pp.

Gunn, J. y David, J.L. 2000. Speleogenesis on tectonically active carbonate islands. En: A.B. Klimchouk, D.C Ford, A.N. Palmer, y W. Dreybrodt, (Eds.) *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Inc (Public). 238-243 pp. Alabama. USA.

Hanshaw, B.B. y Back, W. 1980. Chemical mass wasting of the northern Yucatan peninsula by groundwater dissolution. *Geology*, 8, 222-358 pp.

Haq, B.U., Hardenbol, J.Y. y Vail. 1987. Chronology of fluctuations sea level since the Triassic. *Science*, 235, 1150-1167 pp.

Haq, B.U., Hardenbol, J.Y. y Vail. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. En: K. Wilgus, B.S. Hasting, G. Kendal, H.W. Posamentier, A. Ross y J.C Van Wagoner (Eds.). *Sea-level Changes. An integrate Approach. Society of Economic Palaeontologist and Mineralogist. Special Publication. Vol 42, 71-108 pp.*

Hardage, B.A., D.L. Carr, D.E., Lancaster, J.L. Simons, Jr., R.Y. Elphick, V.M. Pendleton y R.A. Jonhs, 1996. 3-D sismic evidence of the effects of carbonate karst collapse on overlaying clastic stratigraphy and reservoir compartmentalization: *Geophysics. 61, 1336-1350 pp.*

Henrich, R.1984. Facies, dolomitization and karstification of lagoonal carbonates: Triassic of the northern Alps. *Facies, 11, 109-156 pp.*

Herman, J.S., Back., W. y Pomar, L. 1985. Geochemistry of groundwater in the mixing zone along the east coast of Mallorca. Spain. Karst Water Resources. *Proceedings Ankara-Antalya Symposium IAHS, 161, 467-479 pp. Ankara.*

Herman, J.S., Back., W. y Pomar, L. 1986. Speleogenesis in the groundwater mixing zone: the coastal carbonate aquifers of Mallorca and Menorca, Spain. *Com 9<sup>th</sup> International Congress of Speleology, 1, 13-15 pp. Barcelona.*

Hine, A.C. Belknap, D.F., Hutton., J.G., Osking, E.B. y Evans, M.W. 1988. Recent geological history and modern sedimentary processes along an incipient low energy epicontinental sea coastline, northwest Florida. *Journal Sedimentary Petrology, 58, 567-579 pp.*

Hobbs, A.L. 1974. The Maltese Island: A tectonic and topography Study. *Scottish Geography Magazine, 30, 1-13 pp.*

Hobbs, S.L. y Smart, P.L. 1988. Contrasting diagénesis if two carboniferous oolites from south Wales: a tale of climatic influence. *Sedimentology, 35, 587-602 pp.*

Hooks, J.D. 1985. *Stratigraphy, depositional environments, and silica of the Cambro-Ordovician carbonate sequence, Appalachian valley and ridge, Alabama.* Master Thesis. University of Alabama. 197 pp. Alabama.

Hopley, D.1982. *The geomorphology of the Great Barrier Reef.* 76 pp. Wiley. New York.

Hurbult. H. y Klein, C. 1985. *Manual de mineralogía de Dana.* 3<sup>a</sup> Ed. Editorial Reverte. 564 pp. Barcelona.

IGME, 1984. *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, Hoja 17/27. Felanitx.* IGME. Madrid

IGME, 2003. *El estado actual de las aguas subterráneas en la isla de Mallorca, 2003 (inédito).* 44 pp. y anexos. IGME. Palma de Mallorca

James, N. P. y Choquette, P.W (eds). 1988. *Paleokarst.* Springer-Verlag. 416 pp. New York.

Jennings, J.N. 1971. *Karst.* M.I.T. Press. Cambridge. 252 pp.

- 
- Jennings, J.N. 1982. Principles and problems in reconstructing karst history. *Helictite*, 20 (2), 37-52 pp.
- Jennings, J.N. 1985. *Karst geomorphology*. Basil Blackwell. Oxford. 293 pp.
- Jiménez de Cisneros, C. 1994. *Geoquímica de carbonatos relacionados con etapas de emersión*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 216 pp.
- Jouzel, J., Lorius, C., Petit, J.R., Genthon, C., Barkov, N.I., Kolyakov, V.M. y Petrov, V.M. 1987. Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160.000 years). *Nature*, 329, 403-407 pp.
- Karathanasis, A.D. y Hajek, B.F. 1983. Transformation of smectite to kaolinita in naturally acid soil systems. Structure and thermodynamics considerations. *Soil Science Society American Journal*, 47, 158-163 pp.
- Karathanasis, A.D. y Hajek, B.F. 1984. Evaluation of aluminum-smectite stability equilibria naturally acid soil systems. *Soil Science Society American Journal*, 48, 413-417 pp.
- Kerans, C. 1988. Karst controlled reservoir heterogeneity in Ellenburgue Group carbonates of west Texas. *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 72, 1660-1183 pp.
- Kerans, C. 1990. *Depositional system and karst geology of the Ellenburgue Group (Lower Ordovician), subsurface west Texas*. The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology. Report of investigation, 193, 63 pp.
- Kelletat, D. 1980. Formenschatz und Prozessgefüge des Biokarstes an der Küste von Nordost-Mallorca (Cala Guya). *Beiträge zur regionalen Küstenmorphologie des Mittelmeerraumes VII*. Berliner Geographische Studien, 7, 99-113 pp.
- Kisman, D.J. y Holland, H.D. 1969. The co-precipitation of cations with CaCO<sub>3</sub> – IV. The co-precipitation of Sr<sup>2+</sup> with aragonite between 16° and 96° C. *Geochemistry, Cosmochemistry Acta*, 33. 1-17 pp.
- Klappa, C.F. 1978. Biolithogenesis of Microdium: elucidation. *Sedimentology*. 25, 489-522 pp.
- Klimchouck, A.B. y Ford, D.C. 2000 a. Types of karst and evolution of hidrogeologic setting. En: *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. A.B. Klimchouck, D.C. Ford, A.N. Palmer y W. Dreybrodt (Eds.). National Speleological Society, Inc (Public). 45-53 pp. Alabama. USA
- Klimchouck, A.B. y Ford, D.C. 2000 b. Lithologic and structural controls of dissolutional cave development. En: *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. Klimchouck, D.C. Ford, A.N. Palmer y W. Dreybrodt (eds). National Speleological Society, Inc (Public). 54-64 pp. Alabama. USA.
- Klimchouck, A.B., Ford, D.C., Palmer, A.N. y Dreybrodt, W. 2000. *Speleogenesis, Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Inc (Public). 527 pp. Alabama. USA.
- Lauritzen, S. y Lundberg, J. 2000. Solutional and erosional morphology. En: *Speleogenesis. Evolution*



of karst aquifers. Klimchouck, D.C. Ford, A.N. Palmer y W. Dreybrodt (Eds). National Speleological Society, Inc (Public). 408-426 pp. Alabama. USA.

Linnaeus, C. 1766. *Systema naturae sive regna tria naturae, secundum classes, ordines, genera, species, cum characteribus, differentiis, synonymis, locis. Laurentii Salvii, Holmiae.* 12th ed. *Systema Nature*, (Eds). 12, 1-532 pp.

Lohmann, K.C. 1988. Geochemical patterns of meteoric diagenetic system and their application to studies of paleokarst. En: N. P. James, y P.W. Choquette (Eds.). *Paleokarst*. Springer-Verlag. New York. 45-79 pp.

Lomando, A.J, Harris, M.P. y Orlopp, 1993. Casablanca field, Tarragona basin, offshore Spain: a karsted carbonate reservoir. En: R.D. Fritz, J.L. Wilson, y D.A. Yurewicz eds. *Paleokarst related hydrocarbon reservoir: Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Core Workshop*, 18, 201-225 pp.

Loucks, R.G. 1999. Paleocave Carbonatic Reservoir: Origins, burial-depth modifications, spatial complexity and reservoir implications. *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 83 (11), 1795-1834 pp.

Loucks, R.G. y Handford, C.R. 1992. Origin and recognition of fractures, breccias and sediments fills in paleocave-reservoir networks. En: M.P. Candelaria and C.L. Reed (Eds.). *Paleokarst, karst related diagenesis and reservoir development: examples from Ordovician-Devonian age strata of west Texas and the mid-continent. Permian Basin Section. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Publication*, 92-33, 31-44 pp.

Loucks, R.G. y Mescher, P.K. 1996. Architecture of collapsed-paleocave reservoir (abstract). *American Association Petroleum Geologist Annual Convention, Official Program*. A 87.

Loucks, R. G. y Mescher P.K. 2001. Paleocave facies classification and associated pore types in A geologic odyssey. *American Association Petroleum Geologist Bulletin, Southwest Section Annual Meeting*. 18 pp. Dallas, Texas.

Loucks, R., Mescher, P. y McMechan A. 2004. Three-dimensional architecture of a coalesced, collapsed-paleocave system in the Lower Ordovician Ellenburge Group, central Texas. *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 88, (5), 554-564 pp.

Lucia, F.J. 1995. Lower Palaeozoic cavern development, collapse and dolomitización, Franklin Mountains, El Paso, Texas. En: D.A. Budd, A.H. Saller y P.M. Harris (eds). *Unconformities and porosity in carbonate strata. American Association Petroleum Geologist Memoir*, 63, 279-300 pp.

Lucia, F.J. 1999. *Carbonate reservoir characterization*. Berlin, Springer-Verlag. 226 pp.

MacCaleb, J.A. y Wayhan, D.A. 1969. Geologic reservoir analysis, Mississippian Madison Formation, Elk basin field, Wyoming-Montana. *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 64, 381-389 pp.

- 
- Martel, E.A. 1896. Sous Terre. Cueva del Drach, a Majorque. *Ann. Club. Alpin Franç*, 23, 1-32 pp.
- Mateu, G., Colom, G. y Cuerda, J. 1979. Los foraminíferos plio-pleistocenos de la isla de Cabrera (Baleares) y las condiciones paleontológicas del antiguo mar balear. *Bolletí de la Societat de Història Natural de les Illes Balears*, 23, 51-68 pp.
- Marco, C. 1995. *Estudi geologic del sector Bonany-Porreres*. Tesis de Licenciatura (inédita). Universitat de Barcelona, 233 pp.
- Matthews, R.K. y Frohlich, C. 1987. Forward modelling of bank-margin carbonate diagenesis. *Geology*, 15, 673-676 pp.
- Mazzullo, S.J. y Mazzullo, L.J. 1992. Paleokarst and karst associated hydrocarbon reservoir in the Fusselman Formation, west Texas, Permian basin. En: M.P Candelaria and C.L. Reed (Eds.). Paleokarst, karst related diagenesis and reservoir development: examples from Ordovician-Devonian age strata of west Texas and the mid-continent: Permian Basin Section. *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Publication*, 92-33, 110-120 pp.
- Mazzullo, S.J. y Chilingarian, G.V. 1996. Hydrocarbon reservoirs in karsted carbonated rocks. En, G.V Chilingarian, S.J. Mazzullo y H.H. Rieke (Eds.). *Carbonate reservoir characterization: a geological-engineering analysis*, Part II, 797-685 pp. Amsterdam.
- McMechan, G.A., Luoucks, R.G., Zeng, X. y Mescher, P. 1998. Ground penetrating radar imaging of a collapsed-paleocave system in the Ellenburge dolomite, central Texas. *Journal of Applied Geophysics*, 39, 1-10 pp.
- Mandelbrot, B. 1982. *The fractal geometry of nature*. W.H. Freeman and Company. New York, 468 pp.
- Mandelbrot, B. 1985. Self-affine fractals and fractal dimension. *Physica Scripta*, 32, 260-267 pp.
- Mensching, H. 1956. Karst y Terra Rossa en Mallorca. *Estudios Geográficos*, 17, 659-672 pp.
- Monreal, R., Montijo G.A. y Grijalva N.F. 2000. *Guía para El Estudio Petrográfico de Rocas Detríticas*. Área de Publicaciones de Extensión Universitaria de la Universidad de Sonora. 86 pp.
- Monroe, W.H. 1970. *Glossary of karst. Terminology*, 26 pp.
- Mook, W.G. 2002. *Isótopos estables en el ciclo hidrogeológico. Principios y aplicaciones*. Instituto Geológico y Minero de España. Serie: Guía y Manuales, nº 1. 596 pp. Madrid
- Mottana, A., Crespi, R. y Liborio, G (Eds.). *Guía de Rocas Minerales*. Ed. Grijalbo, 605 pp. Barcelona.
- Murray, J. 1890. The Maltese Islands with Special Reference to their Geological Structure. *Scottish Geography Magazine*. 6, 449-488 pp.

Mylroie, J.E. y Carew, J.L. 1995. Karst development on carbonate islands. En: D.A. Budd, A.H. Saller, and P.M. Harris (Eds.). Unconformities and porosity in carbonate strat. *American Association Petroleum Geologist Memoir*, 63, 55-76 pp.

Mylroie, J.E. y Carew, J.L. 2000. Speleogenesis in coastal and oceanic settings. En: Speleogenesis. Evolution of karst aquifers. A.B. Klimchouck, D.C. Ford, A.N. Palmer y W. Dreybrodt (Eds.). *National Speleological Society*. Inc (Public). 54-64 pp. Alabama. USA.

Oedl, F. 1954. Die Höhlen der Insel Formentera (Balearen). *Die Höhlen*, 5 (3/4), 69-75 pp. Wien

Osborne, R.A. 2000. Paleokarst and its significance for speleogenesis. En: Speleogenesis. Evolution of karst aquifers. A.B. Klimchouck, D.C. Ford, A.N. Palmer y W. Dreybrodt (Eds.). *National Speleological Society*, Inc (Public). 45-53 pp. Alabama. USA.

Obrador, A. y Pomar, L. 2004. El Mioceno del Migjorn. En: Fornós, J.J., Obrador, A. y Roselló Verger, V.M (eds). *Història Natural del Migjorn de Menorca: el medi físic y l'influx humà*. Monografia de la Societat de Història Natural de les Balears. 11, 73-92 pp.

Obrador, A., Pomar, L., Rodríguez, A. y Jurado, M.J. 1983 a. Unidades deposicionales del Neógeno Menorquín. *Acta Geológica Hispánica*, 18, 87-97 pp.

Obrador, A. y Pomar, L. 1983 b. El Neógeno del sector de Maó. En: Pomar, L., Obrador, A., Fornós, J. y Rodríguez-Perea, A. (Eds.). *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca)*. Guía de excursiones. *10º Congreso Nacional de Sedimentología. Menorca*. Universidad de Palma de Mallorca. 207-232 pp.

Obrador A., Pomar, L. y Taberner, C. 1992. Late Miocene megabreccia of Menorca (Balearic Islands): A basis for the interpretation of a megabreccia deposit. En: H.M. Pedley, (Ed.). *Carbonate Ramps: Proceses and Diagénesis. Sedimentary Geology*, Vol 79, 203-223 pp.

Oliveros, J.M., Escandell, B. y Colom, G. 1960. El Burdigaliense superior salobre-lacustre en Mallorca. *Memoria del Instituto Geológico y Minero de España*, 61, 265-348 pp.

Oswald, E.J. 1992. *Dolomitization of an Upper Miocene reef complex, Mallorca, Spain*. Tesis Doctoral (inédita). State University of New York at Stony Brook. 424 pp. Stony Brook

Palmer, R.J. y Williams, D. 1984. Cave development under Andros Island, Bahamas. *Cave Science*, 11 (1), 50-52 pp.

Palmer, A.N. 1984 a. Geomorphic interpretation of karst features. En LaFleur, R.G., (Eds.). *Groundwater as geomorphic agent*. Boston, Allen and Unwin. 173-209 pp.

Palmer, A.N. 1984 b. Recent trends in karst Geomorphology. *Journal of Geological Education*, 32, 247-253 pp.

Palmer, R. J. 1986. Hydrology and speleogenesis beneath Andros Island. *Cave Science*, 13 (1), 7-12 pp.

---

Palmer, A.N. 1987. Cave levels and their interpretation. *National Speleological Society Bulletin*, 49, 50-66 pp.

Palmer, A.N, 1991. Origin and morphology of Limestones caves. *National Speleological Society Bulletin*, 103, 1-21 pp.

Palmer, A.N. 1995. Geochemical models for the origin of macroscopic solution porosity in carbonate rocks. En: D.A. Budd, A.H. Saller y P. M. Harris, (Eds.). Unconformities and porosity in carbonate strata. *American Association Petroleum Geologist Memoir*, 63, 77-102 pp.

Palmer, A.N. y Palmer, M.V. 1995. The Kaskaskia paleokarst of the Northern Rocky Mountains and Black Hills, northwestern USA. *Carbonates and Evaporites*, 10, 148-160 pp.

Panòs, V. 1978. To the karst typology I and II University Acta. *Palackiana Olomouc Geological Geography*, V 17, 83-122 pp.

Pedley, H.M. 1975. Miocene sea-floor subsidence and Later subaerial solution subsidence structures in the Maltese islands. *Proceedings Geological Association*, 85 (4), 533-547 pp.

Pedley, H.M., Bosence, D., Dart, C., Pratt, S. y Buxton, M. 1990. *Field Guide to the Cenozoic platform carbonates of the Maltese islands*. International Sedimentological Congress. 111 pp. Nottingham. U.K.

Pedraza, D. 1996. *Geomorfología*. 416 pp. Editorial Rueda. Madrid

Plan Hidrológico de las Islas Baleares. 2002. Govern de les Illes Balears. Conselleria de Medi Ambient, 423 pp. Palma de Mallorca

Plummer, L.N. 1975. Mixing of sea water with calcium carbonate ground water. *Mem. Geol. Soc. Am*, 142, 219-236 pp.

Pomar, L. 1979. La evolución tectosedimentaria de las Islas Baleares: análisis crítico. *Acta Geológica Hispánica*. 14, 293-310 pp.

Pomar, L. 1988. Reef architecture and high-frequency relative sea-level oscillations, Upper Miocene, Spain. En: Abstracts. *9<sup>th</sup> Regional Meeting International Association of Sedimentology*, 174-175 pp. Leuven.

Pomar, L. 1989. Espeleotemas freáticos. Karst litoral y oscilaciones del nivel del mar durante el Cuaternario en la Isla de Mallorca. En: J.J. Durán y J. López-Martínez (Eds.). *El karst en España*. Sociedad Española de Geomorfología. Monografía 4, 265-275. Madrid.

Pomar, L. 1991. Reef geometries, erosion surfaces and high-frequency sea-level changes, Upper Miocene Reef Complex. Mallorca. Spain. *Sedimentology*, 38, 243-269 pp.

Pomar, L. 1993. High-resolution Sequence Stratigraphy in Prograding Carbonates: Application to Seismic Interpretation. Capítulo 15. En *Carbonate Sequence Stratigraphy: Recent Advances and*

*Applications*: B. Loucks and R. J. Sarg (Eds.). *American Association Petroleum Geologist Memory*, 57, 545 p.

Pomar, L. 2001 a. Types of carbonate platform: a genetic approach. *Basin Research*. 13, 313-334 pp.

Pomar, L. 2001 b. Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Island. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175, 249-272 pp.

Pomar, L. y Ginés, A. 1976. Las cristalizaciones freáticas. *Endins*, 3, 3-25 pp.

Pomar, L. y Cuerda, J. 1979. Los depósitos marinos pleistocénicos en Mallorca. *Acta Geológica Hispánica*. Homenatge a Lluís Solé i Sabarís. 14, 505-513 pp.

Pomar, L. y Rodríguez-Perea, A. 1983. El Neógeno inferior de Mallorca: Randa. En: *El Terciario de las Baleares*. Guía de las excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología. Menorca 83. Institut d'Estudis Balearics. Universidad de Palma de Mallorca. 115-137 pp. Palma de Mallorca.

Pomar, L. y Ward, W.C. 1994. Response of a Miocene platform to high-frequency eustasy. *Geology*, 22, 131-134 pp.

Pomar, L. y Ward, W.C. 1995. Sea-level change carbonate production and platform architecture: The Lluçmajor Platform, Mallorca, Spain. En: Haq, B.U. (Ed.). *Sequence Stratigraphy and Depositional Response to Eustatic, Tectonic and Climatic Forcing*. Kluwer Academic Press, Dordrecht 87-112 pp.

Pomar, L. y Ward, W. C. 1999. Reservoir-scale heterogeneity in depositional packages and diagenetic patterns on a reef-rimmed platform, Upper Miocene, Mallorca, Spain. *American Association Petroleum Geologist Bulletin*. 83, 1759-1773 pp.

Pomar, L., Ginés, A. y Fontarnau, R. J. 1976. Las cristalizaciones freáticas del Pleistoceno mallorquín. *Endins*. 3, 3-25 pp.

Pomar, L., Ginés, A. y Ginés, A. 1979. Morfología estructura y origen de los espeleotemas epiaquáticos. *Endins*. 5-6, 3-17 pp.

Pomar, L., Ginés, A. y Ginés, A. 1983 a. Las cristalizaciones freáticas del Pleistoceno mallorquín. *VI Coloquio de Geografía*, 111-113 pp. Asociación de Geógrafos Españoles. Palma de Mallorca.

Pomar, L., Obrador, A. Fornós, J. y Rodríguez-Perea, A. (Eds.). 1983 b. El Terciario de las Baleares. Guía de las excursiones. *X Congreso Nacional de Sedimentología*. Menorca 83. Institut d'Estudis Balearics. Universidad de Palma de Mallorca. 177-206 pp. Palma de Mallorca.

Pomar, L., Rodríguez-Perea, A., Fornós, J.J., Ginés, A., Ginés J., Font, A. y Mora, A. 1987. Phreatic speleothems in coastal caves: a new regional method to determine sea-level fluctuations. En: Zazo, C., (Ed.). *Late Quaternary sea-level change in Spain*. Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC. Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario. 10, 197-224 pp. Madrid.

---

Pomar, L., Marzo, M. y Barón, A. 1983 a. El Terciario de Mallorca. En: *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca)*: O.A.L. L. Pomar, J. Fornós y A Rodríguez-Perea (Eds.). Institut d'Estudis Baleàrics. Universitat de Palma de Mallorca. 21-45 pp. Mallorca.

Pomar, L., Esteban, M., Calvet, F. y Barón, A. 1983 b. La Unidad arrecifal del Mioceno Superior de Mallorca. En: L. Pomar, J. Fornós y A Rodríguez-Perea (Eds.). *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca)*. Instituto de Estudios Baleáricos. Universitat de Palma de Mallorca. 139-175 pp. Mallorca.

Pomar, L., Fornós, J. y Rodríguez-Perea A. 1983 c. *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca)*. Guía de excursiones, 10º Congreso Nacional de Sedimentología. Menorca. Universitat de Palma de Mallorca. 206 p.

Pomar, L., Ward, W. C. y Green, D.G., 1996. Upper Miocene Reef Complex of the Lluçmajor area, Mallorca, Spain. 191-225 pp. En: Franseen, E., Esteban, M., Ward, W.C., and Rouchy, J.M. (Eds.): *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of the Mediterranean regions*. SEPM. Concepts in Sedimentology and Palaeontology Series. n. 5.

Pomar, L., Obrador, A. y Westphal, H. 2002. Sub-wavebase cross-bedded grainstones on a distally steepened carbonate ramp, Upper Miocene, Menorca, Spain. *Sedimentology*, 49, 139-169 pp.

Pons-Moyà, J. y Roca, L. 1974. Estudio de los yacimientos paleontológicos con *Myotragus balearicus* Bate y su distribución geográfica. *Actas del II Congreso Nacional de Espeleología*, 1, 24 p. Madrid.

Pons-Moyà, J., Moyà-Solà, S. y Koper, J.S. 1979. La fauna de mamíferos de la Cova de Canet (Esporlas) y su cronología. *Endins*, 5-6, 55-58 pp.

Proudlove, G.S. 1984. Preliminary observations on the biology of inland Blue Holes, Andros Island. *Cave Science*, (Trans. B.C.R.A.), 11 (1) 53 p.

Purdy, E.G. 1974. Reef configurations: cause and effect. En: L.F. Laporte, (Eds.). *Reefs in Time and Space*, pp. 9-76. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*. Special Publication 18.

Purdy, E.G. y Walt H.D. 1999. Reservoir implication of modern karst topography. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*. 83 (11), 1774-1994 pp.

Purves, W.J. Burnnit, J.E., Weathers, L.R. y Wipperman, L.K. 1992. Cave/pillar definition in the Ordovician Ellenburgue reservoir by 3-D seismic, Pegasus field, Midland and Upton counties, Texas (abstracts). *American Association Petroleum Geologists Bulletin*. Annual Meeting Program and Abstracts. p 108.

Ramos-Guerrero, E. 1988. *El Paleógeno de las Baleares: Estratigrafía-Sedimentología*. Tesis Doctoral, inédita. Universidad de Barcelona. 212 pp.

Ramos-Guerrero, E. y Rodríguez-Perea, A. 1985. Décoruvert d'un aflorament de terrains paléozoïques dans l'e de Majorque (Baléares, Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*. 301 (1), 53-72 pp.

Ramos-Guerrero, E. y Marzo, M. 1989. Sedimentología de un sistema fluvio-aluvial en el Oligoceno de las Baleares. La formación detrítica de Cala Blanca. *XII Congreso Español de Sedimentología*, Bilbao. 47-50 pp.

Ramos-Guerrero, E., Rodríguez-Perea, A., Sàbat, F. y Serrea-Kiel, J. 1989. Cenozoic tectosedimentary evolution of Mallorca island. *Geodinamica Acta*, 3, 53-72 pp.

Ramos-Guerrero, E., Cabrera, L., Hageman, H.W., Pickel, W. y Zamareño, I. 2001. Paleogene lacustrine record in Mallorca (NW Mediterranean Spain): Depositional, paleogeographic and paleoclimatic implications for the ancient southeast Iberia margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 172, 1-37 pp.

Reams, M. 1971. Fractals dimensions of sinkholes. *Geomorphology*, 5, 159-165 pp.

Roca, E. 1992. *L'Estructura de la conca Catalano-Balear: paper de la comprensió i de la distensió en la seva gènesis*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 330 pp. Barcelona.

Rodes, L. 1925. Los cambios de nivel en las Cuevas del Drach (Manacor, Mallorca) y su oscilación rítmica cada 40 minutos. *Memoria de la Academia de Ciencias Artísticas de Barcelona*, 19 (7), 207-221 pp.

Robledo, P. 2001a. Karst y Fractales. *Aplicación del Análisis fractal a la distribución de peloestructuras de colapso kárstico del Mioceno superior de Mallorca, España*. Memoria de Investigación (inédita). IGME. 189 pp. Madrid.

Robledo, P. 2001 b. *El paleokarst del Mioceno Superior del Levante de Mallorca*. Memoria de investigación (Inédito). Universidad de las Islas Baleares. 127 pp. Mallorca.

Robledo, P. y Pomar, L. 2000 a. Upper Miocene karst collapse structures of the east coast, Mallorca, Spain. *Acta Carsologica*, 2, 177-185 pp.

Robledo, P. y Pomar, L. 2000 b. Modelo genético de las estructuras de colapso cárstico del Mioceno Superior de Mallorca. *Geotemas*, 2, 189-193 pp.

Robledo, P. y Pomar, L. 2001 a. The karst collapse structures in the Upper Miocene of the east coast of Mallorca: genetic model and classification features. *Geophysical Research Abstracts*. En: *Paleoclimatology: From process studies to reconstruction of the palaeoenvironment: advances in palaeoceanography and climatology*, 3, pp. 9215.

Robledo P. y Pomar, L. 2001 b. Genetic Model of the karst collapse structures on the east coast, Mallorca, Spain. En: Günay, Ford, Johnson and Johnson (Eds.). *Present State and Future Trends of Karst Studies*. UNESCO, Vol I, 339-344 pp. París.

Robledo, P. y Duran, J.J. 2001. El paleokarst del levante de Mallorca: patrimonio geológico balear. *Actas do Congresso Internacional sobre Património Geológico e Mineiro*, 55-65 pp. Veja, Portugal.

Robledo, P., Duran J.J. y Gumiel, P. 2002. Aplicación del Análisis fractal a las peloestructuras de

---

colapso kárstico del Mioceno superior de Mallorca, España. *Geogaceta*, 31, 27-31 pp.

Rodríguez-Perea, A. 1992. Mallorca: els accidents geogràfics-la geologia. *Gran Enciclopèdia de Mallorca*, Vol 8, 215-238 pp.

Rodríguez-Perea, A., Ramos-Guerrero, E., Pomar, L., Paniello, X., Obrador, A. y Martín J. 1987. El Triásico de las Baleares. En: *Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico en España*. Cuadernos de Geología Ibérica. 11, 295-321 pp.

Rodríguez-Perea, A. y Fornós, J. 1986. Karst deposits in the Jurassic breccias of the Serra de Tramuntana. Majorca. En: *Abstracts. 7th Regional Meeting. International Association of Sedimentology*, Krakow. 165-166 pp.

Rodríguez-Perea, A. y Servera, J. 1993. II. Geomorfología. En: J.A. Alcover, E. Ballesteros y J. Fornós (Eds.). *Aspectes geològics de les Balears*. Universitat de les Illes Balears.

Rogers, R.K. y Davis, J.H. 1977. Geology of the Buick mine Viburnum trend, southeast Missouri. *Economic Geology*, 72, 372-380 pp.

Roger, S., Münch, PH, Cornée, J.J., Saint Martin, J.P., Féraud, G., Pestrea, S., Conesa, G. y Ben Moussa, A. 2000.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the pre-evaporitic Messinian marine sequences of the Melilla basin (Marroco): a proposal for some biosedimentary events as isochrons around the Alboran Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 179, 101-113 pp

Roselló-Verger, V.M. 1975. Asseag de genética i classificació. *Mayurca*, 14, 5-19 pp.

Roselló-Verger, V.M. 1998. Torrents i Cales de Mallorca: aspectes geomorfològics. En: *Aspectes geològics de les Balears (Mallorca, Menorca i Cabrera)*. J. Fornós, (Ed.). Universitat de les Illes Balears. Mallorca. 331-361 pp.

Rossi, C. 1993. *Sedimentología y diagénesis del Paleoceno superior-Eoceno inferior en la Cuenca de Ager, Sierras Marginales, prepirineo de Lérida*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Madrid. 324 pp. España.

Sàbat, F. 1986. *Estructura geològica de les Serres de Llevant de Mallorca (Balears)*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 128 pp. España

Sàbat, F. 1998. Estructura de les Serres de Llevant de Mallorca. En: J. Fornós, (eds). *Aspectes geològics de les Balears*. En: Universitat de les Illes Balears. 117-134 pp.

Sàbat, F., Vergés, J., Casas, J.M., Martínez, A., Muñoz, J.A, Roca, E. y Rodríguez-Perea, A. 1990. Detailed duplex geometry: its role in the characterization of the thrust system (Puigpunyent-Galatzó area, Mallorca Island). International Conference. *Thrust Tectonic*, London. Abstracts, p 77.

Saller, A.H., Budd, D.A. y Harris, P.M. 1994. Unconformities and Porosity development in carbonate strata: Ideas from a Hedberg Conference. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*,



78, 857-872 pp.

Saller, A.H., Dickson, J.A. y Matsuda, F. 1999. Evolution and distribution of porosity associated with subaerial exposure in Upper Palaeozoic platform limestones, West Texas. *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 83 (11), 1835-1854 pp.

Servera, J. 1995. Distribució geogràfica del karst en Mallorca. En A. Ginés y J. Ginés (eds). *El carst en les coves de Mallorca*. Endins. 20. Monografies de la Societat de Història Natural de les Balears, 3, 7-16 pp.

Shackleton, N.J. y Opdike, N.D. 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 year scale. *Quaternary Research*, 3, 39-55 pp.

Schultz, L.G. 1964. Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-Ray and chemical data for the Pierre Shale. U.S. *Geological Survey. Professional Paper*, 391C, 31 pp.

Smart, C.C. 1984. The hydrology of the Inland Blue Holes Andros Island. *Cave Science*, 11 (1), 9-23 pp.

Smart, P.L. y Whitaker F. 1991. Karst processes, hydrology and porosity evolution. En: V.P. Wright, M. Esteban y P.L. Smart (Eds.). *Paleokarst and Paleokarstic Reservoir*. P.R.I.S. Occidental Publication Series, 2, 1-55 pp. Reading

Smart, P.L., Dawans, J. y Whitaker F. 1988. Carbonate dissolution in a modern mixing zone. *Nature*, 335, 811-813, pp.

Sandford, W.E., y Konikow, L.F. 1989. Simulation of calcite dissolution and porosity changes in salt water mixing zones in costal aquifers. *Waters Resources Research*. 25 (4), 665-667 pp.

Simó, A. y Ramón, X. 1986. Análisis sedimentológico y descripción de las secuencias deposicionales del Neógeno postorogénico de Mallorca. *Boletín Geológico y Minero*, 445-472, pp.

Stoessell, R.K. 1992. Effects of sulphate reduction on CaCO<sub>3</sub> dissolution and precipitation in mixing-zone fluids. *Journal Sedimentary Petrology*, 62, 873-880 pp.

Stormont, D.H. 1949. Huge caverns encountered in Dollarhide field make for unusual drilling conditions. *Oil and Gas Journal*. 7, 66-68 pp.

Sweeting. M.M. 1972. *Karst Landforms*. The Macmillan Press. 362 pp. Londres.

Tihansky, A.B. (1996.) *Sinkholes, west-central Florida. A link between surface water and ground water*. Informe del U.S Geological Survey (Inédito). 76 pp. Tampa, Florida.

Tinker, S.W. y Mruck, D.H. 1995 Reservoir characterization of a Permian giant: Yates field, west Texas. En: E.L. Stoudt y P.M. Harris (Eds.). *Hydrocarbon reservoir framework and flow unit modeling*. SEMP Short Course. 34, 51-128 pp.

---

Tinker, S.W. Ehrets, J.R. y Brondos, M.D. 1995. Multiple karst events related to stratigraphy cyclicity: San Andres Formation, Yates field, west Texas. En: A. Budd, A.H., Saller y P.M. Harris (Eds.). *Unconformities and porosity in carbonate strata*. American Association Petroleum Geologists Memoir, 63, 213-238 pp.

Trías, M., Payeras, C. y Ginés, J. 1979. Inventari espeleològic de les Illes Balears. *Endins*, 5-6, 89-108 pp.

Trechmann, C.T. Quaternary Conditions in Malta. *Geological Magazine.*, 75, 1-25 pp.

Trías, M. 2000. La cova des Moro (Manacor, Mallorca). Alguns destacats aspectes de la seva morfologia. *Endins*, 23, 73-79 pp.

Tucker, M. 1985. Shallow marine carbonate facies and facies models. Sedimentology, (Recent developments and applied aspects). *American Association Petroleum Geologist. Special Memory*, 18, 18-147 pp.

Tucker, M. 1998. *Techniques in sedimentology*. Blackwell Scientific Publications. 394 pp. Oxford.

Tyrrel, W. y Davies, R. 1989, Miocene carbonate shelf margin, Bali-Flores Sea, Indonesia, En: A.W. Bally (Ed.). *Atlas of Seismic Stratigraphy: America Association Petroleum Geologists. Studies in Geology*, 27, 174-179 pp.

Van Der Marel, H.W. 1966. Quantitative analysis if clay minerals and their admixtures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 12, 96-138 pp.

Van der Hurk, A.M. 1990. *Control eustático y tectónico de los sistemas deposicionales Paleógenos siliciclásticos y carbonatados del a Cuenca de Antepaís Surpirenainca (Ríos Esera, Cinca y Cinqueta); Provincia de Huesca, España*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad Autónoma de Barcelona. 292 pp. Barcelona.

Vera, J.A. 1994. *Estratigrafía. Principios y Métodos*. 806 pp. Madrid

Vesica, P.L., Tuccimei, P., Turi, B., Fornós, J., Ginés, A. y Ginés, J. 2000. Late Pleistocene Paleoclimate and sea-level change in the Mediterranean sea as inferred from stable isotope and U-series studies of overgrowths on speleothems, Mallorca, Spain. *Quaternary Science Reviews*, 19, 875-879 pp.

Vogel, J.C. y Ehhalt, D. 1963. The use of the carbon isotopes in groundwater studies. En: *Radioisotopes in Hidrology*, IAEA. 383-395 pp. Viena

Wadsworth, W. y Adams, A.E. 1989. Miocene volcanic rocks from Mallorca. *Proceedings of Geological Association*. 100, 107-112 pp.

Walter-Lévy, L., Frecaut, R. y Strauss, R. 1958. Contribution à l'étude de la zona litorale des Illes Baléars. Biologie et chimie des algues calcaireas. Formes du relief qui leur sont liées. *Revue Algologique*, 3 (4), 202-228 pp.

- White, S. 2000. Syngenetic karst in coastal dune limestone: a review. En: Klimchouck, A.B., Ford, D.C., Palmer, A.N. y Dreybrodt, W., (Eds.). *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Inc (Public), 234-237 pp. Alabama. USA.
- White, W.B. 1988. *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. New York, University Press, 464 pp.
- White, E.L. y White, W.B. 1969. Processes of cavern breakdown. *National Speleothem Society Bulletin*, 30, 115-129 pp.
- White, E.L. y White, W.B., 2000. Breakdown morphology. En: A.B., Klimchouck, D.C. Ford, A.N. Palmer y W. Dreybrodt (Eds.). *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Inc (Public). Alabama. USA, 427-429 pp.
- Whitaker, F.F. y Smart, P.L. 1998. Hydrology, geochemistry and diagenesis of fracture blue holes, South Andros, Bahamas. *Cave and Caves Research*, 25, 75-82 pp.
- Wigley, T.M. y Plummer, L.N. 1976. Mixing of carbonate waters. *Geochemical and Geochemistry Acta*, 40, 989-995 pp.
- Williams, O.F., Thunell, R.C., Tappa, E., Río, D. y Rafi, I. 1988. Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0-1.88 m y B.P. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 64, 221-240 pp.
- Wilson, J.L., Medlock, R.L. y Sels, R. 1993. Paleokarst within the Knox Group of Alabama, east side of the Black Warrior basin En: D. Fritz, J.L. Wilson y D.A. Yurewicz (Eds.). *Paleokarst related hydrocarbon reservoirs: SEMP Core Workshop*, 18, 245-274 pp.
- Wilson, W.L. 1995. Sinkhole and buried sinkhole densities and new sinkhole frequencies in karst of northwest Peninsular Florida. En: Beck (eds). *Karst GeoHazards*, 79-90 pp. Rotterdam.
- Winograd, I.J., Coplen, T.B., Landwehr, J.M., Riggs, A.C., Ludwig, K.R., Szabo, B.J., Kolesar, P.T. y Revesz, K.M. 1992. Continuous 500.000 year climate record from vein calcite in Devils Hole, Nevada. *Science*, 258, 255-260 pp.
- Wood, R. 1999. *Reef Evolution*, Oxford University Press. New York, 414 pp.
- Worthington, S.R.H., Ford, D.C. y Beddows, P.A. 2000. Porosity and permeability enhancement in unconfined carbonate aquifers as result of solution. En: A.B. Klimchouck, D.C. Ford, A.N. Palmer y W. Dreybrodt, (Eds.). *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Inc (Public), 463-472 pp. Alabama. USA.
- Wright, V.P., Esteban, M. y Smart, P.L. (Eds.). 1991. Paleokarst and Paleokarstic Reservoirs. *P.I.R.S. Occ. Publ. Series 2*, 158 pp. Reading. U.K.

---

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localización geográfica y mapa hipsográfico de Mallorca

Figura 2. Dominios geomorfológicos de la Isla de Mallorca

Figura 3. Mapa hidrográfico de Mallorca.

Figura 4. Zonas de estudio. Situación de las plataformas de Lluçmajor y de Santanyí

Figura 5. Tipos de paleokarst (Bosak *et al.*, 1989)

Figura 6.- Mapa geológico de Mallorca. De SE a NO se distinguen las Serras de Llevant, las Serres Centrals y la Serra de Tramuntana. Las cuencas constituyen las áreas subsidentes rellenas por sedimentos del Mioceno y Cuaternario. En la zona basal de las cubetas, los pliegues y cabalgamientos tienen su continuidad en los que afloran en las sierras

Figura 7. Esquema estructural de las Serres de Llevant (Sàbat, 1986). Los números corresponden a las distintas unidades cabalgantes.

Figura 7 A. Columna sintética litoestratigráfica de Mallorca (Gelabert *et al.*, 1992)

Figura 8. Esquema de las unidades postorogénicas descritas en las Islas Baleares (Obrador y Pomar, 2004)

Figura 9. (A) plataformas carbonáticas del Mioceno superior en Mallorca (B) en las Islas Baleares y (C) en el Mar Mediterráneo. La figura C muestra la localización de los arrecifes atribuidos al Mioceno superior y el límite norte de afloramientos arrecifales en el Mediterráneo occidental (Pomar *et al.*, 1996)

Figura 10. Vista aérea de la plataforma de Lluçmajor

Figura 11. Columna estratigráfica en Cabo Blanco (Pomar, 1991)

Figura 12. Modelo deposicional y cinturones de facies del Complejo Arrecifal del Mioceno superior de la plataforma de Lluçmajor. (Pomar, 1991)

Figura 13. (A) Localización de los arrecifes del Mioceno superior en Mallorca. (B) Principales alineaciones de pared arrecifal (*reef tract*) aflorando en los acantilados costeros de la plataforma de Lluçmajor. (C) Alineaciones del frente arrecifal desde Vallgornera hasta Cabo Blanco. (D) Sección realizada uniendo las líneas de proyección que se observan en C (Pomar *et al.*, 1996)

Figura 14. Modelo deposicional de facies en el Complejo Arrecifal. (Pomar *et al.*, 1983)

Figura 15. Secuencias deposicionales de alta frecuencia establecidas a partir de los afloramientos en los acantilados del sur de la plataforma de Lluçmajor. La secuencia básica, el sigmoide, se formó durante el ciclo de 7º orden del nivel del mar. La curva de la cresta arrecifal está definida

por la sucesiva posición de la propia cresta del arrecife. Las unidades básicas acrecionales están apiladas en diferentes magnitudes de unidades acrecionales de mayor escala: sets, cosets y megaset. La curva de la cresta arrecifal refleja la magnitud relativa de la fluctuación del nivel del mar durante la progradación. Pomar, 1991)

Figura 16. Bloque diagrama de los sistemas de empaquetamiento jerárquico de facies según el modelo de unidades acrecionales dentro de los set y cosets en respuestas a los ciclos del nivel del mar (Pomar *et al.*, 1996)

Figura 17. Modelo de empaquetamiento de las facies y los límites que definen los sets de sigmoides y cosets de sigmoides (A y B), como trazado de un fotomosaico de los acantilados desde Punta Negra hasta Cabo Blanco (Pomar *et al.*, 1996)

Figura 18. Vista aérea de la plataforma de Santanyí

Figura 19. Vista panorámica de la plataforma carbonática de Santanyí desde la localidad de Cala Salmunia

Figura 20. Mapa geológico de la plataforma de Santanyí

Figura 21. Detalle del *lagoon* externo

Figura 22. Columna del *lagoon* externo en es Caló des Moro, Santanyí, Mallorca

Figura 23. Parches de coral en las facies de *lagoon* externo del Complejo Arrecifal en es Caló des Moro, Santanyí, Mallorca

Figura 24. Corales (género *Tarberastraea*) en los parches coralinos de la facies de *lagoon* externo de Porto-Colom

Figura 25. Facies de talud distal subyacentes a las facies de talud proximal. Cala Antena, Felanitx, Mallorca

Figura 26. Facies de talud proximal en el margen NE de S'Algar

Figura 27. (A) Facies de frente arrecifal en la trinchera de la carretera PM-4014, cerca de la localidad de Porto Cristo. (B y C) detalle de corales en posición de vida género *Tarbellastraea*

Figura 28. Distribución de facies en la plataforma de Santanyí

Figura 29-I. Cambio lateral de facies de *lagoon* externo a facies de frente arrecifal en Cala Pi, similar a la que se observa en la punta de Cala Figuera

Figura 29. Columna sintética de la Unidad Calizas de Santanyí (Fornós y Pomar, 1983)

Figura 30. Columna estratigráfica y láminas delgadas realizadas en una sección en el Mirador des Pontàs, Santanyí, Mallorca

Figura 31 A y B.- Detalles de las facies del Complejo Manglar de la Unidad Calizas de Santanyí. Mirador des Pontàs, Santanyí, Mallorca

Figura 31. Detalles del nivel estromatolítico inferior de la Unidad Calizas de Santanyí. A) Formaciones de domo estromatolíticas. B) Laminaciones estromatolíticas. Mirador d'es Pontàs, Santanyí, Mallorca

Figura 32. Nivel oolítico de la Unidad Calizas de Santanyí. Detalle de las estratificaciones cruzadas

---

de tipo *trough* y *ripples* de oscilación Mirador de es Pontàs, Santanyí, Mallorca

Figura 33.- Columna tipo. Mirador des Pontàs, Cala Llombarts, Santanyí, Mallorca

Figura 34. Ciclos de deposición-erosión de la distintas facies de la Caliza de Santanyí, según las unidades deposicionales descritas (Fornós, 1983)

Figura 35. Falla en dirección vista desde el mar. Cabo Blanco, Lluçmajor, Mallorca

Figura 36. Lineamientos de la plataforma carbonática miocena de la costa oriental de Mallorca. Sector A: Cala Màrmols-Caló des Moro. Los diagramas de orientación están elaborados con intervalos de clase de 15°; el círculo exterior representa un porcentaje de 15%. A) lineamientos 1ª, B) lineamientos 2ª y C) lineamientos 3ª. El número de lineamientos considerados es de 239

Figura 37. Vista aérea de Cala Salmunia, Santanyí, Mallorca

Figura 38. Lineamientos de la plataforma carbonática miocena de la costa oriental de Mallorca. Sector B: Caló des Moro-Saragall d'en Pello. Los diagramas de orientación están elaborados con intervalos de clase de 15°; el círculo exterior representa un porcentaje de 15%. A) lineamientos 1ª, B) lineamientos 2ª y C) lineamientos 3ª. El número de lineamientos considerados es de 205

Figura 39.- A) Vista aérea de Cala Figuera. B) Vista lateral de S'Estret des Temps. Santanyí. Mallorca

Figura 40. Lineamientos de la plataforma carbonática miocena de la costa oriental de Mallorca. Sector C: Saragall d'en Pello-Cala Montdragó. Los diagramas de orientación están elaborados con intervalos de clase de 15°; el círculo exterior representa un porcentaje de 15%. A) lineamientos 1ª, B) lineamientos 2ª y C) lineamientos 3ª. El número de lineamientos considerados es de 408

Figura 41. Lineamientos de la plataforma carbonática miocena de la costa oriental de Mallorca. Sector D: Cala Montdragó-Caló Llonga. Los diagramas de orientación están elaborados con intervalos de clase de 15°; el círculo exterior representa un porcentaje de 15%. A) lineamientos 1ª, B) lineamientos 2ª y C) lineamientos 3ª. El número de lineamientos considerados es de 296.

Figura 42. Lineamientos de la plataforma carbonática miocena de la costa oriental de Mallorca. Sector E: Cala Llonga-Cala Brafi. Los diagramas de orientación están elaborados con intervalos de clase de 15°; el círculo exterior representa un porcentaje de 15%. A) lineamientos 1ª, B) lineamientos 2ª y C) lineamientos 3ª. El número de lineamientos considerados es de 275

Figura 43. Figura 234.- Lineamientos de la plataforma carbonática miocena de la costa oriental de Mallorca. Sector F: Cala Brafi-Ses Partions Velles. Los diagramas de orientación están elaborados con intervalos de clase de 15°; el círculo exterior representa un porcentaje de 15%. A) lineamientos 1ª, B) lineamientos 2ª y C) lineamientos 3ª. El número de lineamientos considerados es de 293

Figura 44. Lineamientos de la plataforma carbonática miocena de la costa oriental de Mallorca. Sector G: Salgar-Ses Partions Velles. Los diagramas de orientación están elaborados con intervalos de clase de 15°; el círculo exterior representa un porcentaje de 15%. A) lineamientos 1ª, B) lineamientos 2ª y C) lineamientos 3ª. El número de lineamientos considerados es de 50

Figura 45. Lineamientos de la plataforma carbonática miocena de la costa oriental de Mallorca. Sector H: Ses Partions Velles-Caló de Serral. Los diagramas de orientación están elaborados con intervalos de clase de 15°; el círculo exterior representa un porcentaje de 15%. A) lineamientos

1ª, B) lineamientos 2ª y C) lineamientos 3ª. El número de lineamientos considerados es de 287

Figura 46. Lineamientos de la plataforma carbonática miocena de la costa oriental de Mallorca. Sector I: Caló de Serral-Punta de s'Estany. Los diagramas de orientación están elaborados con intervalos de clase de 15°; el círculo exterior representa un porcentaje de 15%. A) lineamientos 1ª, B) lineamientos 2ª y C) lineamientos 3ª. El número de lineamientos considerados es de 287

Figura 47. Lineamientos de la plataforma carbonática miocena de la costa oriental de Mallorca. Sector J: Punta de s'Estany-Porto Cristo. Los diagramas de orientación están elaborados con intervalos de clase de 15°; el círculo exterior representa un porcentaje de 15%. A) lineamientos 1ª, B) lineamientos 2ª y C) lineamientos 3ª. El número de lineamientos considerados es de 152

Figura 48. Diagramas de rosa de los lineamientos de la costa oriental de Mallorca, cartografiados originalmente a escala 1:25.000. A, lineamientos mayores bien definidos; B, lineamientos intermedios mal definidos; C, lineamientos menores bien definidos; D, totalidad del conjunto de los lineamientos. Todos los diagramas tienen como intervalo de clase 15°. El número de lineamientos representados es de 2367 repartidos de la siguiente forma: A 244; B 447; y C 1676.

Figura 49. Vista aérea de Cala Màrmols. Santanyí, Mallorca

Figura 50. Vista aérea de Cala Figuereta. Santanyí, Mallorca

Figura 51. Vista aérea de Cala Salmunia-Caló des Moro, Santanyí, Mallorca

Figura 52. Vista de Es Pontàs. Santanyí. Mallorca

Figura 53. Detalle de las fracturas Porto-Petro, Santanyí, Mallorca

Figura 54. Detalle del plano de falla en dirección en S'Algar, Santanyí, Mallorca

Figura 55. Detalle de depósitos detríticos cuaternarios en la desembocadura de una pequeña cala. Santanyí. Mallorca

Figura 56. Distribución espacial de las fracturas analizadas por localidades

Figura 57. Detalle de fracturas subverticales en Cala Salmunia. Santanyí. Mallorca

Figura 58. Detalle de falla en dirección en Na Magrana. Felanitx. Mallorca

Figura 59. Detalle de las fracturas distensivas asociadas a la relajación de esfuerzos durante el mioceno superior. Cala Savinar. Mallorca

Figura 60. Secuencia evolutiva de la génetica y evolución de las caviades del levante Mallorca (Ginés, 2000)

Figura 61.- Reorganización de las líneas de esfuerzo en la roca por la descompresión de un vacío (cavidad) (Ford y Williams, 1989)

Figura 62.- Cavidad desarrollada en rocas jurásicas y rellena por sedimentos detríticos posteriores. Cap des Pinar, Alcúdia, Mallorca

Figura 63.- Relación entre espesor de los estratos y longitud del vacío, con o sin fracturación (modificada de Loucks, 1999)

Figura 64. A) Modelo genético de los paleocolapsos kársticos. I.-B) Síntesis del modelo genético

---

y de la posición de los paleocolapsos en relación con la arquitectura de facies

Figura 65.- Diagrama de Weeler

Figura 66. Localización de las estructuras de paleocolapso kárstico en las facies A) de frente arrecifal, Cabo Blanco y B) lagoon externo, Punta Negra, del Complejo Arrecifal en la plataforma de Lluçmajor, Lluçmajor, Mallorca

Figura 67. Estructuras de paleocolapso en la plataforma de Santanyí. A) paleocolapso afectando a las capas de la Unidad Calizas de Santanyí en la localidad de Es Morràs. B) Paleocolapso afectando a las capas de lagoon externo en Porto-Colom, Felanitx, Mallorca

Figura 68. Esquema de distribución de los paleocolapso kársticos en la Plataforma de Santanyí. Ver Anexo II

Figura 69. Esquema teórico explicativo del sistema de medida de la distancia entre paleocolapsos

Figura 70. Variación de la distancia entre paleoestructuras de colapso

Figura 71. Puntos de referencias para la medida de las dimensiones en una estructura de paleocolapso. Saragall d'en Pel.lo, Santanyí, Mallorca

Figura 72 A y B. Paleocolapso tipo (explicación en el texto)

Figura 73. Clasificación teórica de los tipos de paleocolapsos kársticos

Figura 74. Espectro de formas de los paleocolapsos kársticos de la plataforma carbonática de Santanyí. A) Afloramiento de la sección de un paleocolapso en forma de “vaguada” en Cingle de Fontanella, Santanyí. B) Afloramiento de la sección de un paleocolapso en forma de “V” en Cala Figuera, Santanyí. C) Afloramiento de la sección de un paleocolapso en forma de “U” en Cala Figuera, Santanyí. D) Afloramiento de la sección de un paleocolapso en forma de “embudo o reloj de arena” en Porto-Colom, Felanitx. E) Afloramiento de la sección de un paleocolapso en forma de “vaguada” abombada en Punta des Moro, Felanitx. E) Afloramiento de la sección de un paleocolapso en forma de “vaguada” o “valle” en Porto-Colom, Felanitx.

Figura 75. Afloramiento de la sección de un paleocolapso sin una geometría clara en Cala de Sa Galera, Felanitx, Mallorca

Figura 75. A.- Diagrama sobre la coalescencia de colapsos en paleocavidades (Loucks, 1999)

Figura 75-B. Imagen de un conjunto de paleocolapsos agrupados en una gran estructura (coalescencia en CF-3). Las líneas indican dónde se ubicaban cada una de las estructuras. Cala Figuera, Santanyí, Mallorca

Figura 76. Detalle de fracturas distensivas, con diferentes buzamientos consecuencia de procesos de hundimiento afectando a la Unidad Calizas de Santanyí y al Complejo Arrecifal, en A) Punta des Savinar y B) Cala Savinar, Santanyí, Mallorca

Figura 77. Detalle de fallas inversas consecuencia del esfuerzo compresivo local cuando se produce el hundimiento. Saragall d'en Pel.lo, Santanyí, Mallorca

Figura 78. 1) Detalle de las fracturas abiertas distensivas, paralelas a los planos de estratificación, consecuencia del reajuste mecánico de los materiales suprayacentes cuando colapsaron en Cala Figuera. 2) Interpretación y cartografía de las oberturas distensivas.



Figura 79. Fracturas distensivas en es Mirador des Pontàs, Santanyí, Mallorca.

Figura 80. Detalle de una fractura rellena, con marcas de disolución

Figura 81. Sedimentos de arenas litorales en las brechas de un paleocolapso kárstico, asociados a cementos de precipitación química. Porto-Colom, Felanitx, Mallorca

Figura 82. Depósitos detríticos limo-arcillosos laminados ubicados en una cavidad litoral. Caló des Moro, Santanyí, Mallorca

Figura 83. Depósitos detríticos limo-arcillosos laminados asociados a cementos en una brecha de colapso. Cala Figuera, Santanyí, Mallorca

Figura 84- Tipos de brechas de colapso, según David (1940). A) *Ceiliig Blocks*, B) *Ceilings Slabs*, C) *Sacaling plates*, D) *Scaling chips*

Figura 85.- Representación esquemática de los tipos de brecha en los depósitos paleokársticos del Ellenburge Group, Texas (Kerans, 1990)

Figura 86. Clasificación de las brechas y otros depósitos detríticos en sistemas de cavidades. Interrelación entre las brechas caótica, de mosaico, *crackle* y relleno sedimentario en la paleocavidad (Loucks, 1999)

Figura 87. Espectro tipológico de brechas en las estructuras de paleocolapso kárstico. A) Brecha *crackle*, Punta des Savinar. B) Brecha *crackle-laminae-split*, Cala Figuera. C) Brecha de mosaico, Cala Savinar. D) Brecha caótica. Porto-Colom, Mallorca

Figura 88.- Dirección de propagación y atenuación del esfuerzo en un paleocolapso

Figura 89. Distribución tipológica de las brechas de colapso en la plataforma carbonática de Lluçmajor y Santanyí. A) columna sintética de un paleocolapso tipo, en el que se observa la estructura de una brecha *crackle* en el margen izquierdo, donde podemos diferenciar otra a menor escala. Este efecto de autoescalado puede repetirse en cualquier bloque de cada tipo de brecha. B) Paleocolapso tipo, con la distribución lateral y vertical de los tipos de brechas y la posible gradación de la matriz.

Figura 90. A) Detalle de clastos angulosos (sin esfericidad y redondeamiento) en una brecha caótica afectando las facies de la Caliza de Santanyí. B) Detalle de clastos redondeados y esféricos en una brecha caótica ubicada en la paleocavidad (*lagoon* externo). Cala Figuera, Santanyí, Mallorca

Figura 91. A) Detalle de brecha caótica de colapso con domino de la matriz sobre el cemento en Punta des Savinar. Se puede observar como en ciertas partes de la brecha los clastos soportan la matriz y, en otras, la matriz soporta los clastos e incluso la matriz aparece sin clastos B). Detalle de cementos en una brecha caótica de colapso en Punta des Savinar. Los clastos soportan el cemento. Santanyí, Mallorca.

Figura 92. Diagrama sobre la clasificación teórica de las brechas en los paleocolapsos kársticos de Mallorca. Relación y gradación entre los tipos de brechas y el relleno (detrítico o cemento).

Figura 93. A) Espectro de posibilidades en los diferentes tipos de brecha según el tipo y el volumen de relleno interclasto. B) Espectro de posibilidades en la brecha caótica de colapso según el tipo y el volumen de relleno interclasto

---

Figura 94. Distribución de los tipos de brechas en un paleocolapso, Cala Savinar, Santanyí, Mallorca. Las brechas son paquetes sedimentarios que muestran una gradación y relación entre las distintas tipologías. Es común en las brechas que la matriz o el relleno sea mixto, con diferencias laterales y verticales en cada tipo de brecha. La gradación de la matriz es muy significativa en la brecha caótica de colapso, con brechas sin relleno y poco volumen de porosidad hacia otras, en las que el volumen de porosidad entre clastos es considerable. Estos espacios, en ocasiones, están rellenos por sedimento detrítico de distinto tamaño o por cemento, pasando por ejemplos intermedios de rellenos mixtos. El cemento también puede gradar, lateral y verticalmente y es variable tipológicamente (freáticos o vadosos)

Figura 96. A) Imagen de microscopio de un molde de gasterópodo (calcita) en el clasto de una brecha caótica de colapso procedente de las facies de *lagoon* externo. B) Detalle de una púa de equínido en un clasto de una brecha caótica de colapso procedente de las facies de Manglar (Unidad Calizas de Santanyí), Cala Figuera, Santanyí, Mallorca

Figura 95. Detalle de un molde de coral (género *Tarbellastaea*) en una brecha caótica de colapso. Porto-Colom, Felanitx, Mallorca

Figura 97. Detalle del relleno bioclástico de tamaño de grano variable (>1 mm), en una brecha caótica de colapso. Porto-Colom, Mallorca

Figura 98. Distribución espacial de las muestras tomadas sobre el terreno en la plataforma de Santanyí, en los depósitos detríticos de las brechas de los paleocolapsos y en las facies de las arcillas verdes

Figura 99. Ubicación de las muestras PM-arcilla-01 en es Caló des Moro

Figura 100. Ubicación de las muestras PM-arcilla-02 en es Caló des Moro

Figura 101. Ubicación de las muestras de los depósitos detríticos en el paleocolapso de Cap de Sa Paret

Figura 102. Depósito detrítico correspondiente a la muestra PM-arcilla-01/Cala Figuera

Figura 103. Depósitos detríticos de la muestra PM-arcilla-01 y 02/Punta des Savinar.

Figura 104. Diagramas de difracción de rayos X de polvo desorientado de muestra total (A) y de la fracción < 2  $\mu\text{m}$  de muestras homoionizadas en  $\text{Mg}^{2+}$  y solvatadas en atmósfera saturada en etilenglicol (B), correspondiente a las muestras recogidas de los depósitos detríticos en la matriz de las brechas y cavidades asociadas en las localidades Caló des Moro, Cap de Sa Paret, Cala Llombards, Cala Figuera, Punta des Savinar y Porto Colom. Mallorca

Figura 105. Ubicación de las muestras de arcillas verdes tomadas en Cala Salmunia

Figura 106. Ubicación de las muestras tomadas de arcillas verdes en Cala Figuera, Santanyí, Mallorca

Figura 107. Diagramas de difracción de Rayos X de polvo desorientado de muestra total (A) y de la fracción < 2  $\mu\text{m}$  de muestras homoionizadas en  $\text{Mg}^{2+}$  y solvatadas en atmósfera saturada en etilenglicol (B), correspondientes a las muestras recogidas de las arcillas verdes en las localidades de Caló des Moro, Cap de Sa Paret, Cala Llombards, Cala Figuera, Punta des Savinar

## y Porto Colom. Mallorca

Figura 108 A y B. Fotografías efectuadas sobre una lámina delgada de la muestra PM-PTC-4/RR-brecha-matriz, Porto-Colom, Felanitx. Crecimiento de cristales isométricos anhedrales de calcita de tamaño micrométrico, con bandeo acrecional globular integrados en un depósito detrítico (arcillas) ubicado en una brecha caótica de colapso. A) Se observan dos familias de cementos con una superficie de erosión micrométrica entre la capa inferior y la superior. Los cristales de ambas conservan la continuidad óptica, con formas de transición desde la familia inferior a la superior hacia agregados de microcristales de calcita distribuidos heterogéneamente entre los que se integra mayor porcentaje de arcillas e interrumpidos por una capa a techo del espeleotema de cristales anhedrales isométricos. B) la transición a techo parece ser hacia cristales de calcita fibrosa. Es probable, que la nucleación de la primera familia de cementos se haya producido a favor de granos de cuarzo, componentes orgánicos o cristales de calcita depositados previamente e integrados en los depósitos detríticos

Figura 109. A) Fotografía efectuada sobre una lámina delgada de la muestra PM-CF16-brecha-matriz, Cala Figuera, Santanyí. B) Detalle de la fotografía transferida al negativo para la mejor distinción de los minerales. Se trata de granos de cuarzo en un depósito detrítico de una brecha caótica de colapso, constituido por microcristales de calcita y arcillas. Se observa como los granos de cuarzo presentan en algunos casos cierta esfericidad y fundamentalmente redondeamiento. El tamaño de los granos de cuarzo es de unos 0,5 mm

Figura 111. Fotografía efectuada sobre una lámina delgada de la muestra PM-CF16-brecha-matriz. B) Detalles de la fotografía transferida al negativo para la mejor distinción de los minerales. Se trata de granos de cuarzo en un depósito detrítico de una brecha caótica de colapso, constituido por microcristales de calcita y arcillas. Se observa como los granos de cuarzo parecen disponerse en la dirección de transporte y deposición, con una relativa granoclasificación. Presentan cierta esfericidad y redondeamiento. El tamaño del grano de cuarzo es mayor de 2  $\mu$ m

Figura 110. Cartografía de los depósitos detríticos (arcillas rojas) en los paleocolapsos de la plataforma carbonática de Santanyí. A) Punta des Savinar, B y C) Porto-Colom, D y E) Cala Figuera

Figura 112 A, B, C, D, E, F, G, H, I y J. Fotografía de las láminas delgadas a partir de muestras seleccionadas para la caracterización de texturas, componentes de las rocas y el análisis de porosidad mediante microscopía óptica

Figura 113. Detalle de los diferentes tipos de cementos freáticos y vadosos observados en los paleocolapsos kársticos de la plataforma de Santanyí. Los distintos están ubicados en las localidades de Cala Figuera (figuras 113 C, G e I), Punta des Savinar (figuras 113, A, D, E, J, K, L, Ñ, y O), Porto-Colom (figuras 113 E, F, H, P, Q, R, T y U) y Cala Murta (figuras 113 S)

Figura 114 A y B. Detalle del equipo y la técnica utilizada para la extracción de testigos de sondeo en las brechas caóticas de colapso en Cala Figuera (A) y Punta des Savinar (B)

Figura 115. Porcentaje de porosidad en la brecha crackle. El ejemplo seleccionado ha sido un paleocolapso ubicado en Punta des Savinar, Santanyí, Mallorca

Figura 116. Porcentaje de porosidad en la brecha laminae split. El ejemplo seleccionado ha sido un paleocolapso ubicado en Cala Figuera. Santanyí, Mallorca

---

Figura 117. Porcentaje de porosidad en una brecha caótica de colapso. El ejemplo seleccionado ha sido un paleocolapso ubicado en Cala Figuera. Santanyí, Mallorca

Figura 118. Porosidad por fisuración en la matriz de una brecha de un paleocolapso kárstico. Punta des Savinar, Santanyí, Mallorca

Figura 120. Análisis de la porosidad en la sección de un testigo de sondeo recuperado de cemento en una brecha caótica de colapso en Cala Figuera, donde se observa porosidad tipo vuggy y de fisura

Figura 119. Análisis de la porosidad en una la sección de un testigo de sondeo recuperado en una brecha caótica de colapso. En este detalle se observa tanto la porosidad intraclasto como la porosidad de la matriz. En la figura A se puede observar la metodología utilizada para el recuento de la porosidad

Figura 121. Porcentaje y volumen de poro estimado en la porosidad interclasto para las diferentes brechas de un paleocolapso. Los tipos de porosidad asignados en el recuadro superior son predominantes en cada brecha

Figura 122. Imagen y replica de una lámina delgada donde se observa la microporosidad (<1mm)

Figura 122 A. Porcentaje y volumen de poro estimado en la porosidad intraclasto para las diferentes brechas de un paleocolapso según los cinturones de facies referidos

Figura 123. Detalle de las secciones de los testigos de sondeo recuperados en distintas brechas caóticas de colapso. A) Muestra en una brecha caótica en Cala Figuera: 1) fracturas interclasto rellenas por sedimento detrítico, 2) porosidad vuggy por disolución de un clasto, 3) porosidad intraclasto móldica y vuggy, 4) porosidad en la matriz por disolución de fragmentos de cemento. B) Muestra en una brecha de mosaico en Cala Figuera: 1) porosidad por disolución (vuggy), 2) porosidad por microfracturas. C) Muestra en una brecha caótica en Porto-Colom. 1) detalle de porosidad vuggy, por disolución de microclastos. D) Muestra de un clasto en una brecha caótica en Cap de Sa Paret. 1) fractura rellena por sedimento detrítico y 2) fractura parcialmente rellena por sedimento detrítico y donde la disolución actúa a favor de ésta. E) Muestra de un clasto en una brecha caótica en Punta de Sa Galera. 1) porosidad móldica, 2) Porosidad vuggy y 3) molde de un gasterópodo

Figura 124. Brechas caóticas de colapso. A) dominio de la matriz sobre el cemento, Porto-Colom. B) dominio del cemento sobre la matriz, Punta des Savinar, Mallorca

Figura 125. Ubicación de las muestras recolectadas para el análisis de isótopos estables en la costa oriental de Mallorca

Figura 126. Distribución de las cementos recolectadas en la vertical en el paleocolapso CSP-I. Cap de Sa Paret, Santanyí, Mallorca

Figura 127. Análisis seriados en la horizontal de una capa de una colada en el paleocolapso de Cap de Sa Paret. Los cuadros azules representan el 18O y los cuadros rojos el 13C. Existe un claro paralelismo de los resultados, indicativo de la no existencia de equilibrio isotópico

Figura 128. Representación gráfica de la composición isotópica de los cementos en una vertical isotópica en el paleocolapso CPS-I, Cap de Sa Paret. Santanyí, Mallorca

Figura 129. Distribución de las muestras en la vertical de los cementos en el Paleocolapso PTC-5. Porto-Colom, Mallorca

Figura 130. Análisis seriados en la horizontal de una capa de una colada en el paleocolapso de Porto Colom. Los cuadros azules representan el  $^{18}\text{O}$  y los cuadros rojos el  $^{13}\text{C}$ . Existe un claro paralelismo de los resultados, indicativo de la no existencia de equilibrio isotópico

Figura 131. Representación gráfica de la composición isotópica de los cementos en una vertical isotópica en los paleocolapsos PTC-7 y 8, Porto-Colom, Felanitx, Mallorca

Figura 132. Representación gráfica de la composición isotópica de los cementos en Punta des Savinar. Santanyí. Mallorca

Figura 133. Representación gráfica de la composición isotópica de los cementos en todas las localidades muestreadas

Figura 134. Representación gráfica de la composición isotópica de los cementos de todas muestras recolectadas

Figura 135. Representación gráfica de la composición isotópica de los cementos según su posición en las facies

Figura 136. Variación de  $\delta^{18}\text{O}$  en los cementos freáticos en las brechas de los paleocolapsos

Figura 137. Variación de  $\delta^{13}\text{C}$  en los cementos freáticos de las brechas de los paleocolapsos

Figura 138.- Comparación de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  entre los cementos freáticos y vadosos analizados

Figura 139. Representación isotópica de los cementos freáticos

Figura 140. Representación isotópica de los cementos vadosos

Figura 141. Variación de  $\delta^{18}\text{O}$  en los cementos vadosos de las brechas de los paleocolapsos

Figura 142. Variación de  $\delta^{13}\text{C}$  en los cementos vadosos de las brechas de los paleocolapsos

Figura 143. Distribución de la composición isotópica del  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  en las muestras analizadas según la cota

Figura 144. Relación entre la composición isotópica de los cementos freáticos y la cota

Figura 145. Relación entre  $\delta^{18}\text{O}$  de los cementos freáticos y la cota

Figura 146. Relación entre  $\delta^{13}\text{C}$  de los cementos freáticos y la cota

Figura 147. Composición isotópica ( $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ ) de los cementos vadosos en relación con su cota

Figura 148. Valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de los cementos freáticos en relación con su cota

Figura 149. Valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de los cementos vadosos en relación con su cota

Figura 150. Etapas sedimentarias alternantes entre cementos y sedimentos detríticos

Figura 151. Detalle de las dunas Pleistocenas que rellenan parte de un cauce antiguo

---

Figura 152. Cartografía de la paleored de cauces entre Cala Salmunia y Cala Mondragó

Figura 153. Vista lateral de un conjunto de paleocolapso que afloran en la costa acantilada de Porto-Colom

Figura 154. Columna estratigráfica y detalles de la playa fósil de Cala Salmunia, Santanyí, Mallorca

Figura 155. Ejemplar del Pleistoceno medio obtenido de la Playa fósil de es Caló des Moro. *Thais* (*Stramonita*) *haemastoma* (Linnaeus, 1766). Detalle de ambas caras y vista azimutal.

Figura 156. Detalle de un depósito aluvial cuaternario. S'Algar. Felanitx, Mallorca

Figura 157. Paleocolapso en la localidad de Cala Murta. Se trata de un estructura que presentan en su base (1 A y B) una brecha caótica con clastos redondeados y esféricos, donde domina el cemento sobre la matriz. Esta brecha está asociada a los paleocolapsos del Mioceno superior. A techo (2 A y B) presenta una brecha caótica con clastos angulosos donde domina la matriz sobre el cemento. Esta brecha está asociada a hundimientos postmiocenos o cuaternarios

Figura 158. Brecha caótica de colapso postmiocenos con fragmentos de espeleotemas integrados en una matriz limoarcillosa

Figura 159. Colapso cuaternario en Cala Pi. 1) Vista frontal de la cavidad. 2) Interpretación de las capas afectadas por el hundimiento. Se observa como por encima de la cavidad se ha desarrollado un domo de fracturación consecuencia del hundimiento. Adyacentes y en la boca de la cavidad, aflora la brecha crackle

Figura 160. Marco geográfico y geológico. Baceta *et al.*, 2001)

Figura 161. Secuencias deposicionales diferenciadas en la plataforma carbonática. (Baceta *et al.*, 2001)

Figura 162. A) Situación y cartografía de los elementos diagnósticos y B) de los paleocolapsos del Monte Baio. (Baceta *et al.*, 2001)

Figura 163. Niveles de porosidad sponge-work y queso suizo (swiss-cheese)

Figura 164. Detalle de una parte de la brecha de colapso en el Monte Baio, Álava. España

Figura 165.- Detalle de un paleocolapso en el Monte Baio, Álava, España

Figura 166. Columna sintética de los elementos diagnósticos según la sucesión vertical de estos en un paleocolapso (Baceta *et al.*, 2001)

Figura 167. Marco geográfico (Pedley, 1975)

Figura 168. Marco geológico (Pedley, 1975)

Figura 169. Modelo genético para los paleocolapsos de Malta y Gozo (Pedley, 1975)

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Catálogo de los paleocolapsos en la plataforma de Santanyí

Tabla 2. Datos de las direcciones y buzamientos en los paleocolapsos CF-1y CF-6

Tabla 3. Relación y descripción de las muestras de arcillas relacionadas con las brechas tomadas sobre el terreno

Tabla 4. Relación y descripción de las muestras de sedimentos de las facies

Tabla 5. Relación y descripción de las muestras sobre las que se han realizado lámina delgada tomadas sobre el terreno

Tabla 6. Composición elemental de los depósitos detríticos que rellenan la porosidad interclasto de las brechas (matriz) de los paleocolapsos de la plataforma de Santanyí

Tabla 7. Mineralogía de los depósitos detríticos nalizados que rellenan la porosidad interclasto de las brechas (matriz) de los paleocolapsos de la plataforma de Santanyí

Tabla 8. Composición elemental de niveles de arcillas verdes de las Calizas de Santanyí

Tabla 9. Mineralogía de los niveles de arcillas verdes de las Calizas de Santanyí

Tabla 10. Mineralogía de las muestras de los cementos

Tabla 11. Descripción y situación de las muestras tomadas para el análisis de isótopos estables en Porto-Colom, Mallorca

Tabla 12. Resultados de los analisis de isotopos estables del  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  en los diferentes cementos muestreados en las brechas de los paleocolapsos de la costa este de Mallorca. Para cada resultado se indica la cota en metros s.n.m y el ambiente de precipitación del cemento (freático o vadoso)

# ÍNDICE

Agradecimientos .....	I
Resumen .....	V
Summary .....	IX
Introducción general .....	XI
PARTE I. Introducción: Ámbito geográfico, objetivos, metodología y marco geológico .....	I
Capítulo 1. Ámbito geográfico, objetivos y método de trabajo .....	2
1.1. Planteamiento general .....	2
1.2. Marco geográfico .....	3
1.2.1. El relieve .....	6
1.2.2. La red hidrográfica .....	6
1.2.3. Zonas de estudio .....	8
1.2.3.1. La Marina de Llevant .....	9
1.2.3.2. La Marina de Lluçmajor .....	10
1.3. Ámbito geológico y cronológico .....	10
1.4. Objetivos .....	11
1.5. Metodología de trabajo .....	11
1.5.1. Recopilación bibliográfica .....	11
1.5.2. Trabajos de campo .....	12
1.5.3. Métodos de laboratorio .....	12
1.5.4. Métodos de gabinete .....	13
1.6. Antecedentes .....	13
1.7. Definiciones y conceptos .....	16
1.7.1. Concepto de paleokarst .....	16
1.7.2. Tipos de paleokarst .....	17
1.7.3.- Arrecifes y karst .....	20
1.7.4.- Concepto de paleocolapso kárstico .....	21
Capítulo 2. Marco geológico .....	23
2.1. Geología de las Islas Baleares .....	23
2.1.1. Geología de Mallorca .....	23
2.1.1.1.- Rasgos estructurales y tectónicos de Mallorca .....	25
2.1.1.2.- Litoestratigrafía de la Isla de Mallorca .....	28
2.2. Marco hidrogeológico .....	35
2.2.1. Hidrogeología en las plataformas carbonáticas del sur y el levante de Mallorca .....	36
Capítulo 3. El karst en las plataformas carbonáticas del Mioceno superior .....	37
3.1. Endokarst .....	37



PARTE II. Arquitectura de facies, modelos deposicionales y fluctuaciones del nivel del mar en las plataformas carbonáticas del Mioceno superior del sur y el levante de Mallorca . . . . .	39
Capítulo 4. Introducción . . . . .	41
4.1. Problemas de correlación . . . . .	43
4.2. Plataforma de Llucmajor . . . . .	43
4.2.1 El Complejo Arrecifal: descripción y distribución de las facies . . . . .	44
4.2.2. Modelo deposicional, arquitectura de facies y cambios del nivel del mar . . . . .	49
4.3. Plataforma de Santanyí . . . . .	53
4.3.1. El Complejo Arrecifal: descripción y distribución de las facies . . . . .	55
4.3.1.1. Distribución de las facies . . . . .	62
4.3.2. Calizas de Santanyí: descripción y distribución de las facies . . . . .	63
4.3.2.1. Modelo deposicional, arquitectura de facies y cambios del nivel del mar . . . . .	67
4.4. Discusión . . . . .	69
PARTE III. Análisis de los lineamientos y fracturas en la plataforma carbonática de Santanyí . . . . .	71
Capítulo 5. La fracturación en la plataforma carbonática de Santanyí . . . . .	72
5.1. Planteamiento y antecedentes . . . . .	72
5.2. Análisis de los lineamientos y fracturas en la plataforma de Santanyí . . . . .	73
5.2.1. Análisis de los lineamientos por sectores . . . . .	74
5.2.1.1. Discusión . . . . .	95
5.2.2. Análisis de la fracturación por localidades . . . . .	98
5.2.2.1. Discusión . . . . .	107
PARTE IV. Los sistemas de paleocolapso de las plataformas carbonáticas de Llucmajor y Santanyí . . . . .	111
Capítulo 6. Introducción . . . . .	112
Capítulo 7. Procesos de disolución epigénicos en las plataformas carbonáticas de Llucmajor y Santanyí durante el Mioceno superior . . . . .	114
Capítulo 8. Los fenómenos de colapso actuales en plataformas carbonáticas . . . . .	116
Capítulo 9. Modelo genético de las estructuras de paleocolapso kárstico . . . . .	119
9.1. Origen y desarrollo de las estructuras de paleocolapso kárstico . . . . .	119
9.2. Los paleocolapsos en la plataforma de Llucmajor . . . . .	123
9.3. Los paleocolapsos en la plataforma de Santanyí . . . . .	124
Capítulo 10. Distribución y geometría de los paleocolapsos de las plataformas carbonáticas de Llucmajor y Santanyí . . . . .	125
10.1. Relación entre el modelo genético y la distribución espacial de los paleocolapsos . . . . .	125

10.2. Geometría de los paleocolapsos .....	129
10.3. El fenómeno de coalescencia en los paleocolapsos .....	138
Capítulo 11. El control de la tectónica en los paleocolapsos de la plataforma carbonática de Santanyí .....	142
11.1. Tipos de fracturas asociadas al proceso de hundimiento en los paleocolapsos kársticos .....	142
11.2. Relación entre la fracturación y la distribución de los paleocolapsos kársticos de la plataforma carbonática de Santanyí .....	146
PARTE V. Análisis de las formas asociadas y componentes en los paleocolapsos kársticos de la Plataformas de Santanyí .....	149
Capítulo 12. El registro paleoclimático en los paleocolapsos kársticos del levante de Mallorca .....	150
12.1. Formas y depósitos kársticos .....	150
12.1.1. Formas exokársticas .....	151
12.1.2. Formas endokársticas .....	151
12.1.3. Depósitos endokársticos .....	152
Capítulo 13. Análisis de las brechas en los paleocolapsos .....	157
13.1. Antecedentes .....	157
13.2. Clasificación de las brechas de los paleocolapsos kársticos .....	162
13.2.1. Brecha <i>crackle</i> .....	164
13.2.2. Brecha <i>crackle-laminae-split</i> .....	165
13.2.3. Brecha de mosaico .....	165
13.2.4. Brecha caótica .....	165
13.3. Geometría de los clastos de las brechas .....	167
Capítulo 14. Análisis sedimentológico y mineralógico de las brechas de los paleocolapsos kársticos y los sedimentos asociados .....	172
14.1. Litología y sedimentología de los clastos de las brechas .....	174
14.2. Mineralogía de la matriz de las brechas de los paleocolapsos .....	175
14.3. Metodología .....	176
14.4. Mineralogía de la muestra total de los depósitos detríticos de los paleocolapsos y de las facies de arcillas verdes de la Caliza de Santanyí .....	178
14.5. Mineralogía de la arcilla de los depósitos detríticos de los paleocolapsos y de las facies de arcillas verdes de la Caliza de Santanyí .....	185
14.6. Discusión de la composición mineralógica de las muestras .....	185
14.6.1. De los depósitos detríticos de las brechas de los paleocolapsos y cavidades adyacentes .....	185
14.6.2. De las arcillas verdes .....	186
14.7. Descripción mineralógica .....	186
14.7.1. De los depósitos detríticos contenidos en las brechas de los paleocolapsos	

y en las cavidades adyacentes .....	186
14.7.2. De las arcillas verdes .....	197
14.8.- Discusión .....	202
 Capítulo 15. El sedimento carbonático (cementos) en los paleocolapsos .....	210
15.1. Mineralogía de los cementos de las brechas de los paleocolapsos .....	211
15.2. Cristalografía de los cementos de las brechas de los colapsos .....	212
15.2.1. Descripción de las muestras .....	213
15.3. Discusión .....	215
 Capítulo 16. Análisis de la porosidad en los paleocolapsos .....	221
16.1. Metodología .....	221
16.2. Macroporosidad interclasto .....	223
16.3. Microporosidad interclasto .....	224
16.3.1. En la matriz .....	224
16.3.2. En el cemento .....	225
16.4. Porosidad intraclasto .....	227
16.5. Discusión .....	231
 Capítulo 17. Isótopos estables en los cementos de los paleocolapsos .....	232
17.1. Introducción .....	232
17.2. Metodología .....	232
17.2.1. Isótopos del Carbono .....	233
17.2.2. Isótopos del Oxígeno .....	223
17.2.3. Metodología de muestreo sobre el terreno .....	234
17.3. Resultados del análisis de isótopos estables en los cementos de las brechas de los paleocolapsos .....	236
17.3.1. Los cementos de Cap de Sa Paret .....	236
17.3.2. Los cementos de Porto-Colom .....	243
17.3.3. Los cementos de Punta des Savinar .....	246
17.3.4. Los cementos de otras localidades .....	248
17.4. Discusión .....	250
17.5. Comparación de los resultados isotópicos con los de algunas cavidades litorales del levante de Mallorca .....	252
 PARTE VI. Discusión e interpretación de los resultados isotópicos y deducciones paleoclimáticas. Evolución del karst durante el mioceno superior y su relación con el desarrollo de los paleocolapsos kársticos. ....	261
 Capítulo 18. Deducciones paleoclimáticas a partir de los resultados isotópicos .....	262
 Capítulo 19. Evolución de las estructuras de paleocolapso desde el Mioceno superior en la plataforma carbonática de Santanyí .....	265

19.1. Fase de disolución, colapso y formación de las brechas .....	265
19.2. Fase de cementación y relleno detrítico de las brechas de los paleocolapsos .....	265
19.3. Intersección de los paleocolapsos por el encajamiento de una red fluvial antigua .....	267
19.3.1. Red hidrográfica de paleocauces .....	267
19.3.2. La playa fósil de Cala Salmunia .....	270
19.4. Red hidrográfica actual, formación de la línea de costa actual y deposición de dunas pleistocenas. ....	273
19.5. Discusión .....	274
19.6. Colapsos miocenos .....	274
19.7. Colapsos postmiocenos .....	275
19.8. Colapsos cuaternarios .....	277
 PARTE VII. Modelos comparativos de sistemas de paleocolapsos terciarios y colapsos cuaternarios .....	 279
 Capítulo 20. Modelos comparativos de sistemas de paleocolapsos terciarios en otros ámbitos geográficos y geológicos .....	 280
20.1. Los paleocolapsos paleocenos del monte Baio, Álava, España .....	280
20.1.1. Marco geológico y geográfico .....	280
20.1.2. Interpretación de los fenómenos de paleocolapso .....	282
20.1.3. Descripción de dos brechas tipo en el Monte Baio (en sección) .....	285
20.1.4. Descripción de los paleocolapsos en el Monte Baio (en sección) .....	285
20.1.5. Discusión .....	285
20.1.6. Deducciones de los resultados .....	288
20.1.7. Comparación con las estructuras de paleocolapso de Mallorca .....	289
20.2. Los paleocolapsos mio-pleiocenos del archipiélago de Malta .....	290
20.2.1. Introducción .....	291
20.2.2. Marco geológico .....	291
20.2.3. Estructuras de paleocolapso miocenas .....	293
20.2.4. Estructuras de paleocolapso post-miocenas .....	293
20.2.5. Discusión .....	295
Capítulo 21. Discusión sobre la comparación de los paleocolapsos estudiados en Mallorca, País Vasco y Malta .....	 296
 PARTE VIII. Conclusiones .....	 297
 Capítulo 22. Conclusiones .....	 298
 Anexo I. Estimación del volumen de roca afectada por un paleocolapso tipo .....	 303
Anexo II. Mapa de la distribución geográfica de los paleocolapsos en la costa oriental de Mallorca. Relación con la distribución de facies .....	 305

Referencias bibliográficas .....i  
Índice de figuras .....xxv  
Índice de tablas .....xxxvi

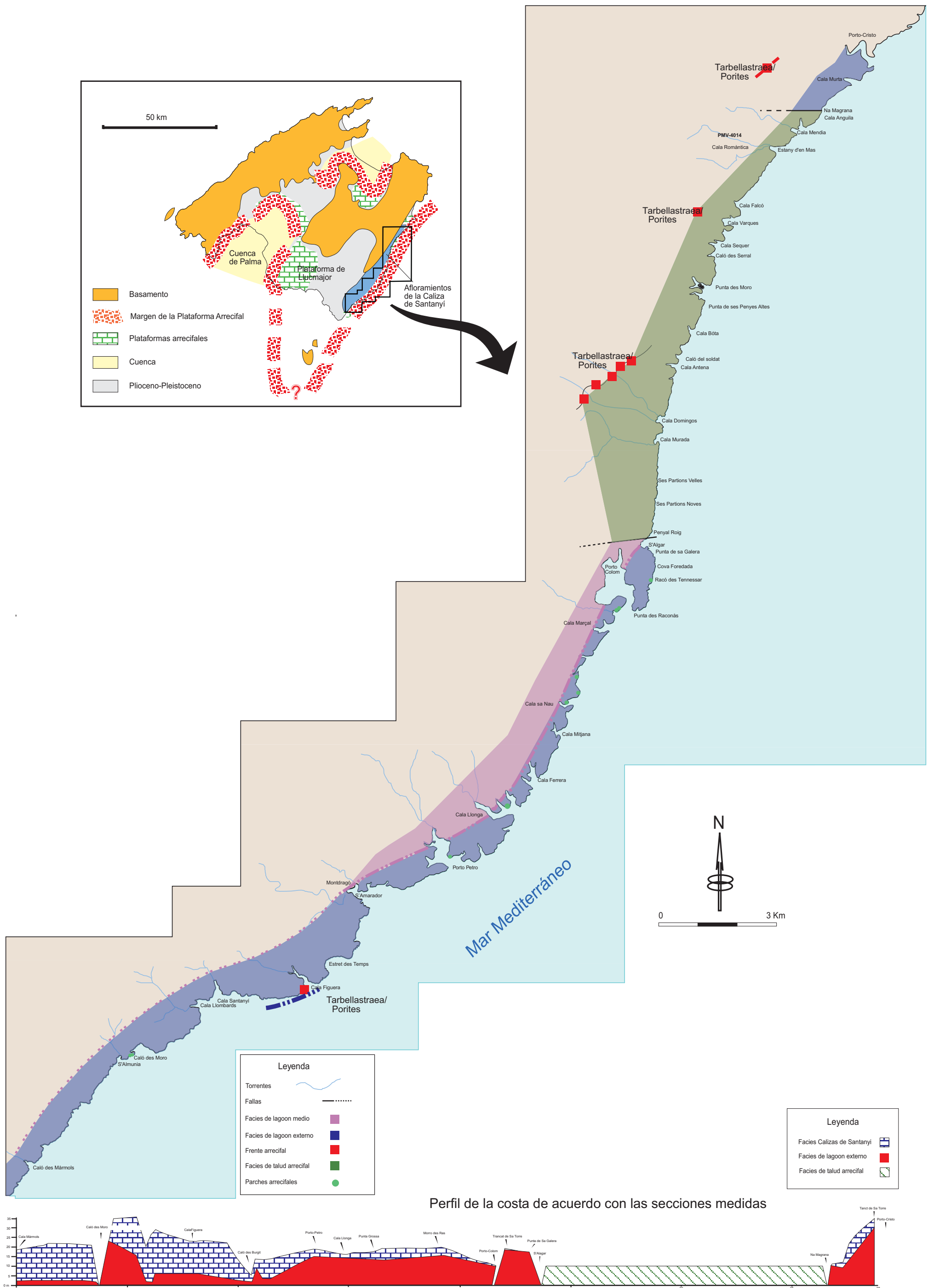
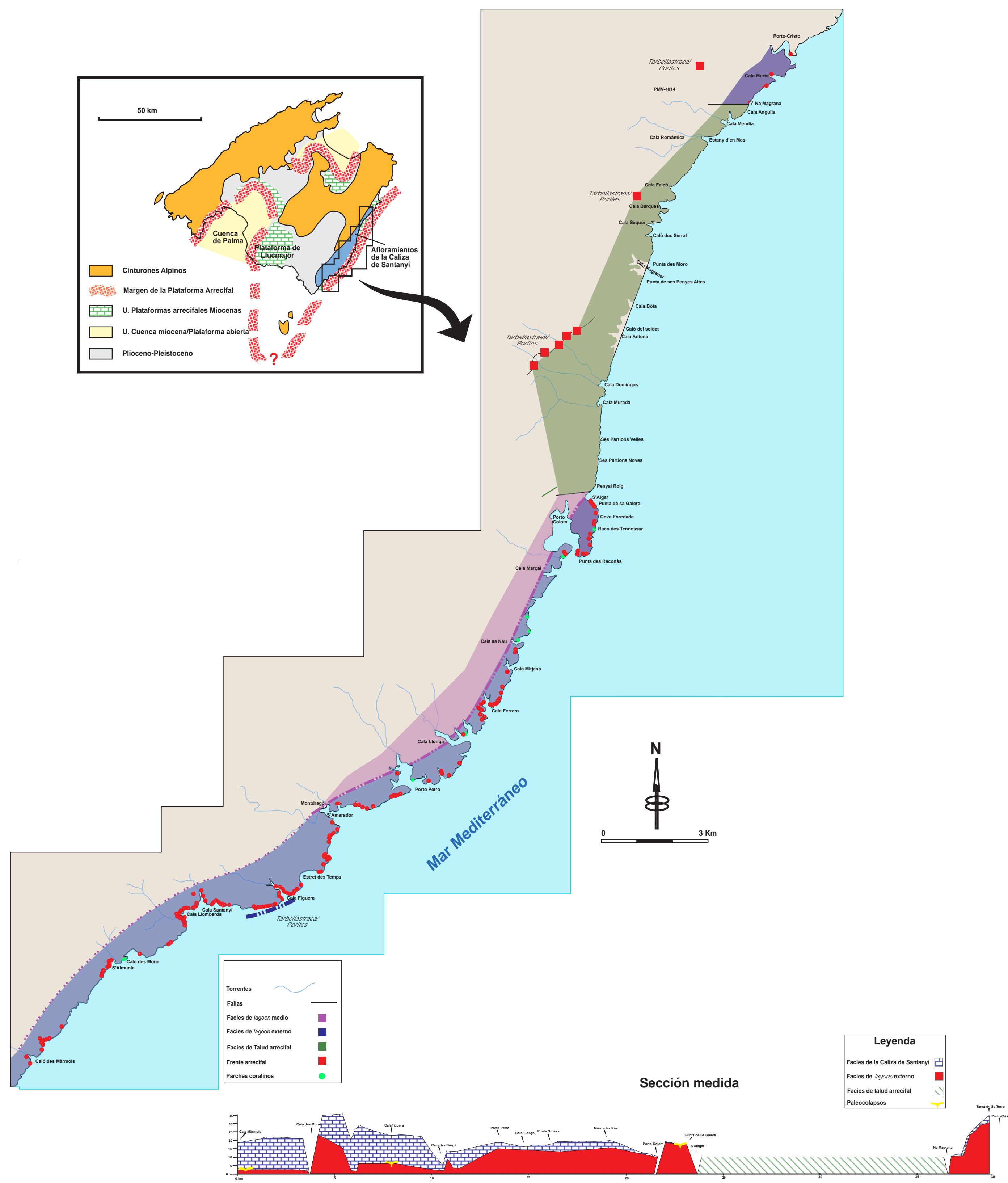


Figura 28. Distribución de facies en la plataforma de Santanyi

**B****A**

Anexo II (Figura 68 en el texto). A) Mapa de la distribución geográfica de los paleocolapsos kársticos en la costa oriental de Mallorca. B) Relación con la distribución de facies.