

FACULTAD DE CIENCIAS

DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFIA Y PALEONTOLOGIA



**GEOQUIMICA DE CARBONATOS RELACIONADOS
CON ETAPAS DE EMERSION**

M^a Concepción Jiménez de Cisneros Vencelá
Tesis Doctoral

UNIVERSIDAD DE GRANADA
1994

T-prov-16/38 T
15
95

FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFIA Y PALEONTOLOGIA

UNIVERSIDAD DE GRANADA
Facultad de Ciencias
Fecha 4-10-94
ENTRADA NUM. 1537

GEOQUIMICA DE CARBONATOS RELACIONADOS CON ETAPAS DE EMERSION

Memoria que presenta M^a Concepción Jiménez de Cisneros Vencelá para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas por la Universidad de Granada

Vº Bº DE LOS DIRECTORES



Fdo. Emilio Reyes Camacho



Fdo. Juan Antonio Vera Torres



Fdo. Concepción Jiménez de Cisneros Vencelá

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA
GRANADA
Nº Documento 19679385
Nº Copia 21227330

1.- INTRODUCCION

1.1.- PLANTEAMIENTO GENERAL	1
1.2.- CUESTIONES TEORICAS	2
1.2.1.- Componentes principales de los carbonatos	4
1.2.2.- Elementos minoritarios y traza	6
1.2.3.- Isótopos estables	8
1.2.3.1.- <i>Isótopos de oxígeno</i>	9
1.2.3.2.- <i>Isótopos de carbono</i>	10
1.2.3.3.- <i>Modificaciones de las razones isotópicas durante la diagénesis</i>	11
1.2.3.4.- <i>Interés del estudio isotópico en carbonatos</i>	11
1.3.- OBJETIVOS	13
1.4.- AGRADECIMIENTOS	14

2.- METODOLOGIA

2.1.- GEOQUIMICA DE CARBONATOS	18
2.1.1.- Preparación de muestras	18
2.1.2.- Estudio mineralógico	18
2.1.3.- Análisis químicos	19
2.1.3.1.- Determinación de calcio	19
2.1.3.2.- Determinación de hierro	19
2.1.3.3.- Determinación de magnesio, estroncio y manganeso	20
2.1.3.4.- Determinación de materia orgánica	20
2.1.4.- Otras técnicas	20
2.1.4.1.- <i>Espectrometría de infrarrojos</i>	20
2.1.4.2.- <i>Microsonda electrónica</i>	21
2.1.4.3.- <i>Catodoluminiscencia</i>	21
2.1.4.4.- <i>Microscopía electrónica de barrido</i>	21
2.2.- GEOQUIMICA ISOTOPICA: PROCEDIMIENTO ANALITICO	22
2.2.1.- Determinación de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en carbonatos	22
2.2.2.- Determinación de $\delta^{18}\text{O}$ en aguas	23

3.- GEOQUIMICA DE TRAVERTINOS

3.1.- PLANTEAMIENTO	25
3.2.- LOCALIZACION DE LAS MUESTRAS	28
3.2.1.- Río Borosa	28
3.2.2.- Albox	31
3.2.3.- Balneario de Alicún de las Torres	33
3.3.- RESULTADOS OBTENIDOS	34
3.3.1.- Composición mineralógica	34
3.3.2.- Isótopos estables	34
3.4.- INTERPRETACION	39
3.4.1.- Río Borosa	40
3.4.2.- Albox	40
3.4.3.- Balneario de Alicún de las Torres	40

4.- GEOQUIMICA DE FALSAS AGATAS

4.1.- PLANTEAMIENTO	45
4.2.- LOCALIZACION GEOGRAFICA Y CARACTERISTICAS TEXTURALES DE LAS MUESTRAS	45
4.3.- RESULTADOS OBTENIDOS	48
4.3.1.- Composición mineralógica	48
4.3.2.- Isótopos estables	48
4.4.- INTERPRETACION	51

5.- GEOQUIMICA DE LOS ESPELEOTEMAS CUATERNARIOS

5.1.- CUEVA DE NERJA	57
5.1.1.- Localización geográfica y geológica	57
5.1.2.- Evolución de la Cueva de Nerja	59
5.1.3.- Localización de las muestras	60
5.1.3.- Resultados obtenidos	60
5.1.3.1.- <i>Espeleotemas y roca encajante</i>	62
5.1.3.2.- <i>Aguas de lluvia y de infiltración</i>	63
5.1.4.- Estudio del equilibrio isotópico en los espeleotemas	65
5.1.5.- Interpretación	68
5.2.- CUEVAS DE MALLORCA	71
5.2.1.- Registro de las fluctuaciones glacioeustáticas pleistocenas	71
5.2.2.- Proyecto HADES	72
5.2.3.- Localización geográfica y geológica	74
5.2.4.- Metodología	74
5.2.5.- Resultados isotópicos obtenidos	81
5.2.5.1.- $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ de calcitas flotantes y $\delta^{18}O$ del agua <i>de medios kársticos litorales actuales</i>	81
5.2.5.2.- $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ en espeleotemas antiguos	81
5.2.6.- Interpretación	83
5.2.6.1.- <i>Calcitas flotantes</i>	83
5.2.6.2.- <i>Muestras acuosas</i>	84
5.2.6.3.- <i>Espeleotemas</i>	85
5.2.7.- Paleotemperaturas	87
5.2.8.- Estratigrafía de los espeleotemas	88

6.- ESTUDIO GEOQUIMICO DE LA CICLICIDAD EN SECUENCIAS DE SOMERIZACION

6.1.- CARBONATOS DE MEDIOS MAREALES	95
6.1.1.- Localización geográfica y geológica	96
6.1.2.- Estratigrafía y Sedimentología	96
6.1.2.1.- <i>Facies</i>	97
6.1.2.2.- <i>Techo de los ciclos</i>	101
6.1.2.3.- <i>Tipos de ciclos</i>	101

6.1.3.-	Análisis geoquímicos	103
6.1.4.-	Interpretación	106
6.1.4.1.-	<i>Ciclicidad y velocidad de sedimentación</i>	106
6.1.4.2.-	<i>Variaciones en la composición isotópica y en los elementos traza</i>	106
6.1.4.3.-	<i>Modelo sedimentario</i>	109
6.2.-	CARBONATOS DE PLATAFORMA BIOCONSTRUIDOS	110
6.2.1.-	Localización geográfica y geológica	110
6.2.2.-	Estratigrafía y sedimentología	111
6.2.3.-	Análisis químicos	112
6.2.4.-	Interpretación	115
6.1.4.1.-	<i>Ciclicidad y velocidad de sedimentación</i>	115
6.1.4.2.-	<i>Variaciones en la composición isotópica y en los elementos traza</i>	116
7.- GEOQUIMICA DE LOS MATERIALES ASOCIADOS AL PALEOKARST DE EDAD MESOZOICA DE LA CORDILLERA BETICA		
7.1.-	EL PALEOKARST MESOZOICO DE LA CORDILLERA BETICA	119
7.1.1.-	Unidades estratigráficas en las que se observa el paleokarst	120
7.1.2.-	Rasgos macroscópicos	121
7.1.2.1.-	<i>Morfología de las superficies</i>	121
7.1.2.2.-	<i>Sedimentos que rellenan las cavidades</i>	122
7.1.2.3.-	<i>Espeleotemas</i>	122
7.1.2.4.-	<i>Brechas de colapso</i>	122
7.1.2.5.-	<i>Paleosuelos</i>	124
7.1.3.-	Rasgos microscópicos	124
7.2.-	AREAS ESTUDIADAS	127
7.2.1.-	Cuillas	129
7.2.1.1.-	<i>Análisis isotópicos</i>	130
7.2.1.2.-	<i>Catodoluminiscencia</i>	132
7.2.2.-	Sierras de Estepa	133
7.2.2.1.-	<i>Análisis isotópicos</i>	134
7.2.3.-	Sierra Gorda	134
7.2.3.1.-	<i>Análisis isotópicos</i>	137
7.2.3.2.-	<i>Análisis de elementos traza</i>	142
7.2.3.3.-	<i>Catodoluminiscencia</i>	144
7.2.3.4.-	<i>Análisis del residuo insoluble</i>	148
7.2.4.-	Sierra de Reclot	148
7.2.4.1.-	<i>Análisis isotópicos</i>	150
7.2.4.2.-	<i>Catodoluminiscencia</i>	151
7.2.5.-	Norte de Zamora	151
7.2.6.-	Unidad de la Almola	152
7.2.7.-	Unidad del Ventisquero (paleodolina)	154
7.3.-	RASGOS GEOQUIMICOS GENERALES DE LOS MATERIALES ASOCIADOS AL PALEOKARST	167
7.3.1.-	Interpretación de los resultados del análisis isotópico	167

7.3.1.1.- <i>Génesis de los materiales y procesos de alteración diagenética</i>	167
7.3.1.2.- <i>Medida de paleotemperaturas</i>	172
7.3.2.- Interpretación del microanálisis de elementos traza	173
7.3.3.- Interpretación de los datos del estudio de catodoluminiscencia	176
7.4.- MODELO GENETICO	179

8.- CONSIDERACIONES GENERALES

8.1.- COMPOSICION ISOTOPICA DE LOS DISTINTOS TIPOS DE MATERIALES	183
8.2.- MODELOS GENETICOS	185
8.2.1.- Travertinos	185
8.2.2.- Falsas ágatas	186
8.2.3.- Espeleotemas del Cuaternario	187
8.2.4.- Ciclos de somerización	189
8.2.5.- Paleokarst del Mesozoico	191

CONCLUSIONES	193
-------------------------------	-----

BIBLIOGRAFIA	196
-------------------------------	-----

1.- INTRODUCCION

En esta memoria se presentan los resultados geoquímicos obtenidos a partir del estudio de materiales carbonatados, procedentes esencialmente de la Cordillera Bética de diferentes edades y cuya génesis estuvo íntimamente relacionada con las etapas de emersión acaecidas durante distintos intervalos de tiempo y que afectaron a esta región durante la etapa de margen continental y durante la etapa postorogénica.

1.1.- PLANTEAMIENTO GENERAL

En el estudio de los fenómenos geológicos antiguos detectables en el registro estratigráfico, con gran frecuencia, se recurre a la utilización de diferentes argumentos de manera simultánea, lo que contribuye sensiblemente a aumentar el grado de fiabilidad de las interpretaciones y de los propios criterios de diagnóstico.

Unos fenómenos geológicos que siempre han llamado la atención han sido los cambios de medios marinos a continentales, esto es, las fases de emersión acaecidas en algún intervalo de tiempo y que afectan a sectores geográficos concretos, a veces sorprendentemente amplios. Cuando se trata de fases prolongadas su reconocimiento puede ser simple ya que se caracterizan por el cambio de la sedimentación marina a continental, con el desarrollo de suelos y el consiguiente cambio en los fósiles presentes en los materiales. Por el contrario, cuando se trata de emersiones cortas el reconocimiento es generalmente complejo, aunque no por ello carente de importancia. En efecto toda fase de emersión refleja un cambio relativo del nivel del mar (eustático o simplemente local) cuyo reconocimiento y datación constituye un tema de máxima actualidad en Geología sedimentaria y, en general, en la interpretación del registro estratigráfico. La polémica abierta sobre la validez o no de la curva Exxon (ver: Haq *et al.*, 1988; Miall, 1992; Vera, 1994) hace que el estudio de detalle de los cambios del nivel del mar en diferentes edades y contextos tenga una máxima actualidad, ya que los datos obtenidos aportan una valiosísima información que servirá para conocer si se deben a cambios locales o globales (eustáticos) y con ello terminar dicha polémica posiblemente con la elaboración de curvas eustáticas de aceptación general.

Las fases cortas de emersión, o las de duración media pero con escaso o nulo depósito sedimentario, presentan rasgos estratigráficos y sedimentarios complejos para su reconocimiento. Concretamente se coordinan, para dicho reconocimiento un conjunto de argumentos (tipo de paleorrelieve, existencia de paleosuelos o caliches, sedimentos y cementos que rellenan cavidades, etc.) entre los que se han utilizado, por diferentes autores, los datos geoquímicos (en especial los isotópicos) de los carbonatos.

El objetivo de esta Tesis Doctoral y del tema de investigación de la autora en los últimos seis años consiste en valorar la utilidad de los datos geoquímicos en el reconocimiento de fases de

caracterizar geoquímicamente los materiales modernos depositados en fases de emersión (medios continentales) y de otra a proporcionar criterios de diagnosis fiables en el reconocimiento e interpretación de materiales antiguos depositados en este contexto, que permitan confirmar la existencia en una edad y región determinada de una fase de emersión.

Para cubrir el primero de estos dos grandes objetivos se han seleccionado tres tipos de materiales recientes, que a su vez constituyen los que con mayor probabilidad pueden quedar representados en superficies antiguas de emersión dentro de secciones estratigráficas. El primero de estos tipos son los **travertinos**, materiales formados por la precipitación química a partir de aguas superficiales y de los que se han estudiado muestras de tres localidades muy distintas, con el fin de ver los rasgos comunes y los rasgos que se deban a factores locales. El segundo de estos tipos son las **falsas ágatas**, materiales que rellenan fisuras, de los que igualmente se han estudiado muestras de tres localidades distintas, para ver los rasgos comunes y las modificaciones debidas a factores locales. El tercero, al que se han dedicado una mayor importancia, son los **espeleotemas** de cuevas actuales, una de ellas localizada en el sur de España (Cueva de Nerja, provincia de Málaga) y varias en la costa septentrional de la Isla de Mallorca (Baleares), entre las que destaca la cueva de Sa Bassa Blanca. En estos espeleotemas (depósitos de paredes de cuevas incluidas estalactitas y estalagmitas) se han estudiado intervalos de tiempo que permiten ver los efectos de los cambios cíclicos climáticos del Cuaternario.

El segundo gran lote de muestras seleccionado para su estudio en esta Tesis corresponden a materiales carbonatados depositados (o precipitados) en relación con etapas de emersión acaecidas durante el Mesozoico en el margen continental sudibérico, y por tanto, de materiales de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Dentro de ellas se diferencian, a su vez, dos conjuntos de muestras: uno relacionado con ciclos cortos (de la escala de frecuencia de Milankovitch) expresados en ciclos de somerización y los otros relacionados con etapas de emersión más prolongadas (sin apenas depósito) reflejadas en materiales del Jurásico de este antiguo margen continental, en especial en áreas elevadas del mismo mediante paleokarst (Vera *et al.*, 1988). En el primer caso se estudian con mucho detalle algunas secuencias elementales o "ciclos patrón" seleccionados por ser más representativos y estar mejor expuestos, facilitando el muestreo. En el segundo caso se estudian los espeleotemas y los depósitos atribuibles a caliches, travertinos o falsas ágatas que se encuentran en relación con superficies de discontinuidad estratigráfica que expresan posibles emersiones locales.

En un apartado final de consideraciones generales se hace una valoración de la utilidad de los métodos de la geoquímica sedimentaria (en especial isotópica) en el reconocimiento de los episodios de emersión, en especial en intervalos cortos con escaso depósito, esto es, aquellos que tienen más difícil diagnóstico.

1.2.- CUESTIONES TEORICAS

El estudio geoquímico de los sedimentos y rocas sedimentarias, constituye la denominada por Renard (1987) "Geoquímica fría" ya que se refiere a los efectos de reacciones químicas en las que raramente se han superado las condiciones de presión y temperatura cercanas a las ambientales, en contraposición con la "Geoquímica caliente" que estudia las rocas ígneas y metamórficas. Este mismo autor pone de manifiesto que son dos las limitaciones de la geoquímica sedimentaria, la primera se refiere a la escasa representatividad de los análisis geoquímicos de roca total y la segunda a los problemas de interpretación de los datos, ya que a veces es muy difícil llegar a conocer la composición originaria debido a las posibles modificaciones existentes durante los procesos diagenéticos.

El estudio geoquímico de las rocas carbonatadas suministra dos tipos de datos, por una parte aquellos que se utilizan en la interpretación genética de los materiales y de otra los referentes a la evolución de los resultados geoquímicos obtenidos en el estudio de una sección estratigráfica los cuales nos sirven para correlacionar secciones estratigráficas.

El estudio geoquímico de los carbonatos alcanza un gran desarrollo en los años setenta, en los que se publican algunos trabajos que han marcado una nueva línea de investigación (Hudson, 1977; Allan y Matthews, 1975; Berger, 1979, etc.). Algunos libros de carbonatos publicados en esta década o los años inmediatamente siguientes, incluyen capítulos dedicados a los datos isotópicos obtenidos en estos materiales (Bathurst, 1975; Flügel, 1982). En la última década los estudios de isótopos en carbonatos se han convertido en una herramienta usual, de manera que gran parte de los trabajos publicados en las revistas internacionales sobre carbonatos aportan datos isotópicos basando parte de las interpretaciones en ellos.

Son varios los libros recientes que se dedican monográficamente a la geoquímica de carbonatos (Morse y Mackenzie 1990), o incluyen capítulos muy amplios y documentados sobre el tema como es el caso de Tucker y Wright (1990) y Bowen (1991). Moore (1989) en un capítulo de su libro realiza una recopilación y aportación propia de diferentes datos geoquímicos dados por distintos autores para los principales ambientes sedimentarios y diagenéticos donde los carbonatos se originan y modifican. En la figura 1, tomada de este autor, se pueden observar los diferentes ambientes sedimentarios.

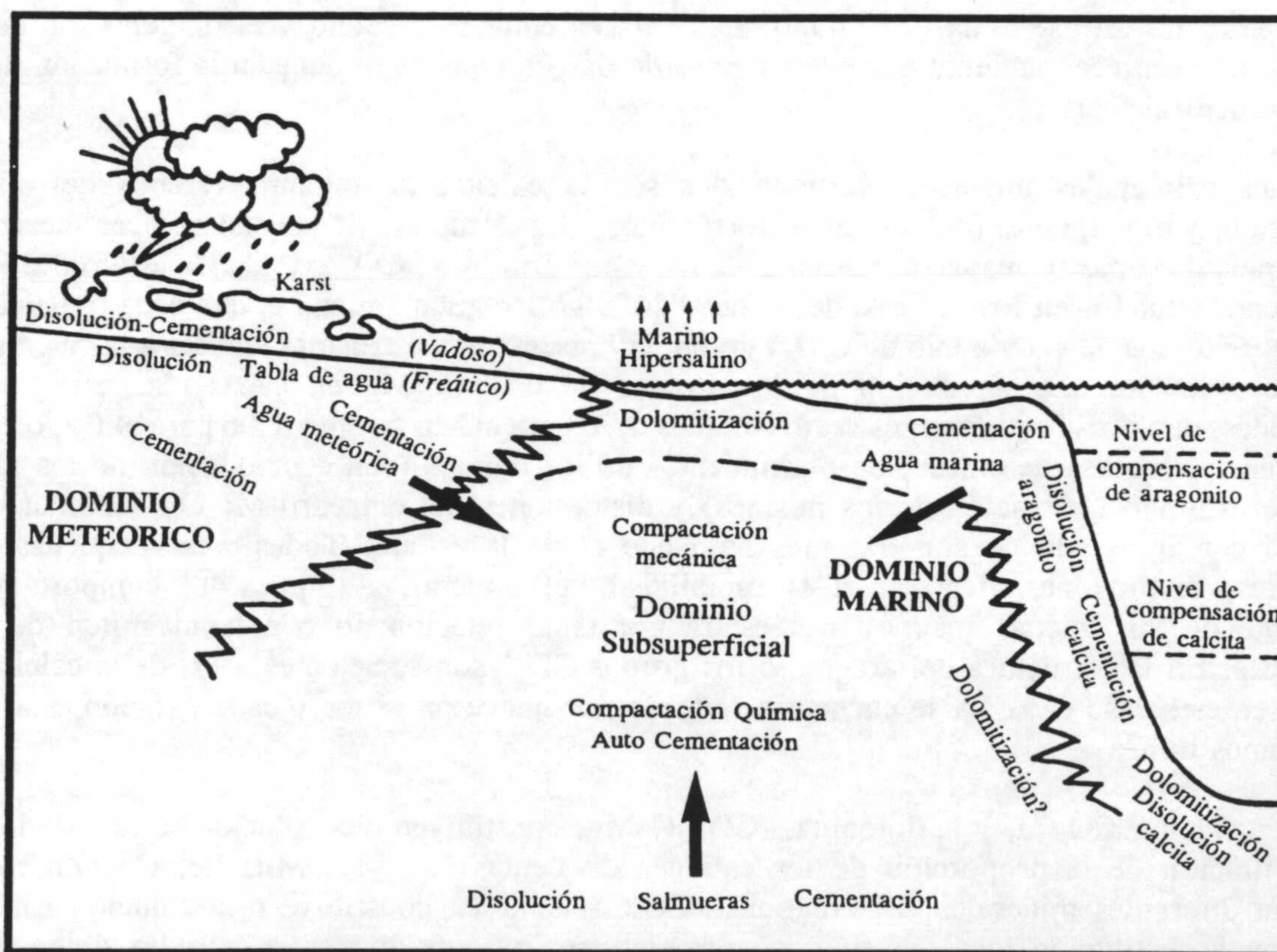
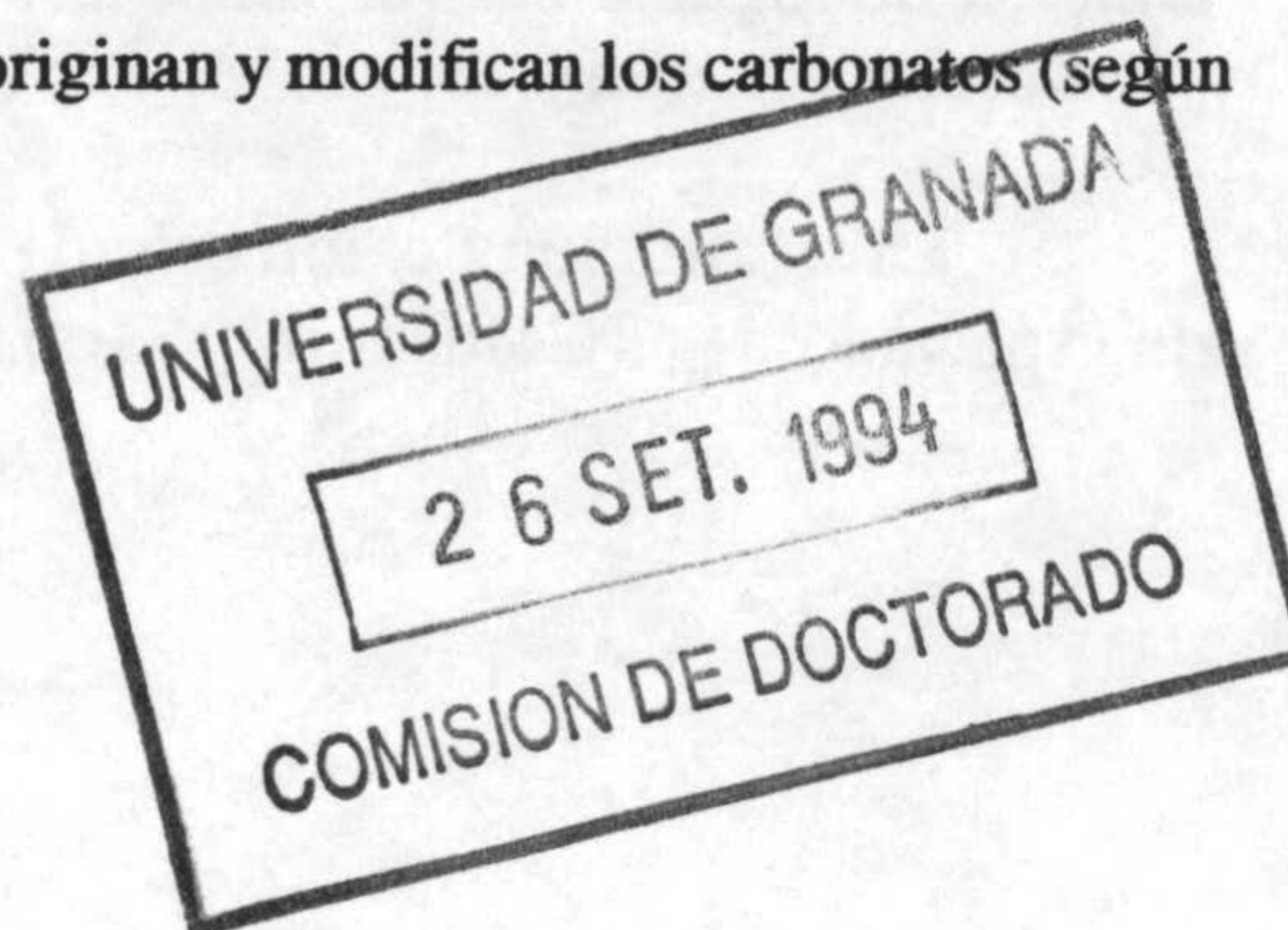


Figura 1.- Principales ambientes sedimentarios diagenéticos donde se originan y modifican los carbonatos (según Moore, 1989).



En los programas internacionales de investigación científica de alto nivel basados en la realización de sondeos de testigos continuo en océanos y el estudio exhaustivo de las muestras obtenidas (*Deep Sea Drilling Project, DSDP*, y *Ocean Drilling Program, ODP*), aplican de manera sistemática el análisis geoquímico (isótopos estables, elementos traza, materia orgánica, etc.) en muestras muy próximas unas de otras con lo que se dispone de un enorme banco de datos sobre la distribución de estos componentes en el registro sedimentario (p. ej. Shackleton y Kennett, 1975a, b; McKenzie *et al.*, 1978; Garrison, 1981; Weissert *et al.*, 1984; Zimmerman *et al.*, 1985).

En una roca carbonatada hay que diferenciar los componentes mayoritarios, los cuales representan la mayor proporción de la roca o sedimento (p.ej. CO_3Ca en calizas y $(\text{CO}_3)_2\text{CaMg}$ en dolomías), y los componentes minoritarios que aparecen en pequeñas proporciones. A su vez dentro de estos componentes minoritarios podemos diferenciar aquellos que se presentan en un porcentaje que varía entre 5 al 0,1% en peso (p.ej. materia orgánica, residuo insoluble en carbonatos, etc.) y los denominados elementos traza cuya abundancia usualmente se mide en partes por millón en peso (ppm) y en ocasiones en partes por mil millones (ppb). Generalmente, los elementos traza que se estudian con más frecuencia son el Sr, Mn, Fe, K y Na. El Mg es un elemento que, en algunos casos, puede considerarse como mayoritario (p.ej. en las dolomías), mientras que en otros es minoritario (5 a 0,1%), o incluso como elemento traza (en ppm).

1.2.1.- Componentes principales de los carbonatos

La unidad estructural básica común en todos los minerales carbonatados es el grupo CO_3^- , formado por tres átomos de oxígeno situados en los vértices de un triángulo equilátero imaginario, y en el centro de éste se sitúa el carbono. Los enlaces entre el carbono y el oxígeno son cortos, resultando un gran acercamiento entre los átomos de oxígeno que se traduce en la formación de una unidad estructural fuerte.

Los principales minerales carbonatados son la calcita, la dolomita (ambos del sistema romboédrico) y el aragonito (del sistema ortorrómbico). La estructura de la calcita se caracteriza por la alternancia de capas formadas por átomos de Ca y por grupos de CO_3^- . Cada Ca está rodeado por seis oxígenos situados en los vértices de un octaedro algo irregular, mientras que cada oxígeno está unido a dos átomos de Ca y a uno de C. La dolomita presenta una estructura similar a la calcita pero en este caso existe una sustitución de los átomos de Ca por Mg en capas alternantes. Estas sustituciones, debido a los diferentes radios iónicos 0,78 para el Mg frente a 1,06 para el Ca, originan cambios en las fuerzas de enlace, desplazamientos de los átomos (con acomodación de los grupos CO_3^- que originan la rotación de los mismos) y distorsiones del octaedro M^{2+}O_6 , resultando una estructura con un grado de simetría más bajo que el de la calcita. Todas estas pequeñas, pero importantes, distorsiones afectarán a la estabilidad del mineral. Así pues, el comportamiento metaestable de las calcitas magnesianas estará por tanto relacionado con la magnitud de estas distorsiones. En la estructura del aragonito los grupos CO_3^- son semejantes a los de la calcita, sin embargo en este caso cada Ca se encuentra rodeado por nueve oxígenos y cada oxígeno está unido a tres átomos de Ca.

La calcita, CO_3Ca , y la dolomita, $(\text{CO}_3)_2\text{CaMg}$, constituyen una solución sólida, de manera que, en función de la proporción de los cationes divalentes Ca, Mg, Mn, Fe, Co, Zn, Mg se originarán diferentes minerales. El aragonito (CO_3Ca) también constituye otra solución sólida de manera que la sustitución del Ca en su estructura por otros cationes divalentes de radio iónico similar también da lugar a nuevos minerales como por ejemplo la estroncianita (CO_3Sr), cerusita (CO_3Pb), y witherita (CO_3Ba).

La sustitución del ión calcio por magnesio en la calcita origina una disminución en la reflexión de espaciado d_{104} (Goldsmith y Graf, 1958a) ya que el ión Mg^{2+} tiene un radio más pequeño que el

Ca²⁺. En base al contenido en magnesio la calcita puede presentarse bajo dos formas (Folk, 1974):

- calcita baja magnesiada (LMC) la cual presenta de 0 a 4 % en moles de CO₃Mg.
- calcita alta magnesiada (HMC) la cual presenta más de 4 % en moles de CO₃Mg, aunque generalmente oscila entre 11-19 moles %.

La determinación cuantitativa del % en moles de CO₃Mg puede realizarse mediante el estudio de los diagramas de rayos X, observándose el desplazamiento de la reflexión de espaciado d₁₀₄ de la calcita conforme aumenta el contenido en CO₃Mg (figura 2). No obstante, la determinación del contenido en Mg se realiza mejor y con más exactitud mediante la utilización de métodos directos como la microsonda y los análisis de absorción atómica.

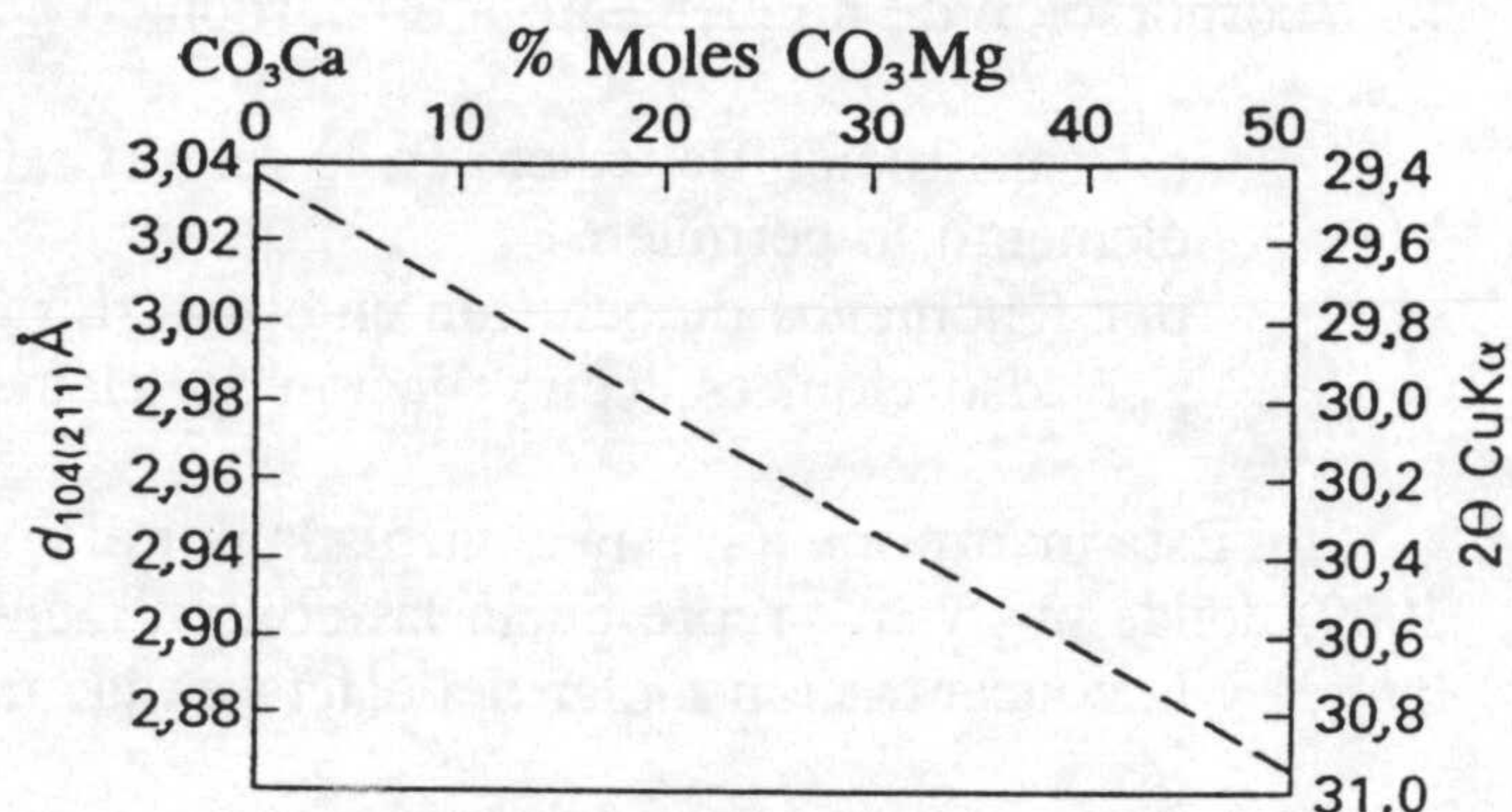


Figura 2.- Relación entre el contenido en % en moles de CO₃Mg en la calcita con la reflexión de espaciado d₁₀₄ (según Goldsmith *et al.*, 1961).

Los sedimentos carbonatados actuales están formados por calcitas altas magnesianas (HMC) de origen principalmente biogénico a partir de algas rojas calcáreas, equinodermos, briozoos y algunos foraminíferos bentónicos. En los arrecifes son comunes los cementos micríticos y *bladed* de calcitas HMC. Las calcitas bajas magnesianas (LMC) son también mayoritariamente de origen biogénico a partir de foraminíferos planctónicos, cocolitos y algunos moluscos. El contenido en Mg de las calcitas biogénicas está determinado por la temperatura del agua de manera que los esqueletos formados en aguas frías

presentan bajos contenidos en Mg²⁺. Los cementos calcíticos marinos precipitados en aguas frías, comúnmente, aguas marinas profundas, tienen valores más bajos de Mg²⁺, así pues, la distribución de los esqueletos (conchas) calcíticos marinos actuales muestra una clara relación entre el % de moles de CO₃Mg y la latitud, de manera que como se observa en la figura 3 a mayor latitud (temperaturas más bajas) los esqueletos calcíticos presentan menos % en moles de CO₃Mg, observándose que los mayores porcentajes de moles de CO₃Mg en las latitudes de 20 y 40 N y por tanto donde las temperaturas son más altas.

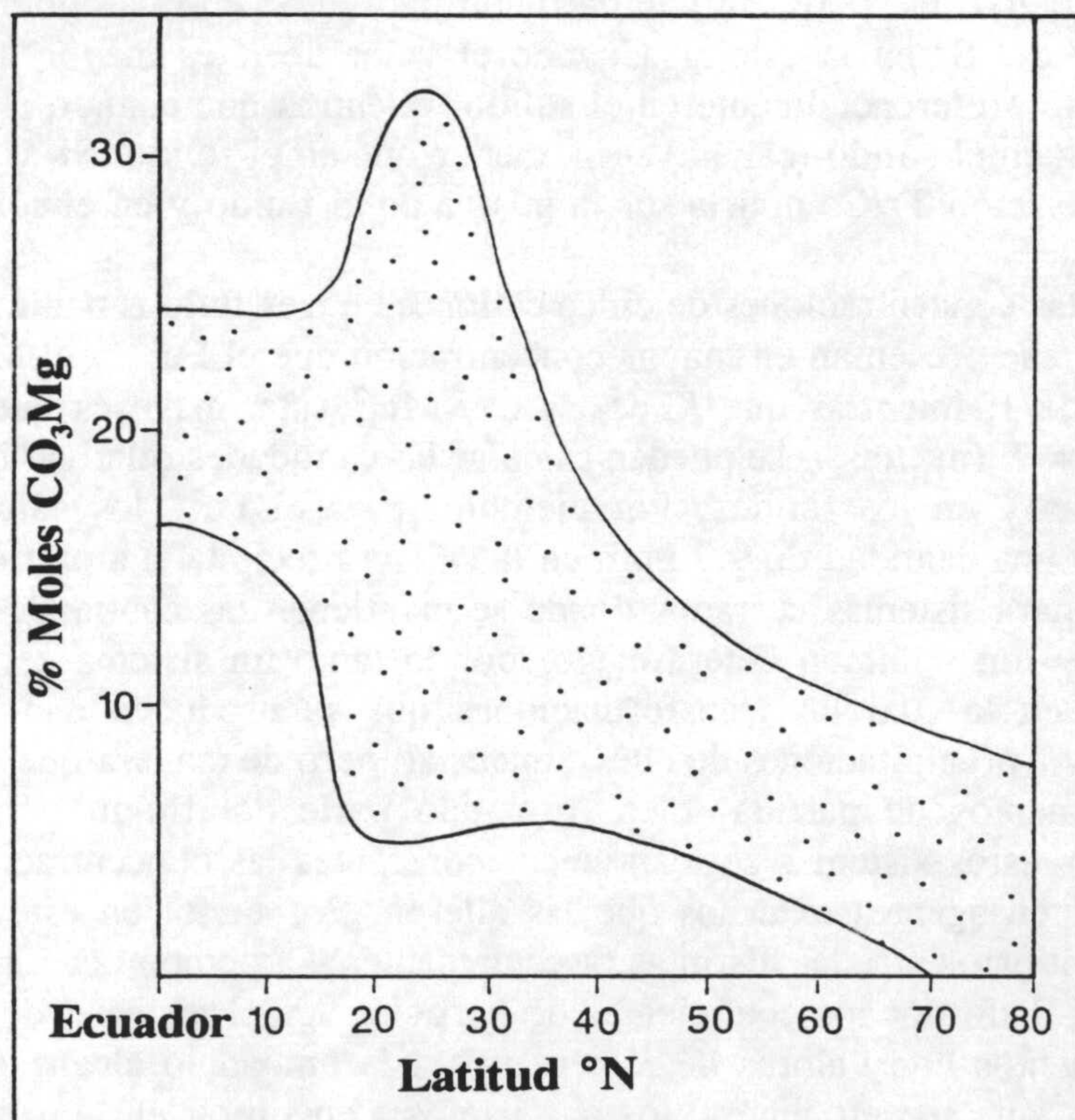


Figura 3.- Relación entre el contenido en % en moles de CO₃Mg en las calcitas biogénicas y la latitud (según Tucker y Wright, 1990).

1.2.2.- Elementos minoritarios y traza

Son numerosos los autores (Zachos *et al.*, 1985; Renard *et al.*, 1978; Renard *et al.*, 1979; Renard *et al.* 1983) que han postulado la posibilidad de utilizar los elementos traza de la fase carbonatada como marcadores estratigráficos de paleoambientes e indicadores del grado de diagénesis. La incorporación de un elemento a un carbonato puede seguir tres procesos diferentes:

- por sustitución del calcio en la red cristalina cuando las propiedades fisicoquímicas del elemento lo permiten
- por fenómenos de oclusión en el interior del cristal
- por adsorción, es decir, fijación del elemento en la superficie del cristal

Esta incorporación está controlada por el coeficiente de partición o distribución K (Kinsman, 1969) donde m_{Tr} y m_{Ca} representan las concentraciones molares del elemento traza o minoritario de interés y la concentración molar del calcio en las fases sólida y líquida:

$$(m_{Tr}/m_{Ca})_s = K (m_{Tr}/m_{Ca})_L$$

El coeficiente de partición de un elemento se determina experimentalmente. Para ello se realiza la precipitación de una fase sólida, a partir de una solución de concentración conocida, y posteriormente se mide la concentración del elemento en cuestión en la fase sólida (Kinsman, 1969). El tamaño de la red cristalina juega un papel determinante en la magnitud de K en los carbonatos, así en una celdilla unidad grande como por ejemplo, los cristales ortorrómbicos de aragonito, se pueden acomodar cationes más grandes que el calcio (tales como Sr, Na, Ba y U), mientras que la celdilla unidad, más pequeña, de la calcita en este caso romboédrica, preferentemente incorpora cationes más pequeños (tales como Mg, Fe, Mn). Así, el coeficiente de partición para el Sr en el aragonito $K = 0,9$ será mayor que el $K = 0,027$ del Sr en la calcita. Cuando el valor de K es mayor que 1 el elemento traza podría ser distribuido preferencialmente en el sólido, mientras que cuando es menor que 1 la relación Tr/Ca incorporada en el sólido (calcita) sería menor que en el fluido. Si $K = 1$ no ocurre partición/distribución y la relación Tr/Ca podría ser la misma en el fluido y en el sólido.

En la figura 4 se muestran las concentraciones de cinco cationes en tres fluidos naturales. En estos tres líquidos el Mg^{2+} y el Sr^{2+} se presentan en mayor concentración que el Fe^{2+} y el Mn^{2+} ; el KMg_c^{2+} y el KSr_c^{2+} son menores de 1, mientras que KFe_c^{2+} y el KMn_c^{2+} son mayores que 1. De acuerdo con la ecuación $(m_{Tr}/m_{Ca})_s = K (m_{Tr}/m_{Ca})_L$ se pueden calcular las cantidades relativas de estos cationes en las calcitas precipitadas y en los fluidos. Por ejemplo, para el Fe^{2+} los cálculos se muestran en la figura 4, resultando una cantidad de 9,7 ppm en la calcita precipitada a partir de ese líquido. Este ejemplo ilustrado es para sistemas cerrados donde se mantienen las cantidades de los reactantes y las de los productos en un volumen determinado, por lo tanto un sistema cerrado se podría considerar como una caja en la cual las transformaciones que se producen dan lugar a disoluciones del material existente y a precipitaciones de nuevo material, pero de manera que siempre estarán presentes los mismos elementos de partida, bien formando parte del fluido o bien del precipitado. Se puede decir, que en estos sistemas se mantienen constantes las concentraciones de los elementos, puesto que, no existen agentes externos que las alteren. Por tanto, en este tipo de sistemas al final se alcanzará el equilibrio entre las distintas fases presentes. El tiempo necesario para que se alcance el equilibrio vendrá dado por los coeficientes de partición K del material de partida existente, de manera que los elementos con valores de K cercanos a la unidad lo alcanzarán más rápidamente. Los sistemas abiertos, que son en general los que vamos a encontrar en la naturaleza, pueden considerarse como sumas de infinitos sistemas cerrados pequeños, pero con el inconveniente de que en estos casos existen agentes externos (ej.: aguas meteóricas, cambios de temperatura, cambios de pH, etc...) que ocasionan el desequilibrio en el sistema. Se podría decir, por tanto, que

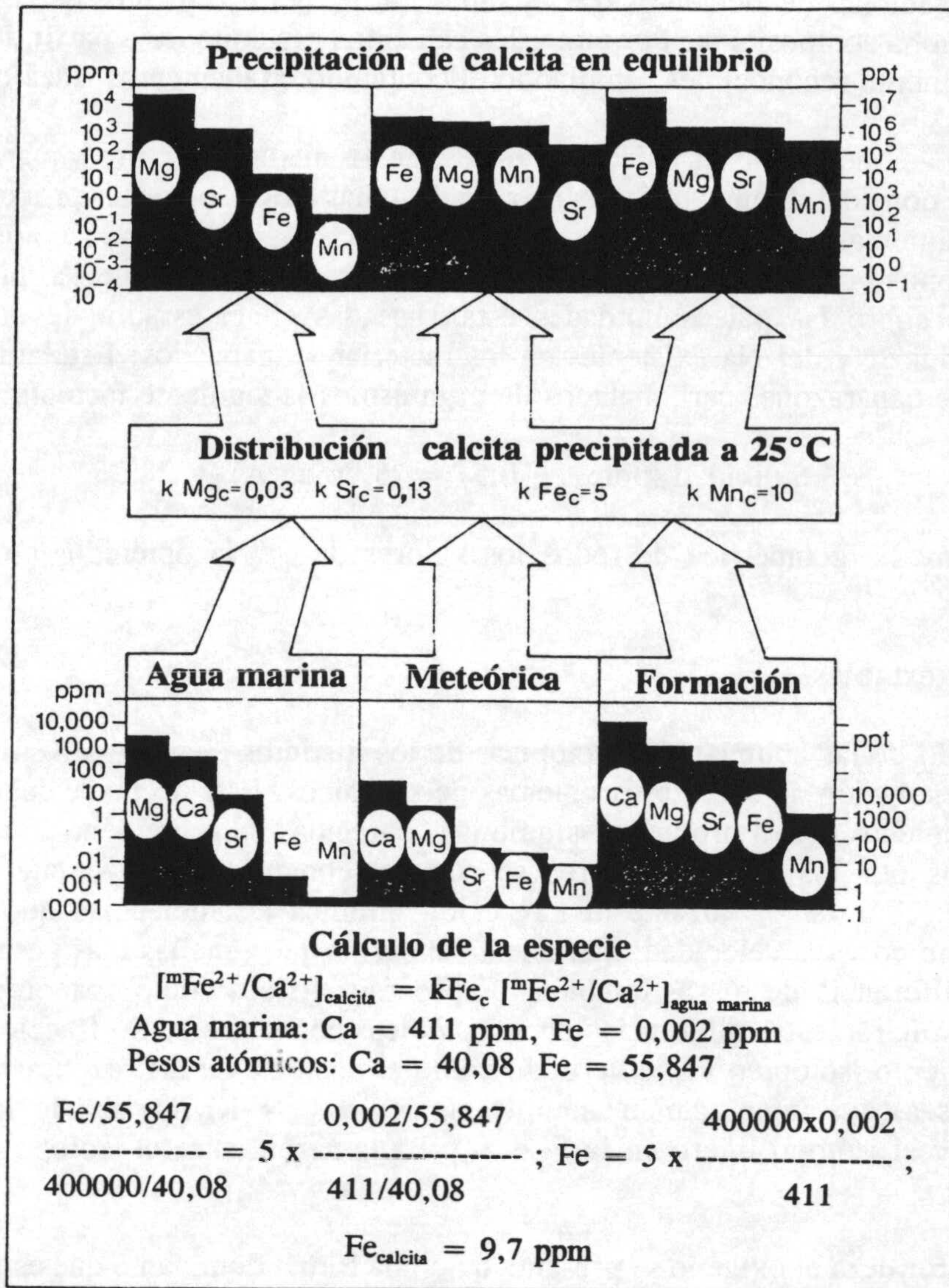


Figura 4.- Diagrama que ilustra el cálculo de la abundancia de elementos traza en una calcita precipitada a partir de aguas de composición conocida usando para ello los coeficientes de partición. Se asume que la precipitación tuvo lugar en equilibrio (según Tucker y Wright, 1990).

en estos sistemas el equilibrio sólo se establecerá momentáneamente pudiéndose hablar de un equilibrio dinámico.

Como ya apuntaba Kinsman (1969) en un ambiente diagenético carbonatado el uso de los elementos traza resulta ser de gran utilidad pudiéndose determinar procesos tales como la cementación. El Sr y el Mg son particularmente interesantes, ya que el grupo de minerales carbonatados metaestables de ambientes marinos someros actuales están dominados por aragonito (rico en Sr) y la calcita magnesiana (rica en Mg). La estabilización de estos carbonatos marinos someros a calcita y dolomita (fases más estables) supone una importante distribución de estos elementos entre los nuevos carbonatos diagenéticos y los fluidos diagenéticos. El Na es un elemento muy interesante puesto que es un catión abundante en aguas marinas y salmueras. El Fe y Mn son elementos muy sensibles a los cambios de Eh y pH del medio, aparecen en muy bajas concentraciones en el agua marina, pero sin embargo están presentes en muy altas concentraciones en aguas profundas y salmueras (Veizer, 1983). Así pues, las aguas de los distintos ambientes diagenéticos tendrán

diferentes composiciones de elementos traza y minoritarios, y los cementos que precipitan a partir de ellas reflejarán dicha composición. Por tanto, los cementos precipitados a partir de las distintas aguas podrían ser fácilmente reconocibles estudiando el contenido en elementos traza (figura 4).

Las estimaciones sobre las paleosalinidades, en los medios cerrados y marinos someros donde ésta puede variar considerablemente por la entrada de aguas dulces o por los procesos de evaporación, se realizan fundamentalmente a partir de estudios paleontológicos y paleoecológicos. No obstante, Brand (1986) propuso una técnica alternativa para realizar cálculos de paleosalinidades. En este caso las estimaciones sobre las paleosalinidades están basadas en el estudio de dos elementos traza, concretamente, del Sr y del Na existentes en los materiales analizados. Este autor propuso a partir de estudios sobre caparzones carbonatados de organismos la siguiente fórmula:

$$\text{Salinidad (ppm, } \pm 0,5) = -5,769 \ln(A) + 28,38$$

donde A es la media geométrica de todos los valores de Sr/Na obtenidos en el conjunto de las muestras.

1.2.3.- Isótopos estables

El estudio de las abundancias isotópicas de los distintos elementos resulta ser un parámetro muy útil en la resolución de diversos problemas geoquímicos. Este hecho se debe a que los isótopos de un mismo elemento tienen propiedades químicas parecidas pero no idénticas, así por ejemplo los enlaces formados por los isótopos ligeros se rompen con más facilidad que los formados entre isótopos pesados. Por tanto, durante una reacción química las moléculas que contienen isótopos ligeros reaccionan con una velocidad ligeramente superior que aquellas más pesadas. Por otra parte, a causa de la diferencia de masas también los procesos físicos como evaporación, condensación, fusión, etc., producirán estas diferenciaciones isotópicas conocidas como fraccionamiento isotópico. Este fraccionamiento isotópico viene definido como el cociente de las razones isotópicas (R) de las sustancias (o fases) que intercambian isotópicamente: $\alpha_{A-B} = R_A/R_B$, siendo R_A la razón entre el isótopo pesado y el isótopo ligero en la fase A y R_B la razón entre el isótopo pesado y el isótopo ligero en la fase B.

En la naturaleza el oxígeno se presenta bajo una forma dominante que es el isótopo ligero ^{16}O (99,76%), y otras formas minoritarias que corresponden a isótopos pesados ^{17}O (0,04%) y ^{18}O (0,2%). Debido a su abundancia y a la mayor diferencia de masas la relación que se utiliza es la del $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. El carbono tiene dos isótopos estables siendo la forma dominante el ^{12}C (98,89%) y la forma minoritaria el ^{13}C (1,11%). Para este elemento la relación que se utiliza es $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$.

Las composiciones isotópicas obtenidas se expresan con la notación δ expresada en tanto por mil (‰), que define la relación entre la diferencia en la composición isotópica de la muestra a analizar y el patrón, y la propia composición del patrón:

$$\begin{aligned} \delta^{18}\text{O} &= [({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{muestra}} - {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{patrón}}) 1000] : [{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{patrón}}] \\ \delta^{13}\text{C} &= [({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}_{\text{muestra}} - {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}_{\text{patrón}}) 1000] : [{}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}_{\text{patrón}}] \end{aligned}$$

Así pues, cuando la composición isotópica de la muestra a analizar sea igual que la de la muestra patrón el valor de esta relación será cero. Por el contrario si en dicha muestra es más abundante el isótopo pesado (^{18}O y ^{13}C) que en la muestra patrón los valores δ serán positivos, y a la inversa si los más abundantes son los ligeros (^{16}O y ^{12}C) los valores δ serán negativos. El patrón más utilizado para muestras de carbonatos es el PDB (*Belemnite americana de la Pee Dee Formation*, en Carolina del Sur) y para muestras de aguas el SMOW (*Standard Mean Ocean Water*). El paso de un patrón a otro se hace con las ecuaciones: $\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW}) = 1,03086 \delta^{18}\text{O}(\text{PDB}) + 30,86$

y $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB}) = 0,97006 \delta^{18}\text{O}(\text{SMOW}) - 29,94$ (Graig, 1961).

1.2.3.1.- Isótopos de oxígeno

La variabilidad isotópica del oxígeno de un carbonato viene determinada por la temperatura y la composición isotópica del agua con la que estuvo en equilibrio en el momento de su precipitación. Así, cada tipo de mineral tiene un factor de fraccionamiento α para una temperatura determinada que depende de la cristalquímica de cada fase mineral. La calcita tiene factores de fraccionamiento $\alpha_{\text{calcita-agua}}$ de 1,036-1,029-1,026-1,022 para las temperaturas respectivas de 0, 25, 50 y 75 °C. Estos factores se conocen por aproximaciones teóricas realizadas mediante estudios termodinámicos, y de una forma más precisa gracias a los estudios empíricos y experimentales realizados en los sistemas calcita-agua (Urey, 1946; Epstein y Mayeda, 1953; Craig, 1965; O'Neil, *et al.*, 1969; Friedman y O'Neil, 1977). Estos factores permiten, si se sabe con exactitud la composición isotópica del agua con la cual estuvieron en equilibrio los carbonatos estudiados, conocer la temperatura de formación con una precisión de 0,5°C.

Desde los trabajos de Emiliani (1955), McCrea (1950) y Urey *et al.* (1951), la razón isotópica del oxígeno se ha convertido en uno de los marcadores más utilizados en Estratigrafía y Paleoceanografía. En efecto, la termodependencia de la razón isotópica del oxígeno hace que ésta sea potencialmente un geotermómetro.

En la actualidad el estudio de los isótopos del oxígeno constituye el método más fiable para realizar medidas de paleotemperaturas. Se basa en los resultados experimentales obtenidos por Urey (1947) y desarrollados posteriormente por Epstein *et al.* (1951, 1953) y Urey *et al.* (1951). En las condiciones de equilibrio de un carbonato con el agua del mar se produce un fraccionamiento isotópico que es función de la temperatura. La primera ecuación empírica que relaciona la temperatura y la razón isotópica del oxígeno de los carbonatos fue establecida experimentalmente entre 7°C y 29°C por Epstein y Lowenstan (1953):

$$\delta_c - \delta_w = 15,36 - 2,673 (16,52 + T)^{0,5}$$

esta ecuación fue modificada por Craig (1965):

$$T(^{\circ}\text{C}) = 16,9 - 4,2 (\delta_c - \delta_w) + 0,13 (\delta_c - \delta_w)^2$$

La fórmula de Shackleton y Kennett (1975) es actualmente la más utilizada para la medida de paleotemperaturas:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 16,9 - 4,38 (\delta_c - \delta_w) + 0,1 (\delta_c - \delta_w)^2$$

En cualquiera de las ecuaciones anteriormente descritas T es la temperatura a medir expresada en grados centígrados, δ_c es el $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$ de la muestra medida y $\delta_w(\text{PDB})$ el valor deducido del $\delta^{18}\text{O}$ del CO_2 equilibrado isotópicamente con el agua del medio a la misma temperatura que precipitó el carbonato.

En un trabajo anterior Jiménez de Cisneros *et al.* (1988) pusieron de manifiesto que la aplicación de una u otra fórmula implica pequeños cambios en la medida que apenas superan el medio grado. Realmente, la dificultad consiste en estimar el valor del $\delta^{18}\text{O}$ del agua que estaba en equilibrio isotópico con el material depositado. Shackleton y Kennett (1975) recomiendan usar valores de $\delta^{18}\text{O}_w$ de -0,28‰ para los océanos actuales y de -1,28‰ para los océanos anteriores al Mioceno medio, o sea, para tiempos anteriores a la formación de los grandes casquetes glaciales actuales.

Un aspecto importante a tener en cuenta a la hora de aplicar las ecuaciones es el hecho de que las fases carbonatadas no sean puras, ya que la composición química afecta al fraccionamiento isotópico, de modo que una calcita alta magnésiana tendrá un valor de $\delta^{18}\text{O}$ más positivo que una calcita baja magnésiana cristalizada bajo las mismas condiciones por lo que habría que hacer correcciones. Estas correcciones se traducen en restarle al $\delta^{18}\text{O}$ una cantidad de 0,06‰ por cada mol expresado en % de CO_3Mg existente en la calcita estudiada a la hora de usar estos valores en las ecuaciones para el cálculo de paleotemperaturas (Tarutani *et al.*, 1969).

Cuando los cálculos de paleotemperaturas se realizan a partir de muestras aragoníticas se utiliza la ecuación dada por Grossman y Ke (1981) para la escala de paleotemperaturas aragonito-agua:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 19,00 - 3,52 (\delta_c - \delta_w) + 0,03 (\delta_c - \delta_w)^2$$

La señal isotópica originaria ($\delta^{18}\text{O}$) tanto de un fósil, de un sedimento o de una roca sedimentaria depende fundamentalmente de varios factores (Bowen, 1990):

- 1.- Salinidad: los valores del $\delta^{18}\text{O}$ aumentan al hacerlo la salinidad y disminuyen en las aguas dulces, de manera que cambios en esta razón isotópica pueden estar ligados a cambios de salinidad. En los medios pelágicos la salinidad tiende a mantenerse constante, por lo que este factor sólo afectará en medios cerrados y medios marinos someros en los que la salinidad puede cambiar considerablemente, por la entrada de aguas dulces y/o por la evaporación.
- 2.- Efecto vital: se refleja en cambios pequeños de la composición isotópica de diferentes géneros o especies de organismos con caparazón calizo. Los valores entre dos especies diferentes a lo largo de una sección estratigráfica presentan valores del $\delta^{18}\text{O}$ paralelos, de manera que todas las muestras presentan diferencias análogas.
- 3.- Efecto glacial: el agua de los océanos actuales tiene un valor medio del $\delta^{18}\text{O}$ de 0‰, con respecto al SMOW, estos valores son muy inferiores en el agua de lluvia, así en el océano y en ausencia de masas continentales el $\delta^{18}\text{O}$ del agua de lluvia varía desde -1‰ a -5‰ en la franja comprendida entre el ecuador y los 30° de latitud N o S. En masas continentales los valores de $\delta^{18}\text{O}$ son mucho más negativos, dependiendo del efecto continentalidad y de la altitud. Los hielos de los casquetes glaciares presentan valores $\delta^{18}\text{O} = -30‰$, alcanzando valores mínimos de -50‰ en la Antártida. La relación global del $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en la superficie de la Tierra es constante, de manera que un crecimiento de los casquetes glaciares, con la consiguiente concentración de los isótopos más ligeros (valores negativos del $\delta^{18}\text{O}$) conlleva un aumento de la misma relación en el agua del conjunto de los océanos.

1.2.3.2.- Isótopos de carbono

El $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 disociado en el océano depende de la contribución de cada una de las tres reservas importantes, las cuales presentan razones isotópicas diferentes: la atmósfera, los sedimentos carbonatados y la materia orgánica.

Contrariamente al oxígeno, la razón isotópica del carbono es muy poco termodependiente (0.035‰ por °C, Emrich *et al.*, 1970), por lo que el carbono se hace casi independiente de las modificaciones térmicas debidas a la diagénesis. Esto hace que la composición isotópica del carbono no sea útil en el cálculo de paleotemperaturas, sin embargo los valores de $\delta^{13}\text{C}$ son unos excelentes indicadores de la fuente de carbono que ha originado los carbonatos. Son varios los fenómenos que han sido observados en la distribución estratigráfica del $\delta^{13}\text{C}$ en carbonatos, uno de ellos es la variación que presentan los valores de diferentes organismos (Berger *et al.* 1981) lo que pone de manifiesto que al igual que para los isótopos del oxígeno el *efecto vital* es un factor que controla esta razón isotópica.

Por otra parte, se ha observado que existe una relación entre el contenido en materia orgánica del agua de los océanos y el $\delta^{13}\text{C}$, así un alto contenido en materia orgánica conlleva una disminución del $\delta^{13}\text{C}$ en los sedimentos carbonatados que se depositan. Los conocidos episodios anóxicos, caracterizados por el alto contenido de materia orgánica, se corresponden con episodios mínimos en el $\delta^{13}\text{C}$ (Letolle y Pomerol, 1980; Jenkyns y Clayton, 1986).

De reciente interés, es el paralelismo que existe entre las curvas de variación del $\delta^{13}\text{C}$ de muestras carbonatadas y las curvas de cambios relativos del nivel del mar, de manera que se podría pensar que al menos en parte los cambios del $\delta^{13}\text{C}$ puedan estar controlados por las variaciones relativas del nivel del mar. Broecker (1982) y Renard (1987) ponen de manifiesto que en los periodos de nivel del mar alto, la superficie continental y la biomasa continental se reducen lo que conlleva una reducción en los aportes nutritivos de procedencia continental a los océanos que trae consigo un descenso en el $\delta^{13}\text{C}$. Por el contrario, en los momentos de nivel del mar bajo, la biomasa continental aumenta y con ello los aportes nutritivos desde el continente al océano, con lo cual se produce un aumento en el $\delta^{13}\text{C}$. En definitiva una transgresión quedará reflejada en cambios positivos del $\delta^{13}\text{C}$, mientras que una regresión lo hará con cambios negativos.

Otro fenómeno de gran interés lo constituyen las variaciones de $\delta^{13}\text{C}$ en materiales carbonatados de origen continental (travertinos y calcretas) ya que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en estos materiales va a depender del tipo de vegetación dominante y existente en el medio durante su formación, con lo cual es posible poder deducir aspectos paleoclimáticos (Wright y Tucker, 1991).

1.2.3.3.- Modificaciones de las razones isotópicas durante la diagénesis

Los materiales carbonatados pueden verse afectados por los procesos que tienen lugar después de su depósito. Este tipo de procesos diagenéticos que fundamentalmente, son cementaciones, reemplazamientos y recristalizaciones, pueden dar lugar a modificaciones que afectan a los rasgos geoquímicos de los materiales y en general quedan registrados en la composición isotópica, en los rasgos de carácter petrológico y en la composición química de los mismos.

Las rocas carbonatadas se caracterizan por conservar magníficamente la señal isotópica, el principal problema que presentan es que la mayoría de los carbonatos depositados están formados por fases minerales metaestables, es decir con una menor estabilidad mineralógica, (aragonito y calcita alta magnesia) las cuales pasan a fases más estables (calcita baja magnesia) que conllevan cambios isotópicos (Turner *et al.*, 1986).

O'Neil (1987) pone de manifiesto que como regla general se puede decir que un material carbonatado puede ser utilizado con fines paleoclimáticos cuando los minerales que lo componen son por una parte de aragonito, ya que lógicamente no habrán sufrido alteraciones que hayan ocasionado su transformación a calcita mineral de fase más estable. Así mismo, la calcita baja magnesia es más estable que la alta magnesia, es por tanto conveniente utilizar conchas de organismos, por ejemplo braquiópodos, que depositan su concha en la fase más estable. Se ha demostrado que para un conjunto de muestras carbonatadas de una formación de la misma edad, los materiales más ricos en $\delta^{18}\text{O}$ son los que mejor han retenido su composición isotópica original, puesto que los procesos secundarios como la diagénesis meteórica y la de enterramiento conducen a valores más ligeros en $\delta^{18}\text{O}$.

1.2.3.4.- Interés del estudio isotópico en carbonatos

La variabilidad isotópica en la mayor parte de los carbonatos marinos y continentales está controlada por dos importantes reservorios de carbono: el CO_2 atmosférico y la materia orgánica. En el contexto del ciclo del carbono, las entradas de este elemento en el agua del mar se deben a los

aportes debidos a la disolución de carbonatos continentales o marinos, así como a la oxidación de la materia orgánica propia y la transportada por los ríos. Por otra parte, la composición isotópica del carbono disuelto en el mar está influenciada por los cambios climáticos globales, ya que la presión parcial del CO_2 atmosférico influye en el fraccionamiento isotópico con el carbono disuelto en los océanos de ahí que aspectos tan interesantes como el efecto invernadero ocurridos en diferentes periodos de la historia geológica puedan quedar registrados en la señal isotópica del carbono (Shackleton *et al.*, 1983; Berner, 1990).

Los carbonatos precipitados en medios continentales influenciados sólo por el CO_2 atmosférico tendrán valores isotópicos en carbono similares a los marinos (-1 a +4 ‰), sin embargo, en la mayor parte de los casos el carbono, muy ligero, deriva total o parcialmente de la descomposición de plantas por lo que su composición isotópica tendrá valores que oscilan entre -5 y -15 ‰ (Hudson, 1977), pudiéndose determinar el tipo de vegetación predominante que ha sido la fuente del carbono (Deines, 1980; Cerling, 1984).

Durante la fotosíntesis las plantas toman el carbono del CO_2 atmosférico y de las aguas superficiales, y lo fijan formando parte integrante de moléculas orgánicas complejas. La fijación del carbono puede producirse según dos ciclos fotosintéticos: a) ciclo de Calvin-Benson, mediante este ciclo realizan la fotosíntesis las plantas tipo C_3 por la acción de la enzima ribulosa difosfato carboxilasa (RUBISCO); b) ciclo de Hatch-Slack, mediante este ciclo realizan la fotosíntesis las plantas tipo C_4 por acción de la enzima fosfoenolpiruvato carboxilasa (PEPC). Existe un tercer ciclo fotosintético para las plantas de la familia *Crassulaceae* denominadas plantas CAM (*Crassulacean acid metabolism*). Este tercer ciclo puede considerarse intermedio entre los dos anteriores ya que estas plantas para realizar su fotosíntesis necesitan la intervención de las dos enzimas mencionadas anteriormente (RUBISCO y PEPC), de este modo las plantas CAM durante la noche fijan el CO_2 mediante el ciclo fotosintético de Hatch-Slack mientras que durante el día lo hacen mediante el ciclo C_3 (Bowen, 1990). Los valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ de las plantas tipo C_3 varían entre -25 a -28‰, y los de las plantas tipo C_4 entre -12 a -14‰. Las plantas CAM presentan valores isotópicos intermedios entre las C_3 y las C_4 (Bowen, 1990).

Otra fuente de carbono en medios continentales es la disolución de materiales carbonatados, con valores de $\delta^{13}\text{C}$ mucho más positivos que la materia orgánica o el CO_2 atmosférico. Así, se han descrito valores de $\delta^{13}\text{C}$ altos para travertinos y rellenos fisurales en los que el carbono procede mayoritariamente de la disolución de rocas calizas.

La composición isotópica del agua de lluvia de cada lugar, está determinada por factores climáticos y geográficos, tales como, su latitud, temperatura, estación del año, altura, distancia a la costa, etc. (Gonfiantini *et al.*, 1963; Dansgaard, 1964; Dansgaard *et al.*, 1973). Fundamentalmente, son los procesos de evaporación-condensación e intercambio isotópico los que condicionan la composición isotópica de las aguas de precipitación (Craig, 1961; Dansgaard, 1961). Estos procesos son la razón principal de que el ciclo del agua se compare con una columna de destilación, en la que el reservorio lo formarían los océanos, y los polos constituirían los estadios más altos de la columna.

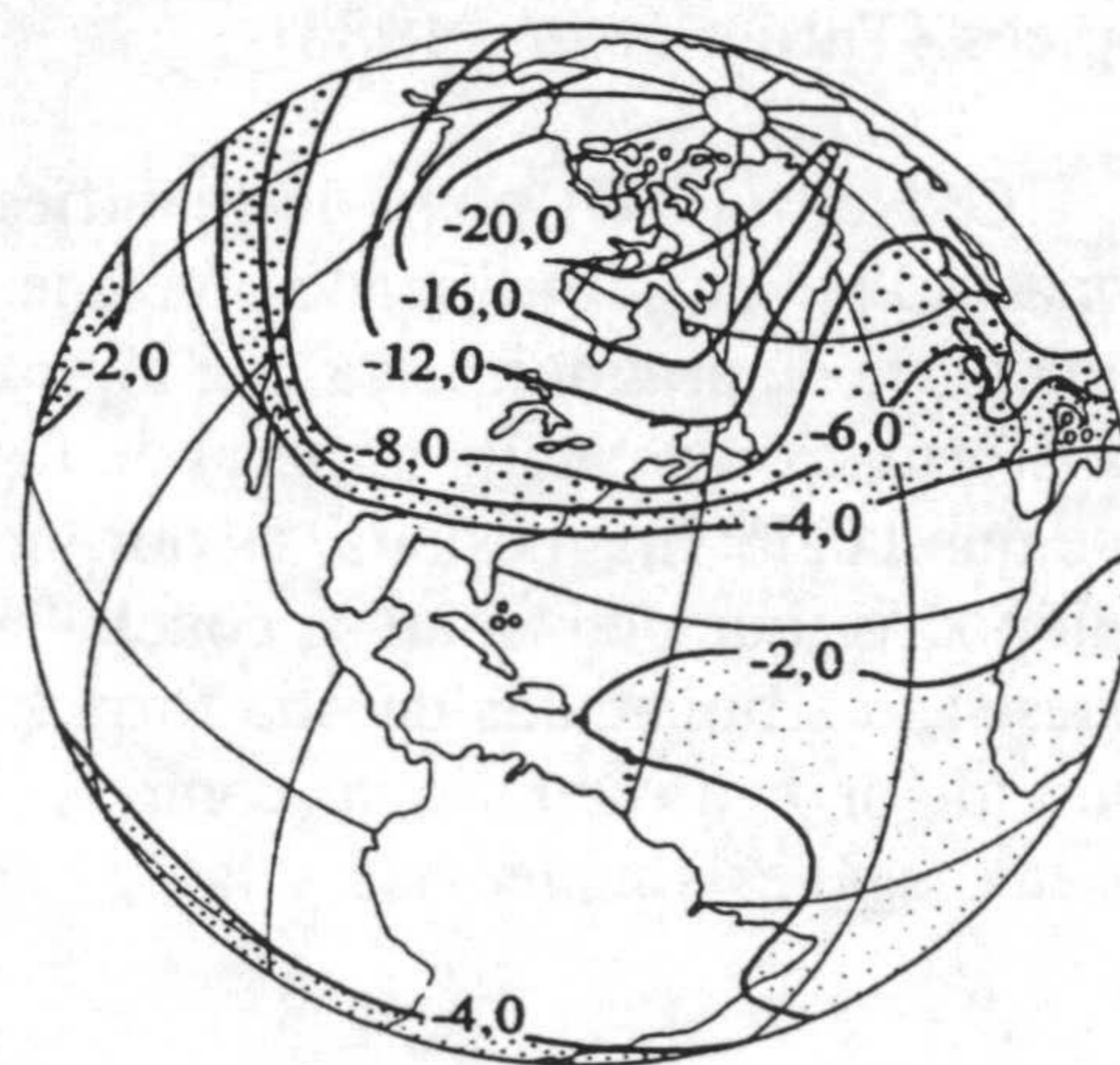


Figura 5.- Distribución de la composición media anual de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de aguas meteóricas a nivel mundial. (Yurtsever, 1976).

Esta situación explica muy resumidamente los fraccionamientos del agua en el ciclo meteorológico, de manera que efectivamente la mayor parte de las masas nubosas se producen por evaporación del agua oceánica, lo que ocasiona una salida preferencial de las moléculas más ligeras (^{16}O) incrementándose la fase líquida en moléculas pesadas, es decir, se enriquece en isótopos pesados (^{18}O) (Craig, 1961). La composición isotópica del oxígeno de las aguas meteóricas cubre un intervalo muy amplio de valores que puede oscilar desde +5 ‰ en cuencas sujetas a fuertes evaporaciones hasta valores tan ligeros como -55‰ típicas de altas latitudes (Craig, 1961; Dansgaard, 1964). Esto se debe a que la mayor parte de las masas nubosas tienen su origen en evaporaciones de agua oceánica que son transportadas desde las zonas ecuatoriales hacia zonas de mayores latitudes, dando lugar a valores del agua de lluvia cada vez más ligeros (valores de $\delta^{18}\text{O}$ más negativos). Por otra parte, la composición isotópica de las aguas de lluvia se correlaciona muy bien con las temperaturas medias superficiales (Dansgaard, 1964) de ahí su interés como indicador de paleotemperaturas. Además, la correlación existente entre la composición isotópica de las aguas de lluvia y la latitud hace que el estudio de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de carbonatos continentales pueda ser utilizado como indicador de paleolatitud (Hays y Grossman, 1991). Sin embargo, las aguas marinas se sitúan en un estrecho intervalo composicional próximo al 0‰(SMOW), y con variaciones, entre periodos glaciares e interglaciares, menores al 1,2 ‰. Todo esto hace que los carbonatos marinos tengan composiciones cercanas a 0‰(PDB) frente a la gran amplitud de valores de los carbonatos de origen continental. En la figura 5 se puede observar la distribución de los valores isotópicos del oxígeno de las aguas meteóricas a nivel mundial (Tucker y Wright 1990).

Así pues, el estudio de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de los carbonatos resulta de gran interés no sólo para conocer las temperaturas a las que han precipitado, sino también para conocer la procedencia del carbono y poder llegar a saber el origen continental o marino de los materiales estudiados.

1.3.- OBJETIVOS

A partir del planteamiento general (apartado 1.1) y de las cuestiones teóricas (apartado 1.2) se pueden extraer unos objetivos concretos, que son los que se han pretendido alcanzar con esta Tesis Doctoral.

El primero de los objetivos consiste en estudiar problemas geológicos y sedimentológicos utilizando como herramienta la geoquímica sedimentaria para su posible resolución. En todo caso ha habido un planteamiento geológico y sedimentológico con el estudio exhaustivo de los materiales con técnicas usuales de la Estratigrafía, la Sedimentología y la Petrología sedimentaria, en el campo y en el laboratorio. Se ha procurado que la elección de las técnicas geoquímicas a utilizar haya sido la más adecuada en función de los datos necesarios para la solución de cada problema concreto.

El segundo objetivo ha sido el que la autora adquiera un conocimiento detallado y, en la medida de lo posible, un dominio de las diferentes técnicas analíticas (se detallan en el capítulo siguiente), que permita valorar las dificultades de cada una de ellas, el carácter complementario de otras y su utilidad en función del tipo de problema planteado.

El tercer objetivo ha sido intentar adquirir, a partir de una formación geológica previa (e incluso intentando reforzar ésta), una formación básica en geoquímica isotópica que facilite la interpretación más correcta posible de los datos obtenidos. Para ello se ha realizado una exhaustiva revisión bibliográfica, recopilación de trabajos, ordenamiento temático de los mismos y estudio detallado de gran parte de ellos.

El cuarto objetivo ha sido la resolución parcial de cada uno de los problemas geológicos

abordados, en los que han variado la ubicación de las áreas de muestreo y el contexto geológico. En todos ellos sin embargo, hay un hilo conductor que se trata de estudiar materiales que han podido depositarse en etapas de emersión de una región y permita disponer de criterios de diagnóstico de dichas etapas de emersión.

El quinto objetivo ha sido el obtener unas conclusiones generales a partir de los diferentes temas tratados, en especial encaminadas a proponer unos criterios geoquímicos, que junto con otros geomorfológicos, sedimentológicos y estratigráficos permitan detectar en otras áreas y contextos depósitos en fases de emersión. Como objetivos parciales de éste se consideran los cuatro siguientes:

- a.- Reconocimiento geoquímico de materiales carbonatados continentales (travertinos, espeleotemas actuales y antiguos).
- b.- Reconocimiento geoquímico de los efectos que producen las entradas de aguas dulces sobre materiales afectados por emersiones temporales.
- c.- Reconocimiento de las posibles modificaciones diagenéticas que puedan enmascarar los valores geoquímicos.
- d.- Reconocimiento geoquímico de la ciclicidad en secuencias somerizantes.

1.4.- AGRADECIMIENTOS

Aquí, y espero que sin olvidar a nadie, me gustaría expresar mi más sincero agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones que han colaborado y que han hecho posible la realización de esta Tesis Doctoral.

En primer lugar manifiesto mi gratitud a los profesores Dres. D.Juan Antonio Vera Torres y D.Emilio Reyes Camacho, directores de este trabajo y a los que debo mi vocación por el tema de Geoquímica Sedimentaria, así como la iniciación en este campo de investigación. De ellos recibí un total apoyo, sugerencias, orientaciones y críticas, imprescindibles para llevar a cabo esta investigación. Tanto sus ideas como su trabajo personal son origen de gran parte de lo que se expone en las siguientes páginas.

Especialmente, me gustaría resaltar la labor de D.Juan Antonio Vera por haber confiado en mí desde el primer momento. El es el principal artífice de mi presencia e incorporación al Laboratorio de Isótopos Estables de la Estación Experimental del Zaidín, él me introdujo en este tema contagiándome su entusiasmo por esta materia, y dedicándome gran parte de su tiempo. Por otra parte, en la mayor parte de los casos las salidas al campo para la toma del material necesario las realicé junto al equipo del Prof. J.A.Vera. con los que compartí estupendas jornadas de campo.

Al Prof.Dr.D.José Linares González por su gran amabilidad y siempre buena disposición ante cualquier problema que pudiera surgir. El puso a mi alcance material bibliográfico existente en el departamento, y personalmente siempre se interesó expresamente por el tema objeto de estudio en esta tesis, animándome y prestándome ayuda en la resolución de problemas geoquímicos mediante la realización de estudios matemáticos y cálculos estadísticos.

A mi lado siempre tuve el apoyo incondicional de la Dra. D^a Emilia Caballero Mesa, con quién compartí varias jornadas de campo, y con la que aprendí numerosos conceptos y técnicas de la química analítica de laboratorio. Sus consejos sobre la metodología química a seguir siempre fueron

fructíferos.

El Dr. D. Francisco Huertas siempre con su buena disposición y su carácter amable puso a mi disposición los materiales y las técnicas necesarias para llevar a cabo los análisis químicos elementales.

Al Dr. D. Ramón Más Mayoral, del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid, que con su amabilidad y buena disposición ha sabido iniciarme en la técnica de catodoluminiscencia, así como por su ayuda prestada a la hora de realizar las interpretaciones.

El profesor Dr.D. Luis Pomar Gomá, del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de las Islas Baleares puso a mi alcance el material necesario para el estudio de los espeleotemas antiguos y actuales existentes en las cuevas mallorquinas. Con él compartí varias jornadas de campo inmejorables, así como varios días intensos de estudio petrográfico en lámina delgada de estos materiales mediante el microscopio normal y microscopía de barrido. Sus comentarios y discusión siempre fueron muy interesantes quedando reflejados en el capítulo que se dedica a los espeleotemas cuaternarios.

No puedo olvidar la gran amabilidad y disposición de los profesores Dres. D.Ramón Alcántara y D.Juan Llamas de la E.T.S. de Ingenieros de Minas (Madrid) con quienes realicé la medida de materia orgánica mediante el proceso de pirólisis de *Rock-Eval* en varias muestras.

Al Dr.D.José M^a Ugidos Meana, director del Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca y al Dr.D.Clemente Recio de dicho laboratorio, con quienes compartí varios días de trabajo realizando un gran número de determinaciones de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ utilizando el sistema automático, de medida en carbonatos, que presenta acoplado el espectrómetro de masas.

Al Prof. Dr.D.Maurice Renard del Departement de Géologie Sédimentarie de la Université Pierre et Marie Curie de París donde realicé una estancia para discutir los datos geoquímicos obtenidos sobre este tipo de materiales. Sus comentarios y sugerencias fueron muy interesantes.

A los Servicios Técnicos de la Universidad de Granada, en especial a D.Miguel Angel Hidalgo con quién pude compartí largas jornadas de trabajo durante el estudio en varias muestras seleccionadas de los elementos traza utilizando para ello la microsonda electrónica.

Con los profesores Dres. D.Pedro Alejandro Ruiz-Ortiz y D.José Miguel Molina Cámara, del Departamento de Geología de la Universidad de Jaén, compartí inmejorables jornadas de campo formando parte del equipo del profesor J.A.Vera. El profesor Dr. D.Manuel García-Hernández del Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Granada puso a mi alcance gran información sobre la estratigrafía y paleogeografía de la Unidad de Sierra Gorda, así como de las facies mareales de edad Purbeck del Prebético, con él compartí también algunos días de campo muy agradables. Al profesor Dr. D.Agustín Martín-Algarra del Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Granada quién puso a mi disposición las muestras de paleokarst de la Unidad de la Almola.

A todos mis compañeros del laboratorio Antonio Delgado, Rafael Nuñez y Loli Mirasol con quienes he tenido la posibilidad de compartir muchos días de trabajo. No puedo olvidar al resto de los componentes del Dpto. de Ciencias de la Tierra y Química Ambiental, especialmente quisiera resaltar la labor de D.Juan Rodríguez Robledo tanto por su apoyo humano como por la realización con gran esmero y cuidadosa de los diagramas de rayos-X de las muestras aquí estudiadas. Asimismo, a D^aM^a Teresa Martín-Vivaldi por su desinteresada ayuda y por la elaboración de gran parte de las tablas que se incluyen en esta memoria, a M^a Carmen Linares y a los Dres. D^a Josefa Capel,

D.Javier Cuadros, D.Javier Huertas, D^a Esperanza Romero, D.Enrique Barahona y D.José Luis Guardiola.

En estas últimas líneas quisiera recordar a mis compañeros de curso José Manuel Castro Jiménez, Bartolomé Andreo Navarro y Vicente López Sánchez-Vizcaíno por sus ánimos y alicientes recibidos.

Por último, agradezco la gran ayuda y paciencia de toda mi familia con la cual he contado en todo momento haciéndome más fácil y llevadera la realización de esta Tesis.

Este trabajo se inició gracias a la concesión de una beca de Formación de Personal Investigador de la Junta de Andalucía (1991).

Finalmente, quisiera dedicar unas últimas líneas para agradecer la labor de todas aquellas personas que de forma menos directa han colaborado en la realización de este trabajo de investigación.

2.- METODOLOGIA

La metodología seguida en este estudio ha comprendido tres fases: en la primera fase se procedió a una revisión y recopilación bibliográfica, bastante exhaustiva, abordándose con ella los siguientes aspectos: 1) trabajos sobre metodología de análisis geoquímico, 2) trabajos doctrinales sobre la interpretación de los datos geoquímicos, 3) estudios sobre materiales similares en otras regiones, 4) recopilación de la información existente sobre la geología de la región estudiada para realizar la selección de las áreas y de los materiales a muestrear.

La segunda fase desarrollada fue la de geología de campo con la finalidad de seleccionar las áreas idóneas para el levantamiento de perfiles estratigráficos y para realizar los muestreos. En cada zona seleccionada se procedió a un estudio detallado con la combinación de las técnicas geológicas convencionales (cartografía geológica, selección de áreas de interés y fotogeología), y las técnicas estratigráficas más usuales (delimitación de unidades estratigráficas, asociaciones de facies y levantamiento de secciones y perfiles estratigráficos).

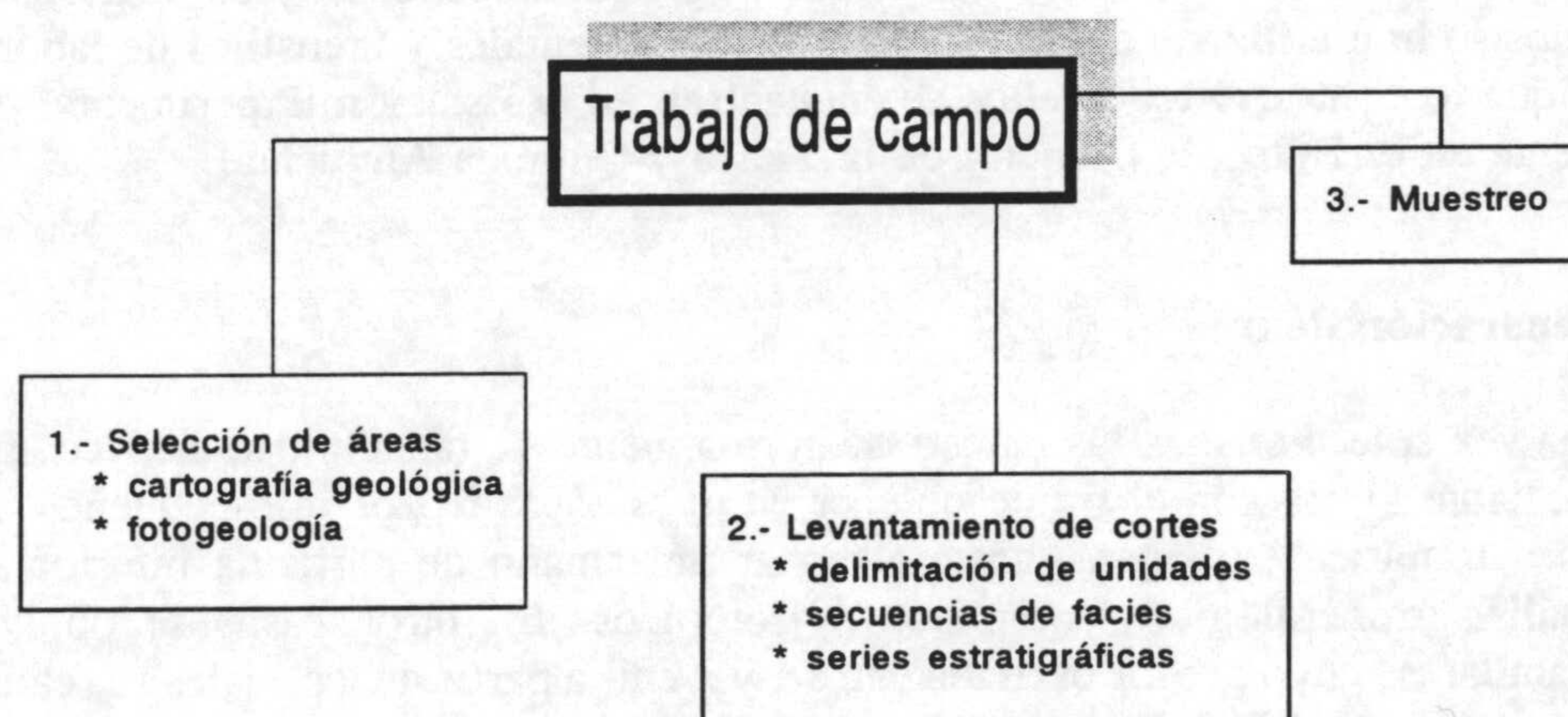


Figura 6.- Esquema de la metodología seguida durante el trabajo realizado en las campañas de campo.

La tercera fase engloba los métodos y técnicas de laboratorio necesarios para llevar a cabo los estudios geoquímicos. En todos los casos la técnica empleada ha requerido una etapa inicial de preparación de la muestras y otra de tratamiento en el equipo de medida. En el laboratorio se ha realizado el muestreo de los bloques recogidos en el campo seleccionándose las muestras más apropiadas para los diferentes estudios. Generalmente, las muestras fueron cortadas según secciones tabulares de aproximadamente 1 ó 2 cm de espesor con el fin de realizar sobre ellas la toma de muestras de detalle para los estudios isotópicos. También se han realizado láminas delgadas para la

observación, al microscopio, de las características microtexturales.

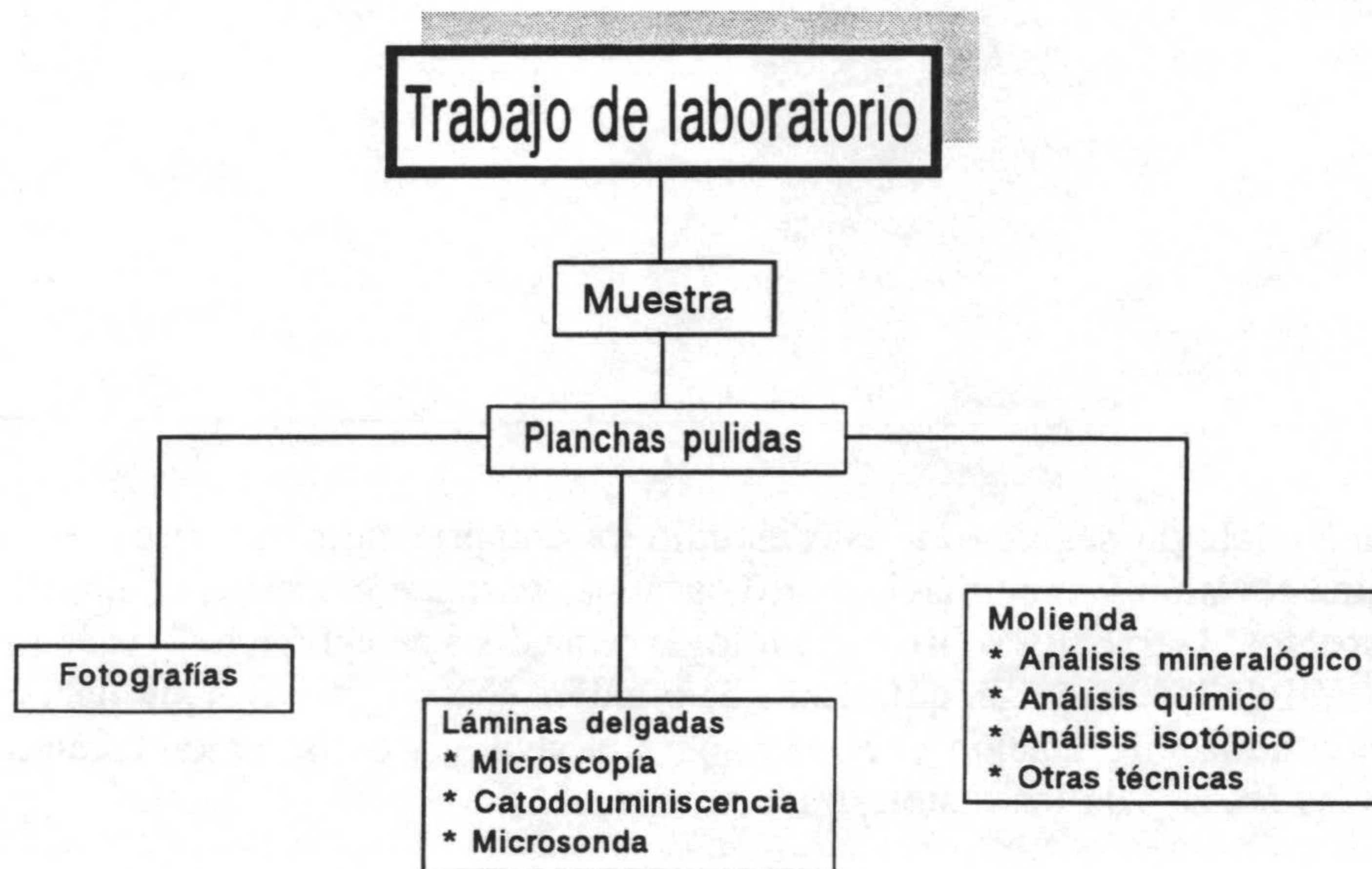


Figura 7.- Esquema de la metodología seguida durante los análisis llevados a cabo en el laboratorio

2.1.- GEOQUIMICA DE CARBONATOS

Para poder llevar a cabo los estudios geoquímicos sobre los materiales carbonatados seleccionados se han utilizado diversos aparatos instrumentales y utensilios de laboratorio que salvo que se indique lo contrario todos ellos se encuentran en la Estación Experimental del Zaidín y más concretamente en el Dpto. de Ciencias de la Tierra y Química Ambiental.

2.1.1.- Preparación de muestras

Una vez seleccionadas las muestras, normalmente de tamaño decimétrico, fueron sometidas a cortes mediante sierra con el fin de obtener en unos casos trozos más pequeños que se molieron, en mortero automático de ágata, hasta alcanzar un tamaño de partícula inferior a 0,05 mm para realizar análisis mineralógicos, químicos e isotópicos. En otros casos se obtuvieron cortes en secciones tabulares, cuyo grosor oscilaba entre 1 y 2 cm, a partir de las cuales se realizaron muestreos puntuales mediante un taladro que permite obtener los miligramos necesarios (10 a 15 mgr) para los análisis isotópicos, y láminas delgadas especialmente pulidas sobre las que se hicieron diferentes estudios.

2.1.2.- Estudio mineralógico

El análisis mineralógico de las muestras se ha realizado con un difractor de rayos X Philips PW 1730 equipado con contador de centelleo y sistema de discriminación de altura de impulsos. Las condiciones de trabajo han sido: tensión 35 Kv, intensidad 40 mA, anticátodo de cobre, cristal monocromador de grafito para eliminar la radiación de fondo, rendija de divergencia 1°, rendija de recepción 0,1°, velocidad de exploración 2°/min, sensibilidad 10³, y constante de tiempo

con valor de 1.

El estudio de las muestras se efectuó sobre un portamuestras plano, obteniendo diagramas de polvo desde 2° a 65° de 2θ . Sobre los diagramas resultantes se realizaron los análisis semicuantitativos de los minerales presentes en cada muestra. Para ello, se midieron las áreas de los picos diagnósticos de los minerales y se corrigieron por sus factores reflectantes correspondientes (Schultz, 1964).

La composición mineralógica de los residuos insolubles obtenidos se determinó siguiendo la técnica del agregado orientado (A.O.), de forma que se procede a la sedimentación y secado de la suspensión de residuo insoluble en una placa de vidrio. El estudio semicuantitativo se realiza de igual modo que el indicado anteriormente para los diagramas de muestra total. En algunos casos se ha utilizado la técnica del agregado orientado solvatado con etilen-glicol (A.O. + E.G.) con el fin de caracterizar los minerales de las arcillas hinchables (esmectitas, interestratificados), para ello los agregados, en atmósfera de etilen-glicol, se introducen en una estufa a 60°C durante 48h.

2.1.3.- Análisis químicos

En cualquier análisis químico de un sedimento o roca sedimentaria hay que considerar tanto los componentes mayoritarios como los minoritarios. Evidentemente, los métodos analíticos empleados han sido diferentes, dependiendo tanto de la naturaleza del material estudiado como de la abundancia de los elementos analizados.

Antes de proceder a la aplicación de las técnicas de determinación de los diferentes componentes químicos de las muestras es necesario realizar un tratamiento previo de las mismas, de manera que se procede a un ataque ácido mediante CIH que permite obtener de una parte, una solución sobre la cual se determinaran los diferentes elementos, y de otra un residuo insoluble que posteriormente es recogido y estudiada su composición mineralógica. Para realizar dicho ataque, se utilizaron vasos de 100 ml, previamente lavados con CIH y agua destilada en los que se vertieron 0,5 gramos de muestra y 20 ml de agua destilada. Estos vasos cubiertos con un vidrio de reloj se calientan en una placa calefactora a unos 50°C , y con intervalos de unos 15 minutos se les añade CIH (1:1) gota a gota hasta un total de 4 ó 5 ml. Una vez atacado el carbonato se añade un pequeño exceso de CIH y se deja reposar al menos una hora. A continuación, la solución se filtra con papel de filtro Whatman, y se lleva a matraces aforados de 100 ml. Sobre estas soluciones se determinaran el contenido en elementos traza y contenido en calcio mediante las técnicas que se detallan en las páginas siguientes.

Los filtros en los que ha quedado recogido el residuo insoluble se secan a 120°C . Una vez separado el residuo éste se estudiará por difracción de Rayos X mediante el método del agregado orientado.

2.1.3.1.- Determinación de calcio

La determinación de calcio se ha realizado con el método de Shapiro y Brannock (1962), utilizando un Mettler Memotitrator DL40RC. Para ello se tomaron 5 ml de solución problema a los que se le adicionaron 10 ml de ácido tartárico al 2%, 15 ml de glicerol (1:1), 15 ml de KOH (4N), agua destilada y unas gotas de indicador negro de eriocromo T.

2.1.3.2.- Determinación de hierro

La determinación de hierro se ha llevado a cabo por colorimetría (Shapiro y Brannock, 1962),

utilizando un Espectrofotómetro Perkin- Elmer Lambda 3B. El método se basa en el desarrollo de un color naranja con orto-fenantrolina, después de haber reducido el hierro con clorhidrato de hidroxilamina en medio tamponado con citrato sódico. De cada solución problema se tomaron 10 ml y se le adicionaron los siguientes reactivos: clorhidrato de hidroxilamina al 10%, orto-fenantrolina al 0,1% y citrato sódico al 10%.

2.1.3.3.- Determinación de magnesio, estroncio y manganeso

Para la determinación de estos elementos, existentes en las muestras como trazas, se utilizó la espectrometría de Absorción Atómica (Perkin-Elmer modelo 1100B). En primer lugar se prepararon los patrones correspondientes de magnesio, estroncio y manganeso, así como tres soluciones diluyentes para disminuir la concentración de estos elementos en las soluciones problema preparadas. La precisión analítica fue menor del 3% (muestras por triplicado).

Esta técnica también fue empleada en el Laboratorio del Dpto. de Geología Sedimentaria de la Universidad de París, utilizando un aparato de las mismas características. En este caso dado que dicho laboratorio realiza un gran número de análisis al día el proceso se agiliza con la utilización de pipetas automáticas que agilizan el tiempo empleado en llevar a cabo las determinaciones.

2.1.3.4.- Determinación de materia orgánica

Se ha realizado utilizando la metodología publicada por la Comisión de Métodos Analíticos del Instituto Nacional de Edafología y Agrobiología "José M^a Albareda" 1973, la cual está basada en el método de Walkley (1947) y Schollenberger (1945). Se toman 2 gramos de muestra a los que se les añade los siguientes reactivos: 5 ml de dicromato potásico, 200 ml de agua destilada, 10 ml de ácido sulfúrico concentrado, 5 ml de ácido fosfórico y unos 5 ml de indicador difenilamina. Finalmente, se procede a la valoración del dicromato potásico con sulfato ferroso amónico. Con los datos obtenidos se realiza el siguiente cálculo:

$$(b \times 0.67)/\text{peso muestra (grs)} = \% \text{ Materia orgánica}$$

siendo b la diferencia entre los ml de dicromato potásico y los ml de sulfato ferroso amónico gastados para la valoración de cada muestra.

Otro método usado para evaluar la cantidad y estado de la materia orgánica es el proceso de *Rock-Eval*. Este método desarrollado por Espitalié *et al.* (1977) está basado en un proceso de pirólisis o combustión de la muestra seguido de un proceso de oxidación. El H₂ y CO₂ desprendido durante estos procesos es analizado y cuantificado en un microprocesador.

Los análisis se realizaron en la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de la Universidad Politécnica de Madrid y el modelo utilizado fue un "*Oil Show Analyser*". La cantidad de muestra necesaria para cada uno de los análisis oscilaba entre 50 y 100 mg.

2.1.4.- Otras técnicas

2.1.4.1.- Espectrometría de infrarrojos

El estudio de infrarrojos se ha realizado con un Espectrofotómetro de Infrarrojos modelo ZEISS (IMR16) 4000-625 cm⁻¹. Las muestras molidas se desecaron en una estufa a 110°C durante un mínimo de dos horas. Transcurrido este tiempo las muestras se conservan en un desecador y se toma 1 mgr de cada muestra, el cual se mezcla con 100 mgr de BrK. Haciendo una pasta homogénea

que se lleva a una prensa hidráulica donde la muestra es sometida a una presión de 12 Tm, obteniéndose una pastilla que se introduce en el aparato de infrarrojos para su análisis.

2.1.4.2.- Microsonda electrónica

Otro método para realizar el estudio de elementos traza en muestras carbonatadas lo constituye la microsonda electrónica. Este estudio requiere láminas pulidas, especialmente elaboradas, de forma que deben presentar una composición homogénea dentro del volumen irradiado por el haz de electrones, y estar cubiertas por una fina capa de material conductor (comúnmente carbono) que impida un excesivo calentamiento de la zona de impacto.

La microsonda utilizada ha sido una CAMECA SX50 de los Servicios Técnicos de la Universidad de Granada. Las condiciones de trabajo fueron: voltaje de aceleración 20 Kv, corriente del haz 20 μ A, diámetro del haz 10 μ m y una distancia entre cada punto analizado de 100 μ m. Los límites de detección oscilaron entre 50 y 100 ppm, dependiendo del elemento.

2.1.4.3.- Catodoluminiscencia

Este estudio se realiza también sobre láminas delgadas y se ha llevado a cabo en el Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid. El equipo utilizado fue un luminoscopio de la marca Technosyn modelo 8200 MKII, montado sobre un microscopio Nikon modelo Labophot. Las condiciones de trabajo necesarias fueron: un vacío entre 0,05-0,01 Torr, un voltaje de 12 y 15 Kv, y una intensidad comprendida entre 380-290 microamperios.

Este equipo produce un bombardeo de electrones sobre la lámina delgada. La energía absorbida por algunos materiales es emitida como energía luminosa, mostrando una coloración que en el caso de las calcitas va desde el rojo al amarillo, pasando por el naranja (Mas, 1988). Unas calcitas son luminiscentes y otras no, debido fundamentalmente al contenido en elementos minoritarios (Mn, Fe, Co, Ni y tierras raras) los cuales en unos casos actúan de activadores del color y en otros de inhibidores.

2.1.4.4.- Microscopía electrónica de barrido

Cuando un haz de electrones acelerado incide sobre una muestra se produce una interacción entre éste y los átomos de la preparación originándose una serie de señales que pueden ser utilizadas para obtener imágenes y para realizar análisis químico-físicos. Este estudio ha sido realizado en los Servicios Técnicos de la Universidad de Granada. El equipo utilizado está constituido por un microscopio electrónico de barrido (SEM) Zeiss modelo DSM 950 dotado de diversos accesorios que permiten la realización de diversas técnicas microscópicas microanalíticas. Los modos de operación del DSM 950 son los siguientes:

- 1) microscopía electrónica de barrido convencional la cual permite visualizar mediante imágenes las preparaciones, utilizando para ello los electrones secundarios.
- 2) visualización de la muestra mediante contraste del número atómico, para ello se emplean los electrones retrodispersados.
- 3) análisis cualitativo y cuantitativo de la composición química de una determinada muestra utilizando para ello la energía dispersiva de rayos X. También es posible obtener información sobre la distribución de los elementos en la muestra.

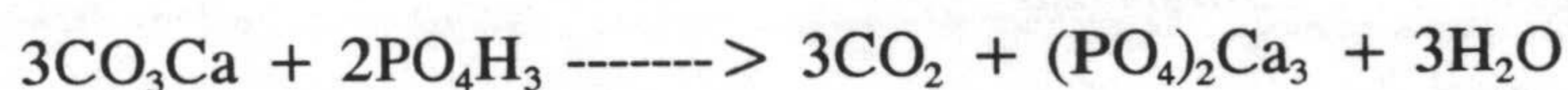
2.2.- GEOQUIMICA ISOTOPICA: PROCEDIMIENTO ANALITICO

El análisis de isótopos estables está basado en la medida de las razones isotópicas de un elemento en un determinado compuesto. Los distintos isótopos son separados, ionizando la muestra previamente, en función de sus diferentes masas mediante la acción de un campo magnético existente en el equipo de medida utilizado. Debido a que tanto las abundancias isotópicas, como los valores absolutos de los isótopos menores no pueden ser determinados con la suficiente exactitud para los propósitos geoquímicos, no se utilizan los valores absolutos sino las diferencias relativas en las razones isotópicas, para esto las medidas se realizan siempre frente a una muestra patrón de composición perfectamente conocida.

La mayor parte de los análisis isotópicos, tanto de las muestras carbonatadas como de las aguas, se han realizado en el Laboratorio de Isótopos Estables del Departamento de Ciencias de la Tierra y Química Ambiental de la Estación Experimental del Zaidín empleando los diferentes sistemas de preparación de las muestras y midiendo los gases obtenidos en el espectrómetro de masas, de dicho laboratorio, Finnigan-Mat 251. Las precisiones analíticas fueron de 0,1‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y de 0,05‰ para el $\delta^{13}\text{C}$. Se ha utilizado también el Servicio General de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, para realizar algunas determinaciones sobre muestras carbonatadas. En este caso y para poder llevar a cabo los análisis la técnica empleada varía de la anteriormente descrita, ya que el propio espectrómetro de masas (Isogas SIRA-II) tiene incorporado un sistema automático para la determinación del CO_2 producido en la reacción con ácido ortofosfórico a 90°C de las muestras carbonatadas. En este caso las cantidades de muestra de partida oscilaron entre 0,5 y 1,5 mg.

2.2.1.- Determinación de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en carbonatos

Las medidas de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se realizan simultáneamente sobre rocas carbonatadas. La técnica está basada en la transformación de las muestras (previamente molidas) en los gases idóneos para realizar la determinación isotópica. Las medidas se realizan sobre las muestras de carbonato total, utilizando para ello una pequeña cantidad de muestra aproximadamente de unos 10 a 15 mg (McCrea, 1950) la cual es sometida bajo vacío y a una temperatura de 25°C en un baño isotérmico a un ataque mediante ácido ortofosfórico ultrapuro (3cc) durante unas doce horas produciéndose la reacción siguiente:



Si la reacción ha sido cuantitativa, la composición isotópica del carbonato obtenida será la correcta puesto que no habrá ninguna otra molécula de carbono con la que haya podido intercambiarse, y por otra parte el oxígeno del carbonato debe estar en forma cuantitativa formando parte del CO_2 obtenido. Sin embargo, hay que tener en cuenta que este oxígeno será también el que forme parte del agua que se origina en la reacción, luego será imprescindible que los oxígenos del CO_2 y del H_2O se encuentren en equilibrio isotópico, por esta razón la reacción se realiza a 25°C y durante doce horas ya que en estas condiciones el factor de fraccionamiento entre los oxígenos de estas moléculas es perfectamente conocido.

En cuanto a la elección del ácido fosfórico como ácido de ataque (McCrea, 1950) hay que decir que se debe al hecho de que el ácido a utilizar debe formar sales que no interfieran en el proceso. Por otra parte, el ácido debe producir una reacción cuantitativa y estar exento de agua al 100% para evitar intercambios isotópicos entre el oxígeno del agua y el del ácido.

El CO_2 desprendido se extrae y se separa del resto de los productos secundarios en una rampa de vacío (10^{-4}mm de Hg) equipada con una serie de diversas trampas frías para su extracción y purificación. Posteriormente este CO_2 purificado se analiza en el espectrómetro de masas donde la

medida se efectúa comparativamente a un patrón interno preparado en las mismas condiciones. Durante la realización de las medidas se han utilizado patrones internos del laboratorio concretamente EEZ-1 (Reyes *et al.*, 1989) y Carrara, ambos mármoles muy puros, y procedentes el primero de Macael (España) y el segundo de Carrara (Italia). Los resultados obtenidos se expresan en relación con los patrones establecidos por Craig (1957), concretamente con respecto al PDB.

Para llevar a cabo los análisis en el Servicio General de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, no se precisa realizar la metodología expuesta anteriormente por lo que el proceso se acelera. En este caso, se pesa la cantidad de muestra precisa y una a una se sitúan sobre pequeñas cápsulas, que a su vez, se disponen en una rueda que consta de 45 perforaciones en las que se introducen dichas cápsulas. Esta rueda se introduce en el espectrómetro y automáticamente comienza el proceso de medida.

2.2.2.- Determinación de $\delta^{18}\text{O}$ en aguas

Esta técnica está basada en el equilibrio isotópico $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ según el método de Epstein y Mayeda (1953). El agua cuya composición isotópica se quiere determinar se introduce en un portamuestras (2 ml) con una cierta cantidad de CO_2 puro, y se mantiene a 25°C durante un tiempo de 12 horas. En estas condiciones, se producirá el intercambio isotópico entre el CO_2 y el agua, por lo tanto analizando las razones isotópicas del oxígeno de la fase gaseosa (CO_2) se conoce perfectamente el valor del $\delta^{18}\text{O}$ del agua. El sistema de trabajo en el laboratorio consta de dos rampas de vacío, una para la purificación, carga y dosificación del CO_2 , y otra para la extracción del CO_2 una vez alcanzado el equilibrio con el agua. En este caso, el patrón interno utilizado en laboratorio ha sido el EEZ-3 y EEZ-4 que son agua desionizada y agua de fusión de nieve de Sierra Nevada respectivamente.

3.- GEOQUIMICA DE TRAVERTINOS

3.1.- PLANTEAMIENTO

El término travertino deriva del nombre italiano *tivertino* antigua denominación latina de la ciudad de Tivoli, próxima a Roma. En Geología se utiliza el término travertino (sinónimo de toba calcárea) para denominar a "una roca sedimentaria calcárea continental con aspecto concrecional, más o menos vacuolar, de color blanco, gris o amarillento, groseramente estratificada, frecuentemente con estructuras fibrosas y concéntricas. Se forma por precipitación química rápida de carbonato cálcico a partir de aguas superficiales o subterráneas, relacionadas con fuentes (en especial las termales), en cursos de aguas poco profundas y en relación con pequeñas cascadas en las que la turbulencia de las aguas y la pérdida de CO₂ contribuye a dicha precipitación" (Bates y Jackson, 1987). Los travertinos actuales son ricos en aragonito, pero este mineral ha sido reemplazado por calcita en los antiguos. El aspecto cavernoso de los travertinos, se debe a la desaparición por fermentación de restos vegetales que han quedado envueltos por concreciones carbonatadas de origen bioquímico, en las que las algas azules juegan un papel importante. Muchos travertinos conservan abundantes impresiones de plantas, en especial de hojas, aunque en otros han desaparecido por fenómenos de precipitación y disolución. Algunos travertinos presentan sus vacuolas parcial o totalmente rellenas de calcitas esparíticas lo que le da una gran belleza al ser cortados, de ahí que se exploten como piedras ornamentales.

El término travertino es utilizado por algunos autores para incluir también a los depósitos calcíticos (o aragoníticos) de cuevas. Aquí se excluyen, y se aplica exclusivamente este término a depósitos superficiales, mientras que los precipitados en cuevas se consideran genéricamente espeleotemas. Los términos calcreta o caliche son sinónimos entre sí y se refieren a depósitos de carácter edáfico, por lo que son diferentes a los travertinos los cuales están relacionados con fuentes.

Cuando un agua que presenta una presión parcial de CO₂ alta (más elevada que la de la atmósfera) alcanza la superficie se produce una desgasificación de CO₂ provocando una progresiva sobresaturación de (CO₃H)₂ Ca. Esta sobresaturación se ve favorecida por el hecho de que en aguas continentales superficiales la concentración de Ca²⁺ es bastante elevada, con frecuencia excede 15ppm (Livingstone, 1963). Así, la desgasificación de CO₂ y el depósito de travertinos se produce simultáneamente, cuando la sobresaturación es suficientemente alta. Como el depósito de los travertinos depende fuertemente del escape de CO₂ cualquier fenómeno que favorezca la agitación de las aguas (cascadas, rápidos, etc.) favorecerá la acumulación de estos materiales.

La presencia de este tipo de materiales asociados al ambiente kárstico está condicionada principalmente por el hecho de que su formación tiene lugar junto a las surgencias hídricas de macizos carbonatados, también se detectan masas travertínicas en ríos (zonas de rápidos y cascadas). En relieves calizos, básicamente, estos materiales tienen una composición carbonatada (calcita o aragonito), y su génesis está íntimamente relacionada con los factores físicoquímicos y ambientales. Estos factores son: la temperatura, la disponibilidad hídrica, la concentración de CO₂, el pH y la

composición química. De estos cinco factores mencionados los tres primeros están condicionados por el clima existente en la zona, es por esta razón, por lo que su estudio puede aportar una información valiosa de carácter paleoclimático.

Durán *et al.* (1988) realizan una recopilación de 40 dataciones absolutas (de aportación propia y obtenidas bibliográficamente) de travertinos cuaternarios de los últimos 400.000 años procedentes de diversos puntos de la Península Ibérica y de Baleares. En dicho trabajo comparan los datos de edades absolutas recopilados con la curva paleoclimática dada por Shackleton y Opdyke (1973), y constatan que los episodios de máximo desarrollo de travertinos en la Península Ibérica y en Baleares coinciden con los estadios de paleoclima cálido.

Desde el punto de vista de la geoquímica isotópica un problema importante en los travertinos es el hecho de que durante su depósito difícilmente se alcanza el equilibrio isotópico debido sobre todo a efectos cinéticos. Así pues, si la velocidad de escape del CO₂ no es suficientemente lenta como para que se mantengan las condiciones de equilibrio químico e isotópico es posible que se produzca una eliminación preferencial de moléculas ligeras de CO₂ y en consecuencia el travertino tendría valores isotópicos más positivos de lo que correspondería de haberse depositado en condiciones de equilibrio. Este fenómeno ha sido observado por diferentes autores (Fritz, 1965; Gonfiantini *et al.*, 1968) al estudiar los travertinos de la Toscana y del Lacio (Italia) encontrando que la mayoría de las muestras presentan valores mayores de lo que les correspondería en el equilibrio, aunque ésta desviación entre el valor teórico y el obtenido experimentalmente decrece conforme aumenta la distancia al punto de surgencia de las fuentes.

La metodología de estudio en este tipo de materiales, desde el punto de vista paleoclimático, consiste en el análisis de los isótopos estables y los métodos de datación absoluta. El análisis de los isótopos estables ha demostrado, como indican numerosos autores (Turi, 1986; Deines, 1980; Keeling *et al.*, 1979; etc), ser de gran utilidad en el estudio de la génesis de los travertinos. Concretamente, se ha constatado que el carbono de las soluciones formadoras de travertinos puede tener procedencias muy diversas, ya que puede ser de origen orgánico, atmosférico o derivar de materiales calizos.

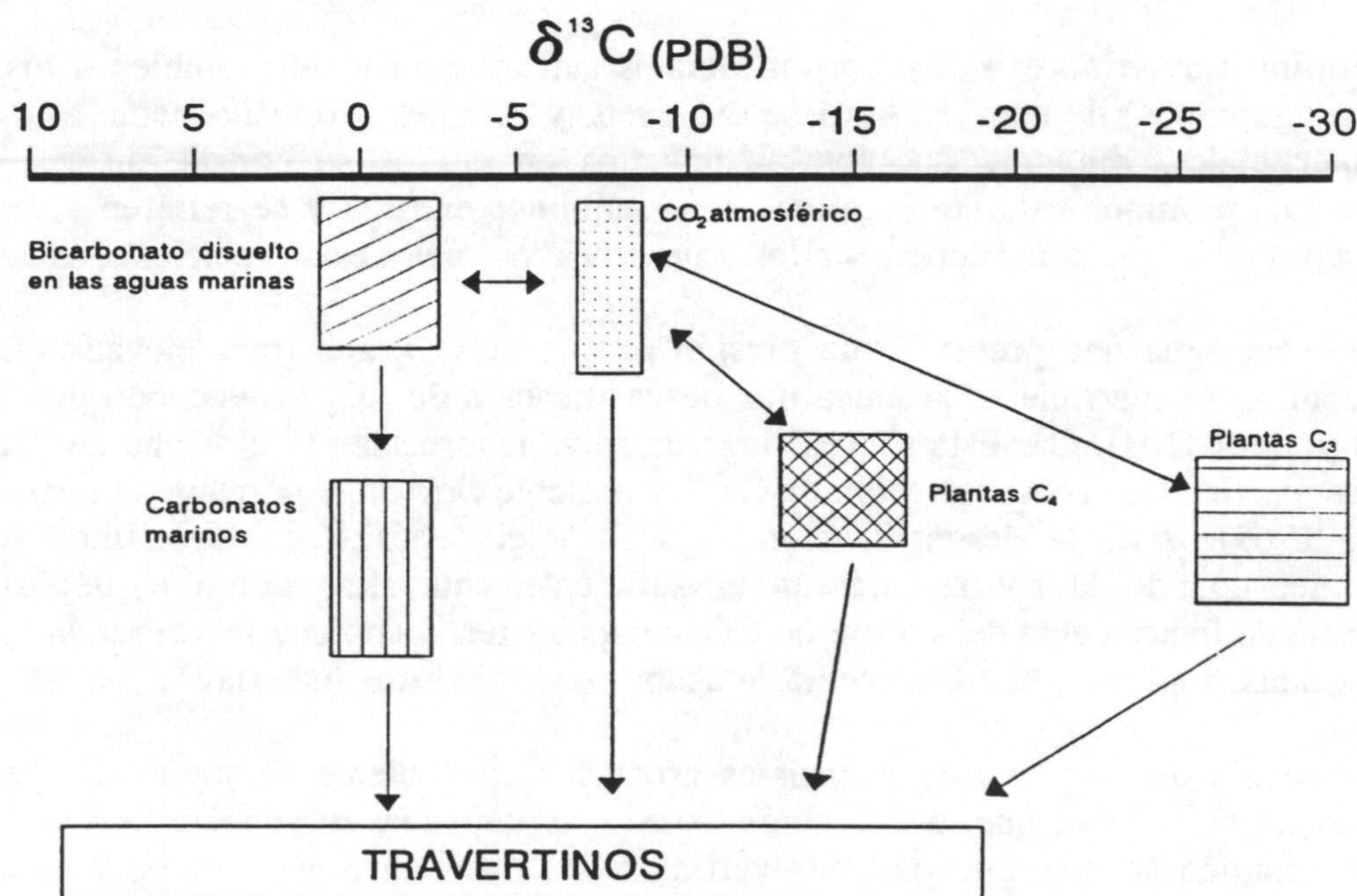


Figura 8.- Esquema de la composición isotópica en $\delta^{13}\text{C}$ de los principales reservorios que intervienen en la génesis de travertinos.

Una fuente de carbono en medios continentales es la disolución de materiales carbonatados marinos cuyos valores de $\delta^{13}\text{C}$ son mucho más positivos (entre $0 \pm 4\text{‰}$, Craig, 1953; Keith y Weber, 1964) que la materia orgánica o el CO_2 atmosférico, así se obtienen travertinos con valores más positivos (o más altos) de $\delta^{13}\text{C}$. Los travertinos formados sólo por la influencia del CO_2 atmosférico, cuyo valor aproximadamente es de -7‰ , tendrán valores de $\delta^{13}\text{C}$ similares a los marinos (-1 a 4‰), sin embargo en la mayoría de los casos el carbono deriva total o parcialmente de la descomposición de las plantas C_3 y C_4 por lo que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ normalmente oscilan entre -5 y -15‰ (Hudson, 1977) pudiéndose determinar el tipo de vegetación predominante que ha sido la fuente de carbono (Deines, 1980; Cerling, 1984). En la figura 8 se puede observar un esquema sobre la composición isotópica en $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ de los principales reservorios que intervienen en la génesis de travertinos detallándose mediante flechas los distintos caminos que pueden originar estos materiales.

En la figura 9 tomada de Turi (1986) se recopilan un gran número de resultados isotópicos obtenidos por diferentes autores para travertinos procedentes de varias áreas geográficas (antigua Yugoslavia, Irán, USA, Italia, antigua Checoslovaquia, Alemania). En dicha figura, y mediante histogramas de frecuencias se observan las variaciones de $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ y de $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$ para las diferentes muestras, de manera que se dan variaciones de $\delta^{13}\text{C}$ entre -10‰ y 6‰ (excepcionalmente desciende hasta -26‰), y para el $\delta^{18}\text{O}$ el intervalo de variación es de -16‰ a 0‰ .

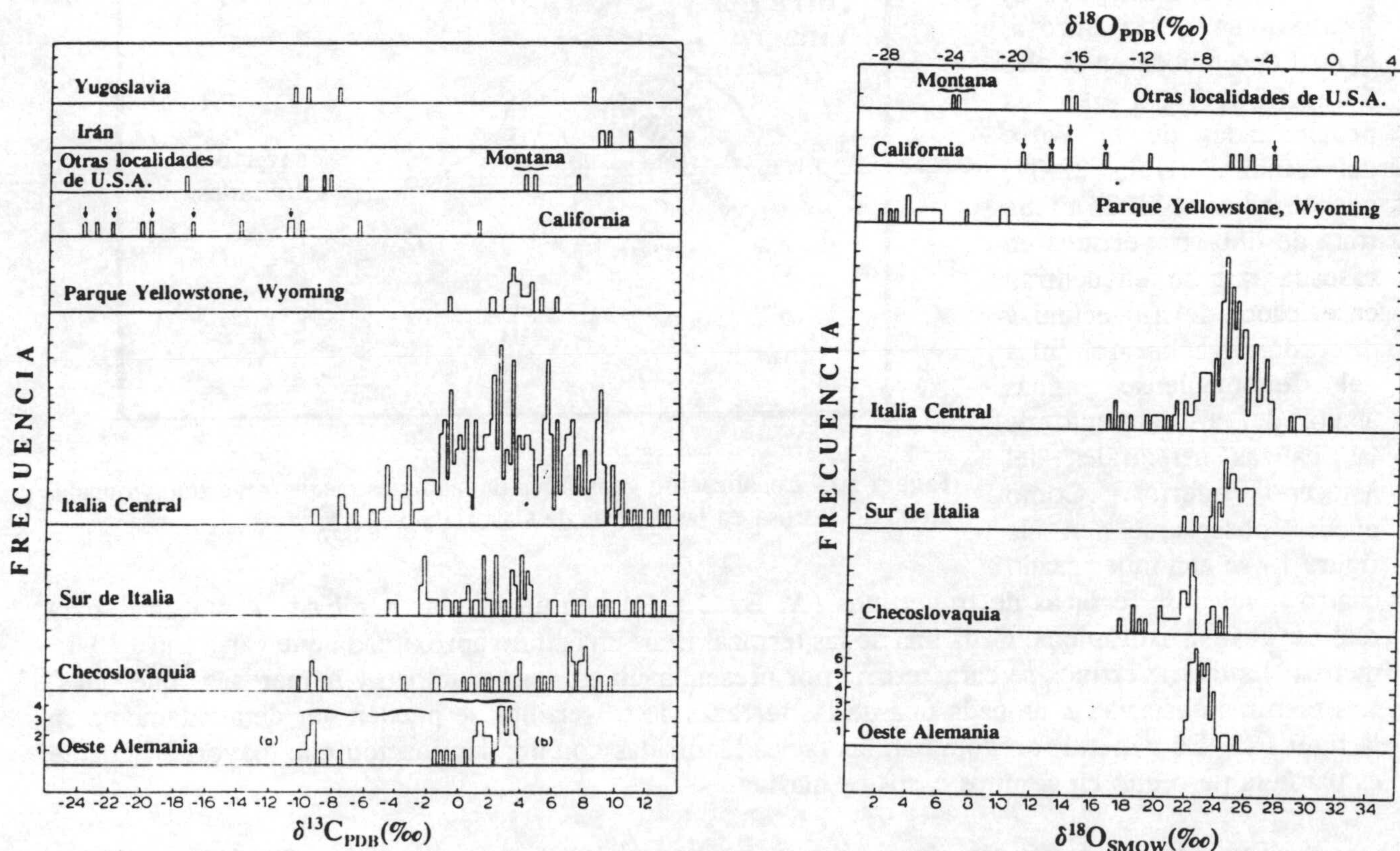


Figura 9.- Recopilación de datos isotópicos $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos por diferentes autores sobre muestras de travertinos procedentes de varias localidades geográficas (según Turi, 1986).

3.2.- LOCALIZACION DE LAS MUESTRAS

Los afloramientos de travertinos en el sur de España son muy frecuentes y en general se trata mayoritariamente de pequeños afloramientos cuya génesis está íntimamente relacionada con la presencia de surgencias (en parte termales) y con los cauces de los ríos actuales. Se han estudiado muestras procedentes de tres localidades diferentes, todas ellas ubicadas en el Sur de España (provincias de Granada, Jaén y Almería).

3.2.1.- Río Borosa

Esta localidad se encuentra en la Sierra de Cazorla y de Segura, en la provincia de Jaén, y corresponde a travertinos cuaternarios formados en relación con la superficie topográfica actual (figura 10). Concretamente, los afloramientos estudiados se localizan en el río Borosa, el cual desemboca en el alto Guadalquivir, en las proximidades de la Torre del Vinagre (Hoja 22-37, coordenadas 163025). Se trata de unos travertinos en cascada que se encuentran en el cauce del río actual y discordantes sobre dolomías del Cenomaniense, aguas abajo, del afloramiento de las calizas arrecifales del Mioceno inferior. Como puede observarse en la figura 13 se han muestreado

cuatro niveles de terrazas de travertinos (A, B, C y D) con un número total de 14 muestras para realizar análisis isotópicos. Cada una de las terrazas tiene una altura aproximada que varía entre 10-15 metros. Estos travertinos se caracterizan por presentar un aspecto grumoso y numerosas oquedades. Las texturas observadas en cada una de las terrazas de travertinos se pueden ver detalladamente en la figura 13. En general, predominan las facies laminadas con una laminación que mayoritariamente es paralela pero que en algunos casos es masiva.

También, es frecuente observar que estos depósitos se encuentran formando costras que envuelven a otros materiales. Las pequeñas cavidades que existen en estos materiales están también rellenas, generalmente por calcita esparítica. La presencia de costras calcáreas similares a "caliches" intercaladas entre los depósitos laminares es posible observarla a menudo. En las figuras 11 y 12 se incluyen varias fotografías sobre las morfologías que se pueden observar a simple vista sobre estas masas travertínicas. En general, es fácil distinguir mayoritariamente una morfología en cascada (figura 11, A y B) relacionada precisamente con los desbordamientos del río, asimismo aparecen también a menudo formas nodulares (figura 11, C y D), alveolares (figura 12, A y B) y laminares (figura 12, C y D).

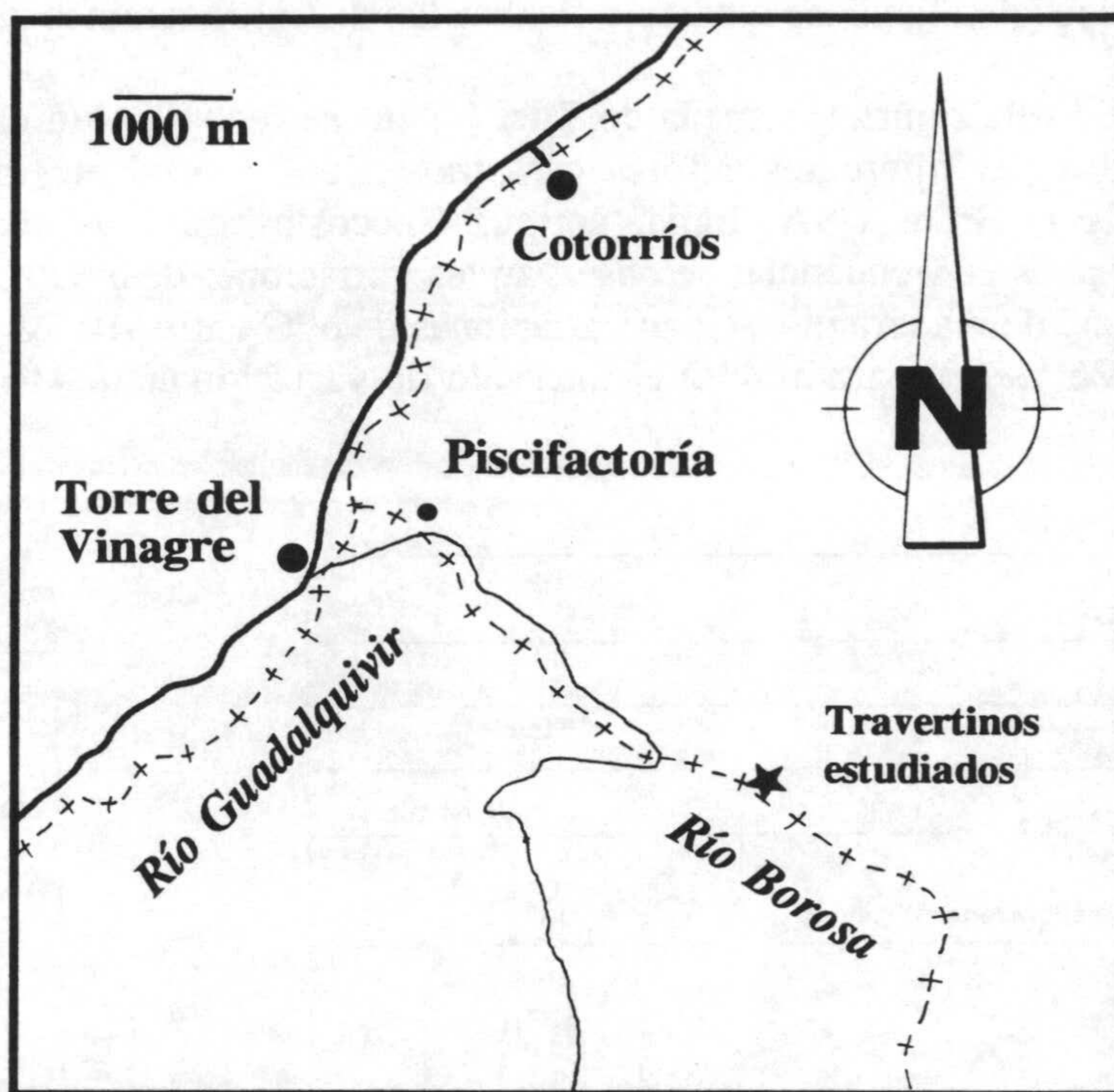


Figura 10.- Localización geográfica de las muestras de travertinos tomadas en el río Borosa en las Sierras de Cazorla y Segura.

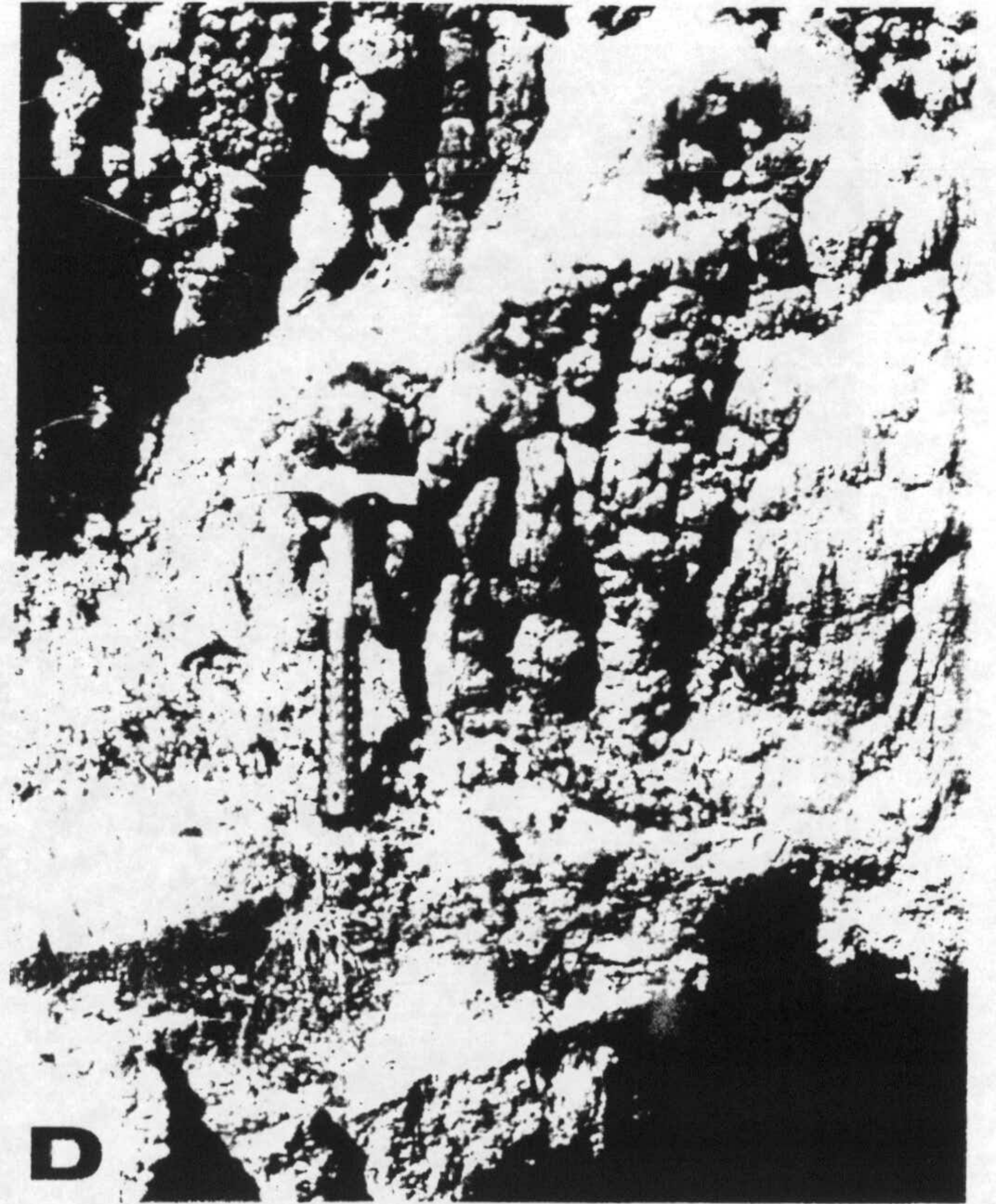
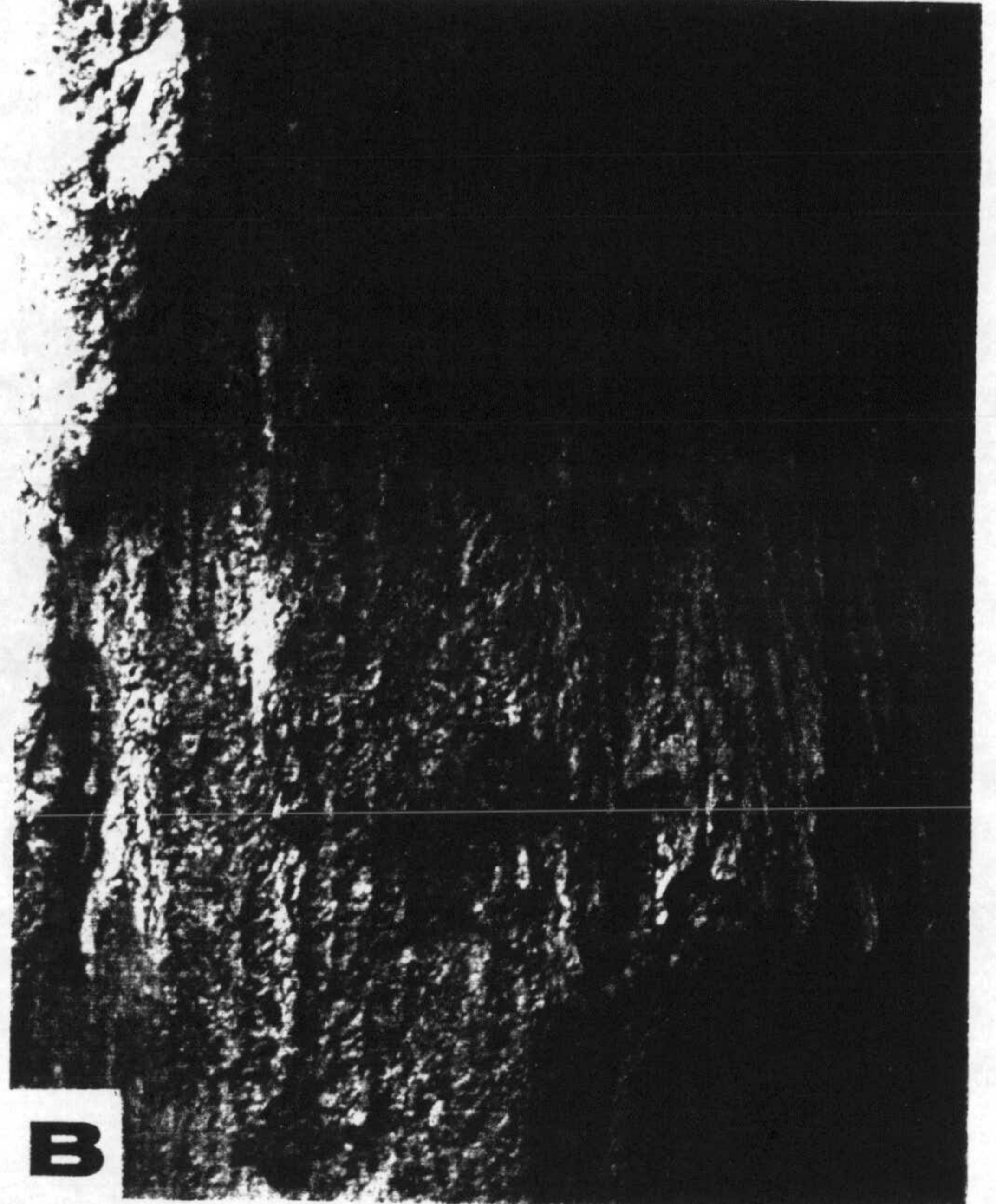
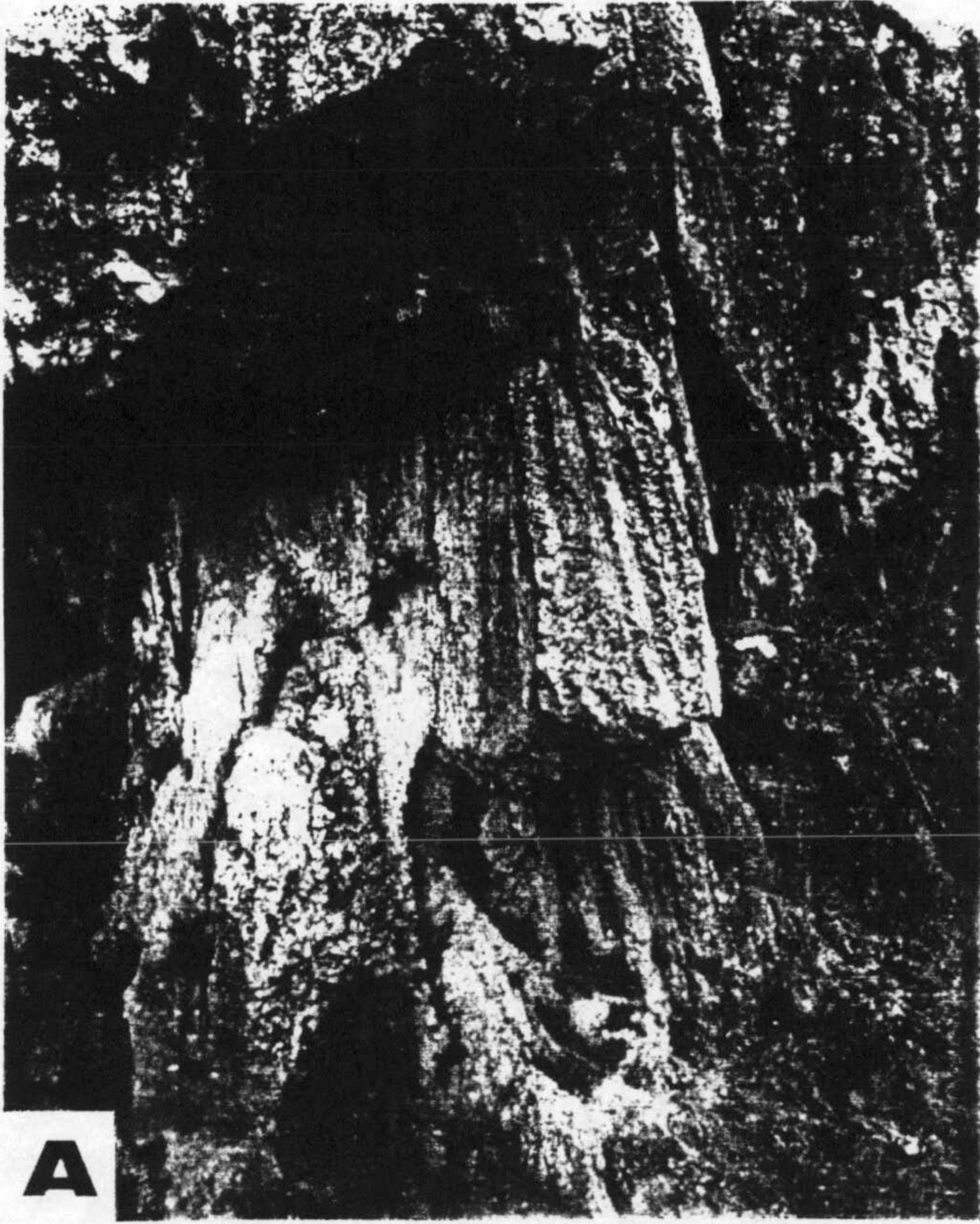


Figura 12.- Fotografías de los travertinos cuaternarios del río Borosa. A y B corresponden a las morfologías en cascada; en C y D se pueden constatar las morfologías nodulares.

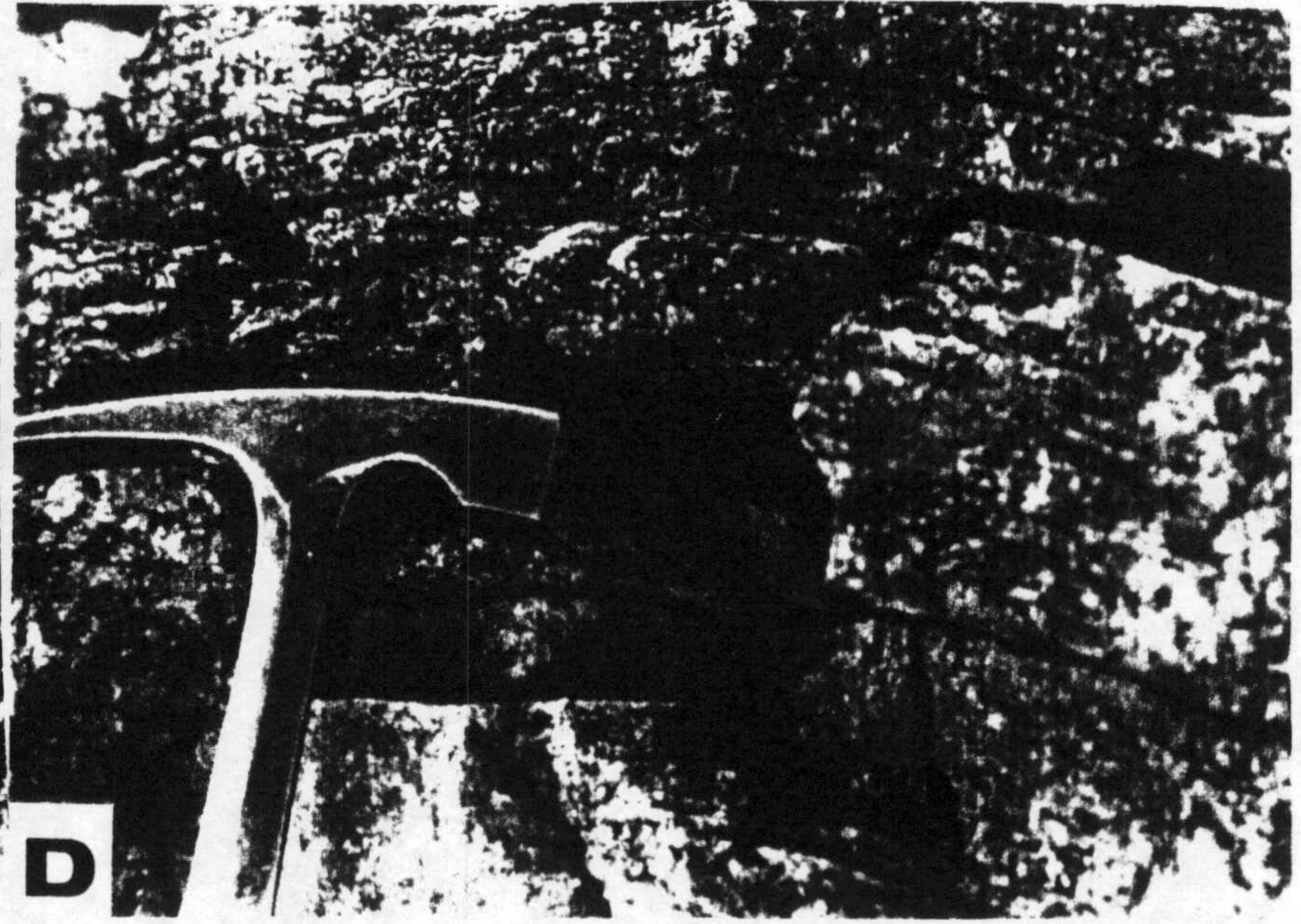
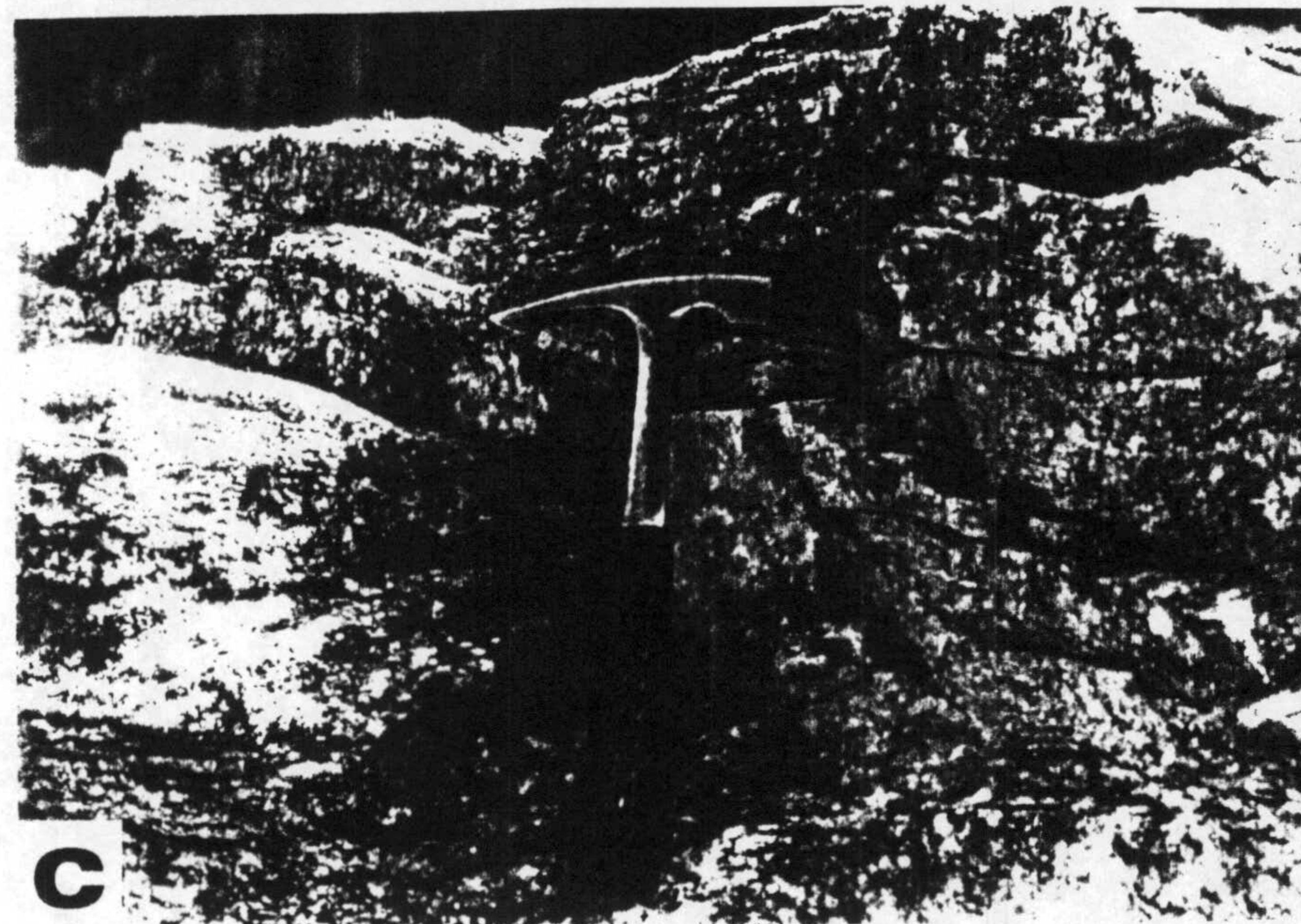
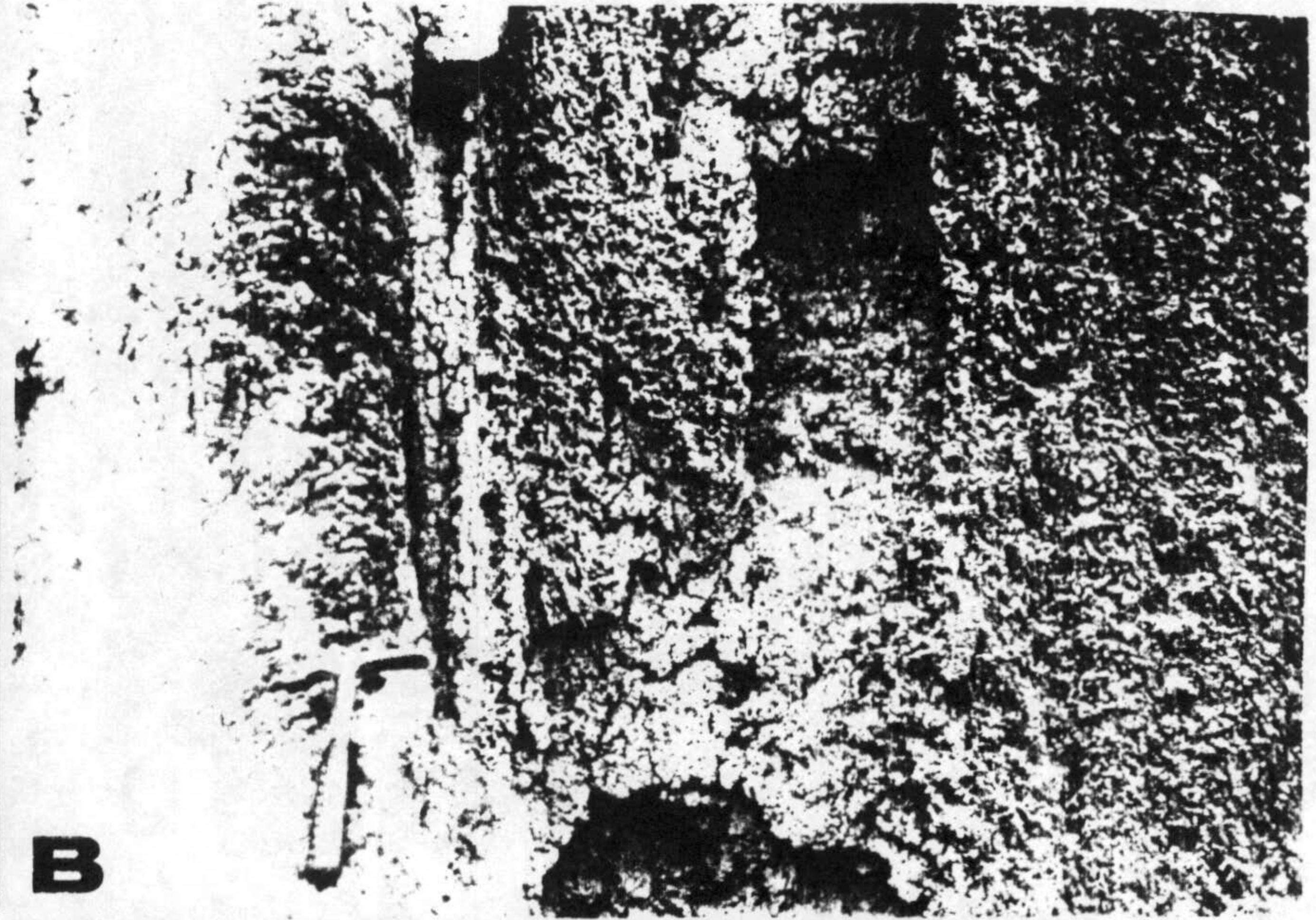
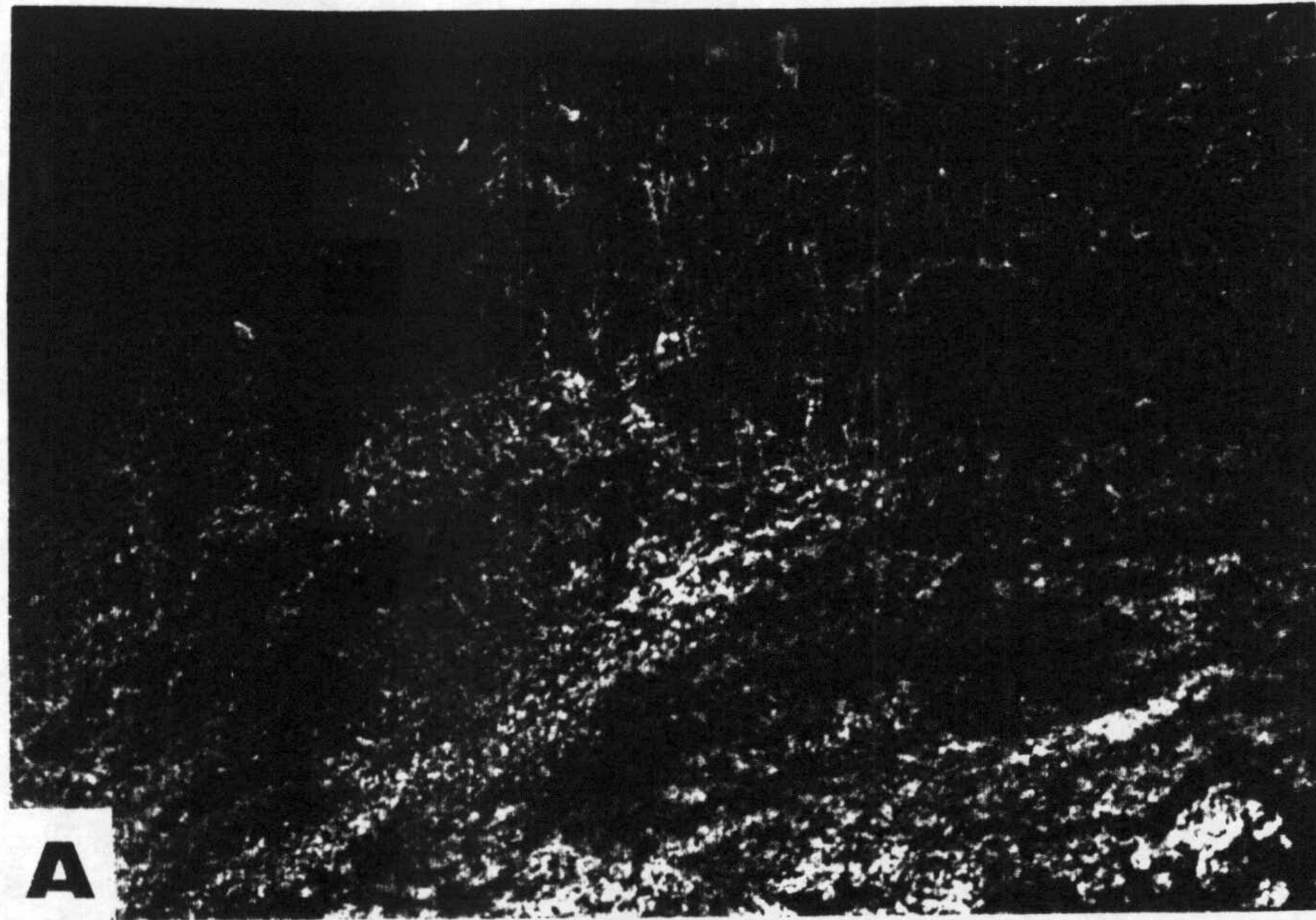


Figura 13.- Fotografías de los travertinos cuaternarios del río Borosa. En A y B se pueden observar las morfologías alveolares y en C y D las morfologías laminares.

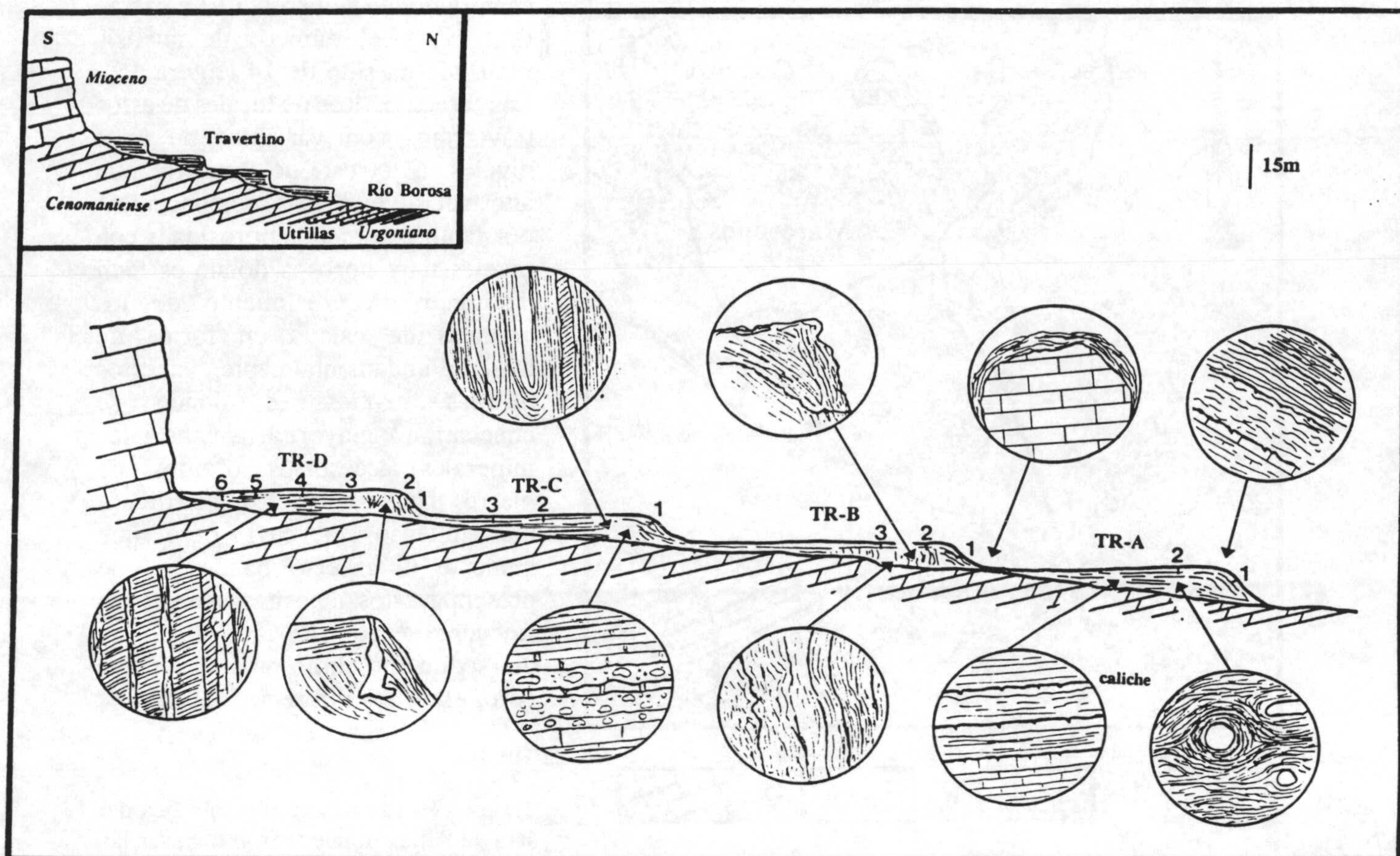
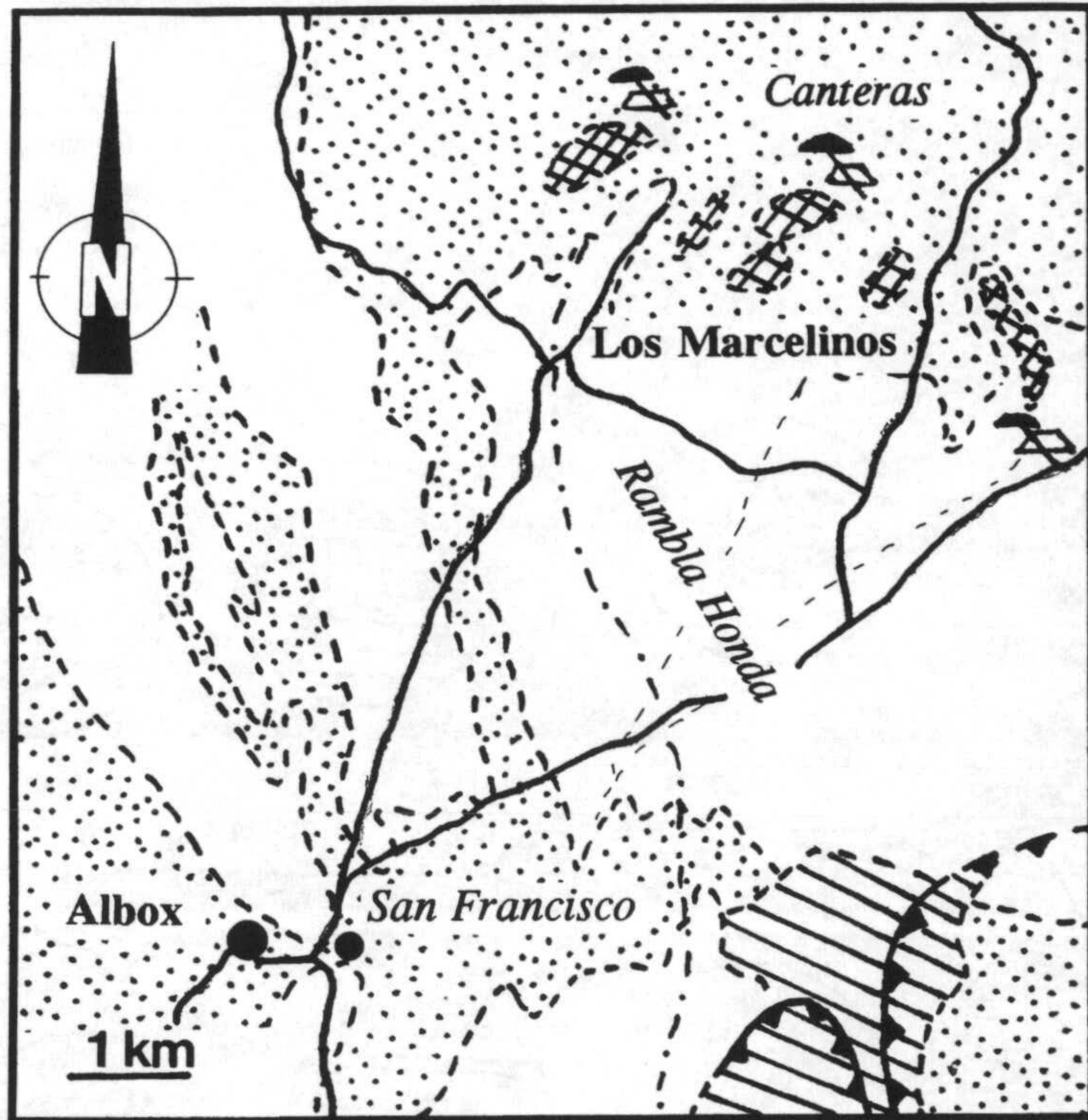


Figura 11.- Esquema de las cuatro terrazas de travertinos cuaternarios existentes en el río Borosa y situadas sobre las calizas del Cenomaniense. Se detallan en los círculos las texturas, estructuras y morfologías de detalle observadas en las distintas terrazas, así como la posición (mediante números) de cada una de las muestras tomadas para realizar sobre ellas los análisis isotópicos. Las siglas TR-A, TR-B, TR-C y TR-D corresponden a las terrazas 1, 2, 3 y 4 respectivamente.

3.2.2.- Albox

La segunda localidad en la que se han tomado muestras de travertinos es Albox (provincia de Almería). Se ubica en la localidad de Los Marcelinos, en la Hoja 996 (Huerca-Overa) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 publicada por el IGME (Voermas *et al.*, 1980) en los puntos de coordenadas 157404 y 158399, en los que se explota como piedra ornamental con el nombre comercial de travertino oro (IGME, 1985). Se trata de unos afloramientos localizados dentro del corredor de Almanzora, cuenca neógena alargada de W a E que sigue el cauce del río del mismo nombre. Los travertinos se disponen discordantes sobre materiales del Mioceno superior a unos 620 metros de altitud, siguiendo la alineación NW-SE (figura 14). Se le asigna una edad Pliocena (IGME, 1985) aunque no se puede descartar que sean cuaternarios (Briend *et al.*, 1990). Este travertino de color ocre amarillento, se caracteriza por presentar numerosas oquedades y un marcado bandeo que hace posible diferenciar distintos niveles de espesor milimétrico. Las muestras fueron tomadas en la



muestras de travertino oro. En dicha figura se indican las canteras donde se explotan estos materiales. 1) Materiales triásicos; 2) Materiales del Mioceno; 3) Cuaternario y 4) Travertinos estudiados.

cantera donde se explota y se extrae la roca, y el número de análisis realizado ha sido de 14 (figura 15). Las características texturales de estos travertinos son variables de unos niveles a otros, de manera que alternan niveles más compactados, por tanto con menor porosidad, con niveles muy porosos donde es fácil distinguir un crecimiento de los cristales de calcita en forma de aguja. Fundamentalmente, en estos últimos niveles es donde se concentran mayoritariamente los minerales accesorios (óxidos de hierro) dándole un color amarillento más intenso lo cual hace que aumente el aspecto bandeado que presentan estos depósitos. Además es frecuente encontrar intercalaciones de sedimento limoso, de color ocre, entre los diferentes niveles.

Figura 14.- Localización geográfica del área de Albox donde fueron tomadas las

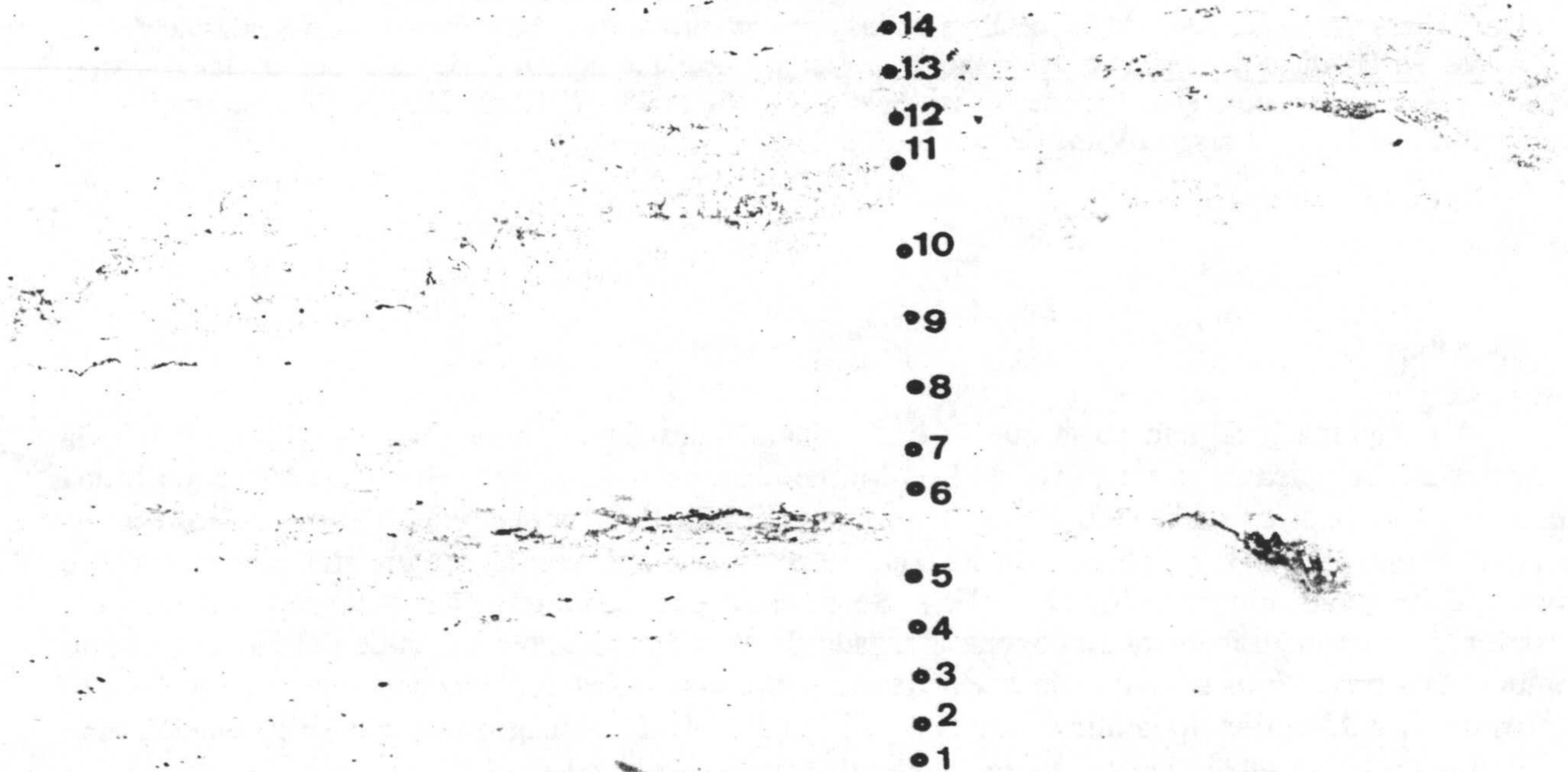


Figura 15.- Fotografía al tamaño natural de la muestra de mano de travertino oro en la que pueden observarse la posición de las 14 muestras tomadas en las diferentes capas de precipitación para los análisis isotópicos.

3.2.3.- Balneario de Alicún de las Torres

La tercera localidad muestreada se encuentra en la provincia de Granada, más concretamente en el Balneario de Alicún de las Torres, situado al sur de las dos poblaciones, de las cuales adquiere su nombre, Alicún de Ortega y Villanueva de las Torres (Hoja 971, Cuevas del Campo 1:50.000, figura 16). Se accede por la autovía A93 (antigua carretera nacional 342) tomando la salida de Dehesas de Guadix.

Esta localidad, se caracteriza por poseer potentes depósitos travertínicos actuales y antiguos de manera que, en las zonas de surgencia de las aguas freáticas se encuentran en fase de formación. Actualmente existe una fuente termal que ha dado lugar a la formación de un "acueducto natural" constituido por travertinos (figura 17). Desde el inicio del cauce de este acueducto, en el que están



Figura 16.- Localización geográfica del Balneario de Alicún de las Torres donde fueron tomadas las muestras de travertinos relacionadas con una fuente termal.

precipitando travertinos, y a unos 500 metros perpendicularmente a él, se encuentra otro acueducto formado de manera análoga pero ya fosilizado (figura 18A). Sobre este acueducto fosilizado, de 125 metros de longitud y con una altura de 0,5 a 3 metros, se ha realizado el muestreo de los travertinos para llevar a cabo el estudio isotópico. En total se tomaron 18 muestras y el muestreo se realizó a lo largo del cauce tanto de manera longitudinal como verticalmente, y siempre que fue posible la toma de las muestras se realizó siguiendo el mismo nivel (figura 18B).

La posición de las 18 muestras tomadas se presenta en un esquema en la figura 18B. Todas las muestras se disponen en cinco secuencias verticales en las cuales la muestra 1 constituiría la primera secuencia, la 3, 5, 2 y 4 a la segunda, la 6, 7, 8 y 9 a la tercera, la 10, 11, 12, 13, 14 y 15 a la cuarta y la 16, 17 y 18 a la quinta. La muestra número 12, es una calcita esparítica que se encontraba rellendo pequeñas oquedades y fisuras. La textura de estos travertinos es muy porosa presentando abundantes oquedades que le dan un aspecto grumoso, además es muy frecuente observar restos orgánicos.

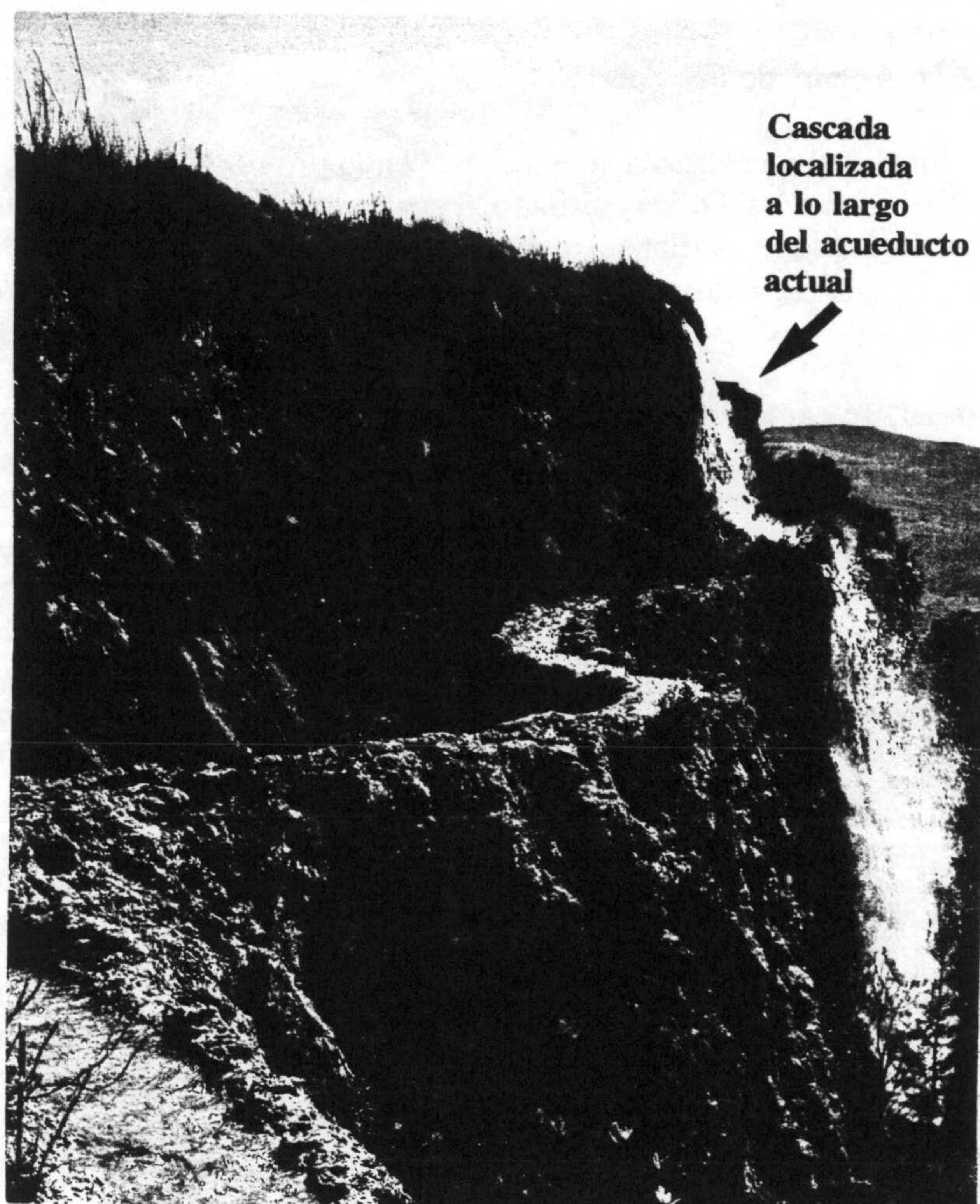


Figura 17.- Fotografía del acueducto actual por el cual circula el agua termal a su salida del Balneario de Alicún de las Torres.

3.3.- RESULTADOS OBTENIDOS

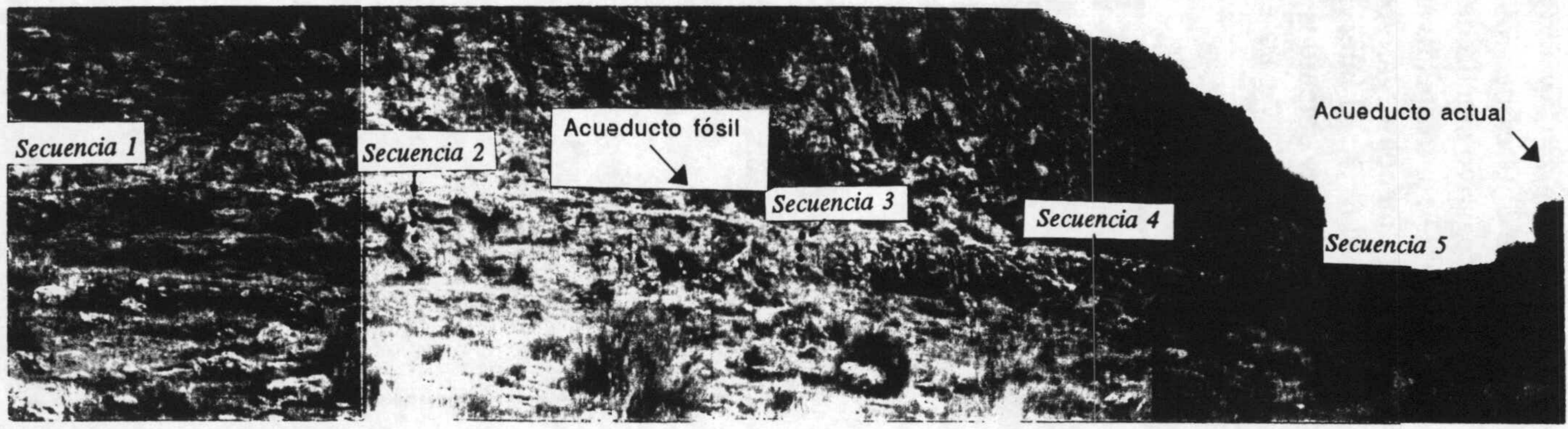
3.3.1.- Composición mineralógica

Las muestras de travertinos seleccionadas fueron estudiadas previamente mediante difracción de rayos-X con el fin de conocer su composición mineralógica. Los análisis realizados ponen de manifiesto que el componente mineralógico mayoritario presente en todas las muestras es la calcita, con porcentajes cercanos al 95-100%, acompañado por cantidades menores al 5% de minerales secundarios (cuarzo, yeso y óxidos de hierro).

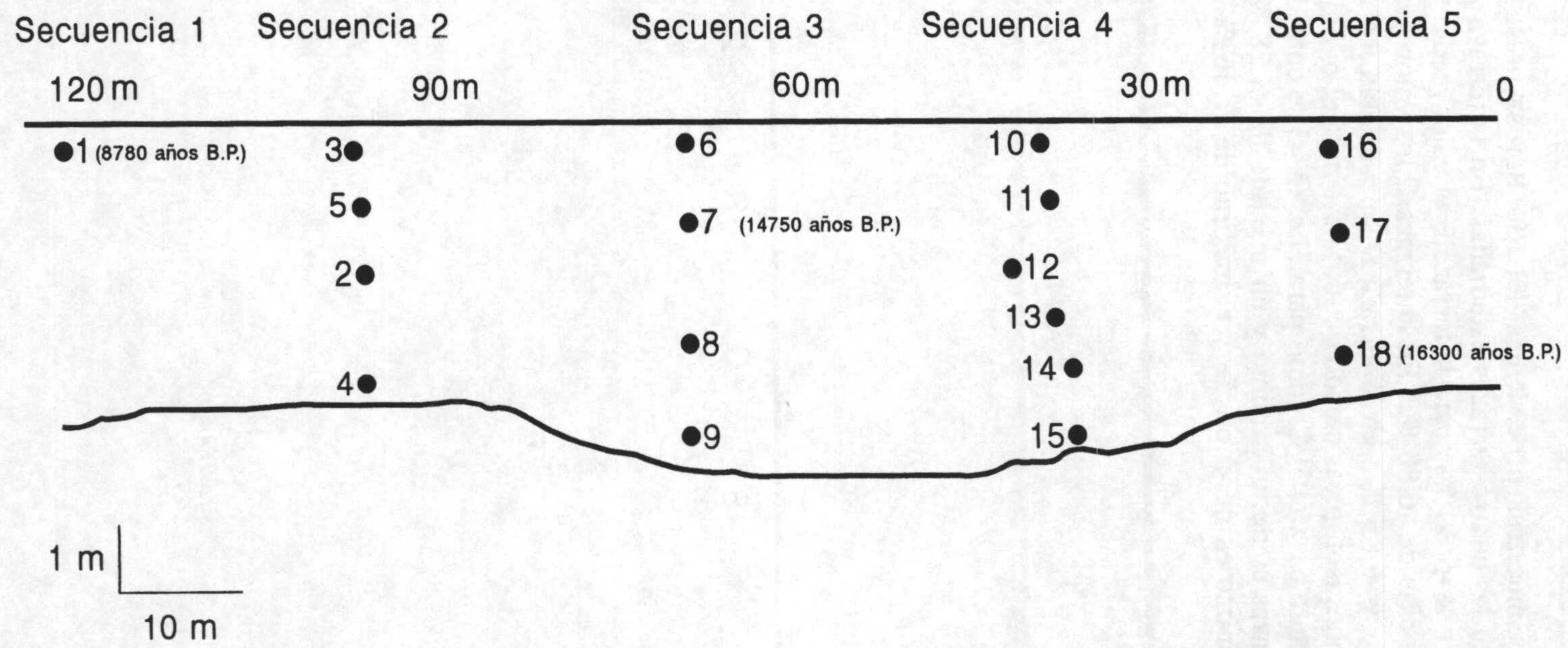
En los travertinos procedentes del Balneario de Alicún de las Torres el mineral secundario que aparece en la mayoría de las muestras es el yeso con valores medios de 4% para las muestras en las que aparece. En ninguna de las muestras estudiadas se ha detectado la presencia de aragonito.

3.3.2.- Isótopos estables

Todos los valores obtenidos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ sobre las muestras estudiadas pueden observarse en la tabla 1 en donde se especifican cada una de las muestras con sus siglas correspondientes de



A



B

Figura 18.- Balneario de Alicún de las Torres. A) Fotografía del acueducto fósil. B) Esquema del acueducto fósil muestreado vertical y horizontalmente, en el cual se indica la posición y el número de muestras estudiadas; entre paréntesis se indican las dataciones radiométricas efectuadas con C¹⁴.

UNIVERSIDAD DE GRANADA
 COMISION DE DOCTORADO
 26 SET. 1994

manera que las iniciales TR-A, TR-B, TR-C y TR-D corresponden a los travertinos del Río Borosa; las iniciales ALC-1 a ALC-18 para los travertinos del Balneario de Alicún de las Torres y las iniciales ORO-1 a ORO-14 para los travertinos de Albox. Los resultados isotópicos obtenidos para cada grupo de muestras estudiadas son muy variables para el $\delta^{13}\text{C}$ y similares para el $\delta^{18}\text{O}$.

Las muestras procedentes del Río Borosa presentan valores medios de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ muy similares en las cuatro terrazas estudiadas. En la terraza A el valor medio de $\delta^{13}\text{C}$ es de $-6,95\text{‰}$, y el de $\delta^{18}\text{O}$ de $-6,60\text{‰}$; para la terraza B el valor medio de $\delta^{13}\text{C}$ es el más negativo siendo de $-7,76\text{‰}$, y el de $\delta^{18}\text{O}$ de $-6,80\text{‰}$. En la terraza C los valores medios de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son respectivamente de $-7,23\text{‰}$ y $-6,85\text{‰}$; en la terraza D se constatan los valores medios algo menos negativos para ambas razones isotópicas siendo de $-6,43\text{‰}$ para el $\delta^{13}\text{C}$ y de $-6,27\text{‰}$ para el $\delta^{18}\text{O}$. El intervalo de variación tanto para el $\delta^{13}\text{C}$ como para el $\delta^{18}\text{O}$, si se consideran todos los resultados obtenidos en las cuatro terrazas es de un mínimo y un máximo de $-3,58\text{‰}$ y $-8,68\text{‰}$ para el $\delta^{13}\text{C}$, y para el $\delta^{18}\text{O}$ el valor mínimo es de $-5,66\text{‰}$ y el máximo de $-7,46\text{‰}$ (figura 19).

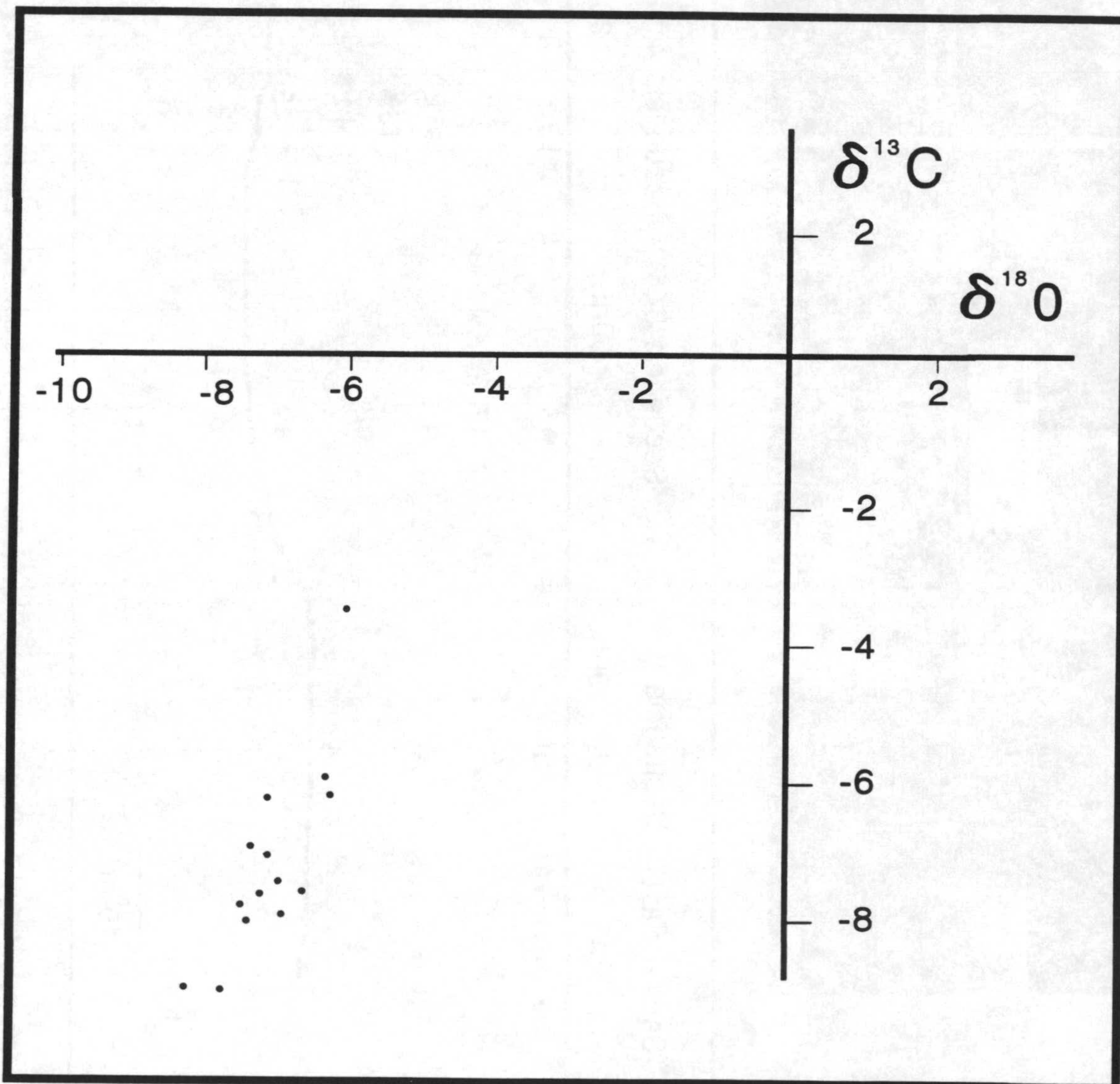


Figura 19.- Representación gráfica de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para las muestras que constituyen las terrazas en el río Borosa.

MUESTRAS		VALORES		MUESTRAS		VALORES	
LOCALIDAD	SIGLA	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	LOCALIDAD	SIGLA	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
Río Borosa	TR-A-1	-6,14	-6,33	"	Oro-10	3,53	-7,22
"	TR-A-2	-7,75	-6,86	"	Oro-11	3,58	-6,91
"	TR-B-1	-7,65	-6,45	"	Oro-12	3,49	-6,98
"	TR-B-2	-8,68	-7,30	"	Oro-13	3,44	-6,92
"	TR-B-3	-6,94	-6,67	"	Oro-14	3,38	-7,40
"	TR-C-1	-7,51	-6,96				
"	TR-C-2	-6,80	-6,90	Bal. Alicún	ALC-1	1,47	-5,74
"	TR-C-3	-7,38	-6,69	"	ALC-2	-0,10	-9,13
"	TR-D-1	-3,58	-5,66	"	ALC-3	0,43	-8,23
"	TR-D-2	-5,95	-5,84	"	ALC-4	-0,50	-9,55
"	TR-D-3	-5,79	-5,94	"	ALC-5	-0,71	-9,24
"	TR-D-4	-8,58	-7,46	"	ALC-6	0,34	-7,83
"	TR-D-5	-7,37	-6,15	"	ALC-7	-0,61	-9,08
"	TR-D-6	-7,32	-6,58	"	ALC-8	-0,41	-9,12
				"	ALC-9	-0,49	-9,47
Albox	Oro-1	3,55	-6,63	"	ALC-10	1,40	-8,36
"	Oro-2	3,68	-6,89	"	ALC-11	1,46	-7,49
"	Oro-3	3,82	-6,75	"	ALC-12	-1,06	-9,64
"	Oro-4	3,69	-6,56	"	ALC-13	0,20	-8,61
"	Oro-5	4,11	-6,90	"	ALC-14	0,16	-8,92
"	Oro-6	3,55	-6,61	"	ALC-15	-0,18	-9,51
"	Oro-7	3,18	-6,90	"	ALC-16	0,84	-7,71
"	Oro-8	3,48	-7,50	"	ALC-17	0,26	-8,93
"	Oro-9	3,70	-7,20	"	ALC-18	0,26	-8,07

Tabla 1.- Valores obtenidos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para las muestras de travertinos de las localidades de Río Borosa, Albox y Balneario de Alicún.

Las muestras procedentes de Albos presentan valores positivos para el $\delta^{13}\text{C}$, con un valor máximo de 4,11‰ y un mínimo de 3,18‰, siendo el valor medio de 3,58‰. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ oscilan entre un máximo de -6,56‰ y un mínimo de -7,50‰, siendo el valor medio de -6,96‰ (figura 20).

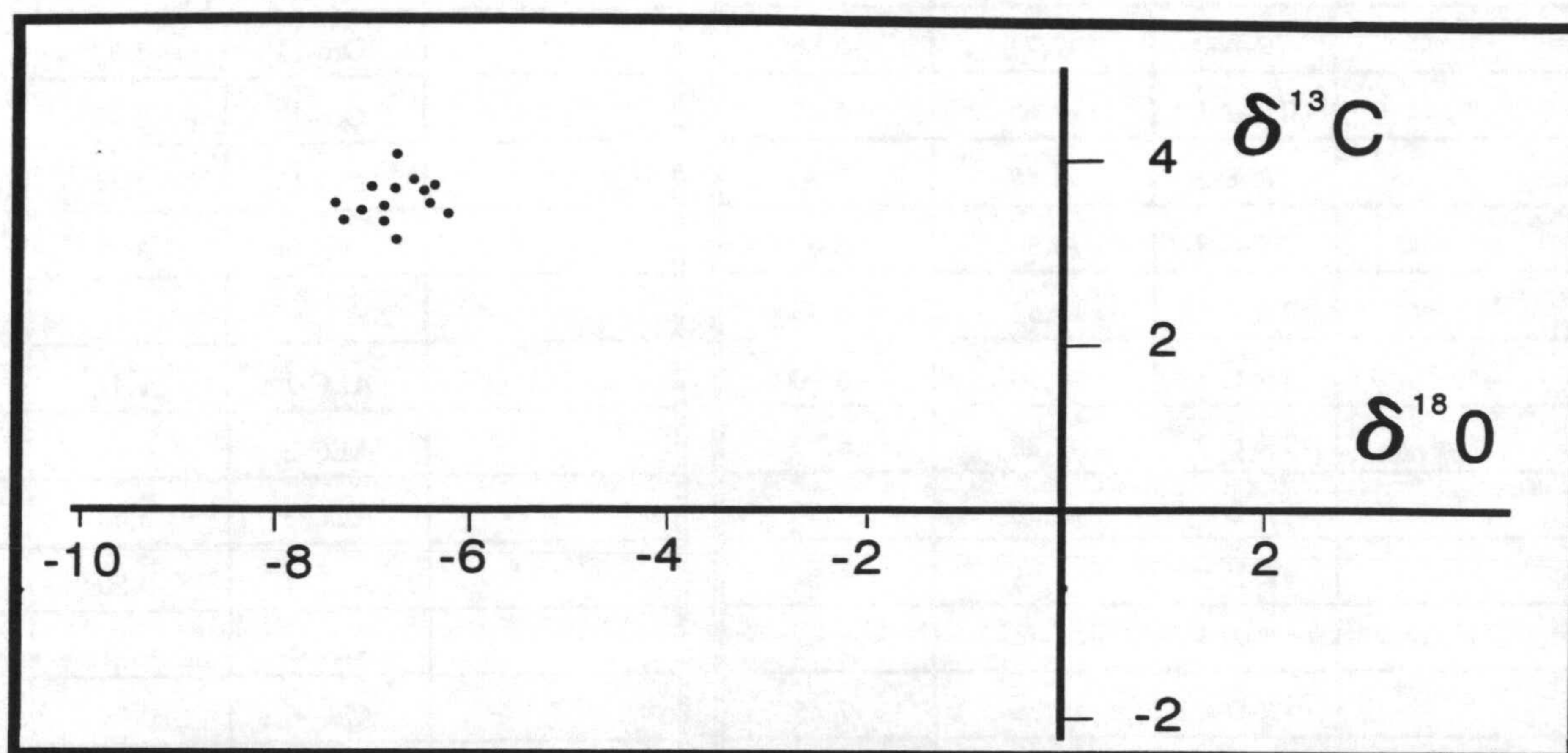


Figura 20.- Representación gráfica de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para las muestras de travertinos tomadas en la localidad de Albos.

Para las muestras del Balneario de Alicún de las Torres los valores medios obtenidos para el $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son respectivamente de 0,13‰ y -8,61‰, estando comprendido el intervalo de variación para el $\delta^{13}\text{C}$ entre 1,47‰ y -1,46‰, y para el $\delta^{18}\text{O}$ entre -5,74‰ y -9,64‰ (figura 21).

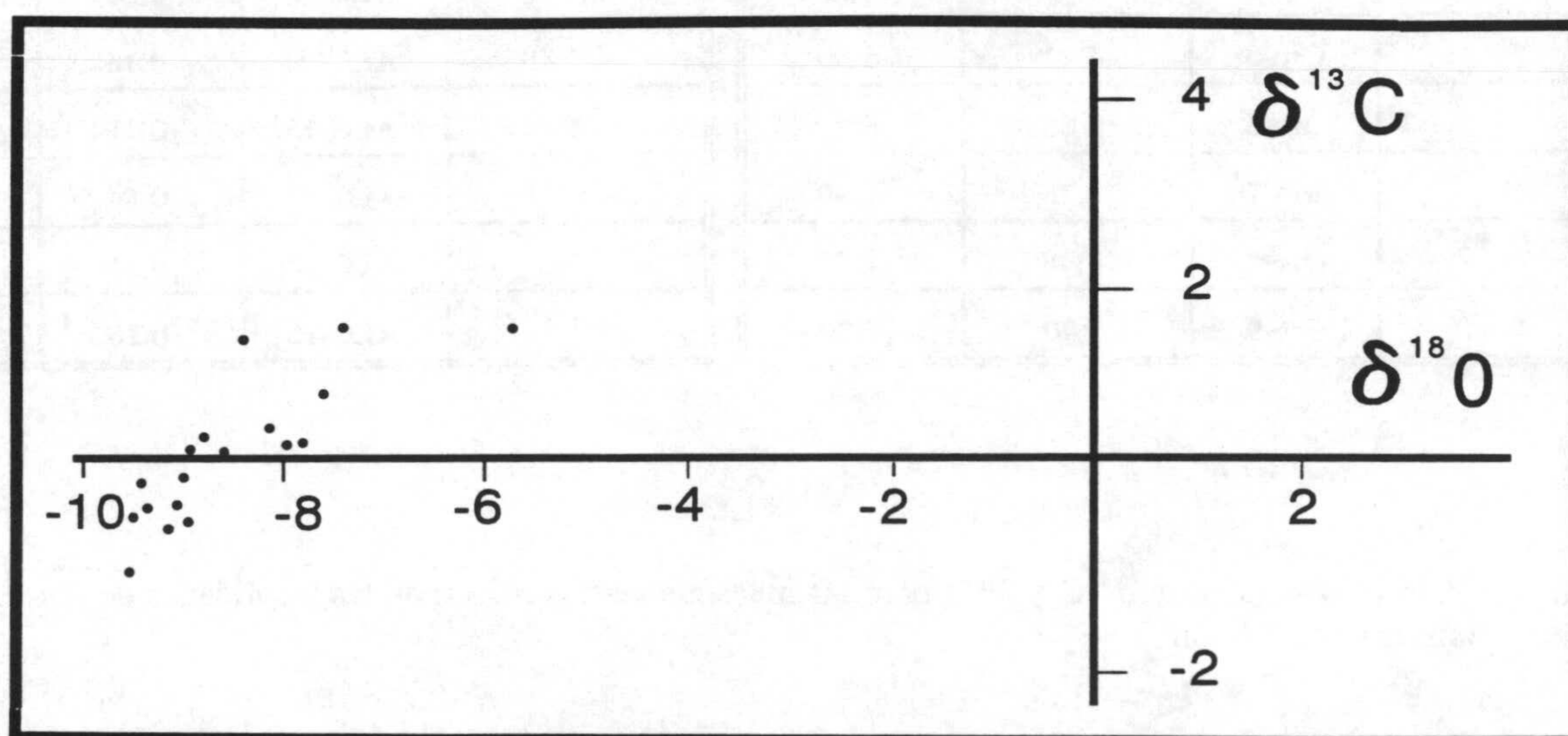


Figura 21.- Representación gráfica de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para las muestras de travertinos tomadas en el Balneario de Alicún de las Torres.

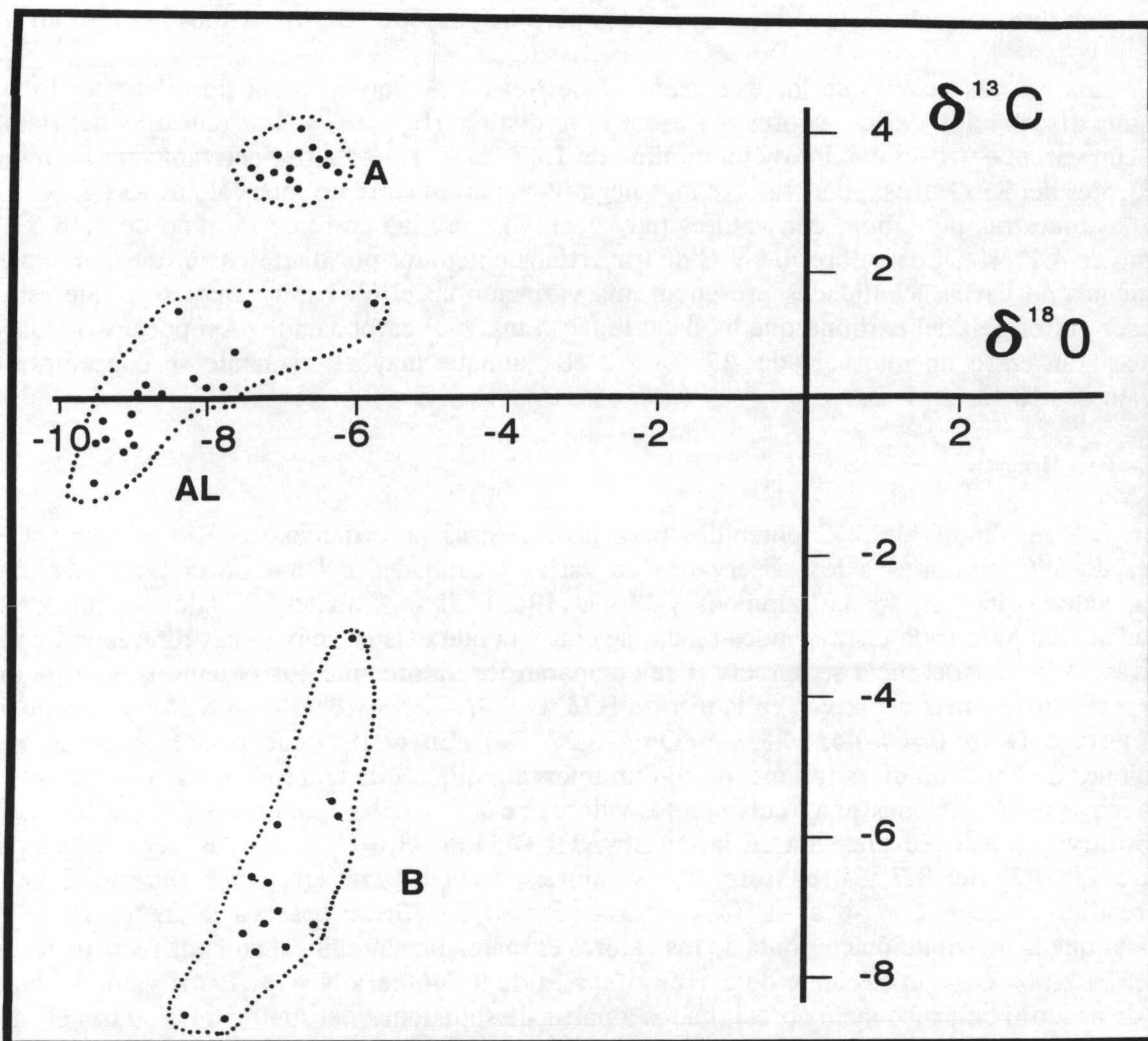


Figura 22.- Representación gráfica $\delta^{13}\text{C}$ frente a $\delta^{18}\text{O}$ del conjunto de valores obtenidos para la totalidad de las muestras de travertinos estudiados. A.- Albox, AL.- Balneario de Alicún de las Torres, y B.- Río Borosa.

En la figura 22 se representan gráficamente todos los resultados isotópicos obtenidos para cada grupo de muestras de travertinos estudiadas. En esta figura se puede observar la distribución de estos valores obtenidos los cuales quedan envueltos mediante líneas de puntos.

3.4.- INTERPRETACION

La representación gráfica (figura 22) de los valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en el estudio de estos travertinos pone de manifiesto una clara diferenciación del conjunto de las muestras. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ varían entre -5,74 ‰ y -9,64 ‰ para las muestras del Balneario de Alicún de las Torres; las muestras procedentes del Río Borosa varían entre -5,66 ‰ y -7,76 ‰ y, para las muestras de la población de Albox el intervalo de variación está entre -6,56 ‰ y -7,5 ‰. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ encontrados en la bibliografía para travertinos procedentes de diferentes áreas geográficas presentan un amplio margen de variabilidad que oscila entre -28‰ y 2‰ (Fritz, 1968; Savelli y Wedephol, 1969; Friedman 1070) aunque el 80% de los mismos se encuentran comprendidos en el intervalo de variación de -4 ‰ a -12 ‰ (Salomon y Mook, 1986). En dicho

intervalo se pueden incluir los valores obtenidos para las muestras de travertinos aquí estudiadas.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en los tres grupos muestreados son completamente diferentes lo que da lugar una distribución de los valores marcadamente distinta (figura 22). Las muestras del Balneario de Alicún varían entre un máximo y un mínimo de 1,47 ‰ y -1,46 ‰ respectivamente; las muestras procedentes del Río Borosa, con valores más negativos, varían entre un intervalo de -3,58 ‰ a -8,68 ‰, y las muestras de Albox, con valores muy positivos, oscilan entre un mínimo de 3,18 ‰ y un máximo de 4,11 ‰. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de travertinos obtenidos por distintos autores para muestras procedentes de varias localidades presentan una variación en el $\delta^{13}\text{C}$ muy amplia ya que esta va a depender del origen del carbono que ha dado lugar al material carbonatado. Así pues, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ variarán entre un intervalo de -12 ‰ a 2 ‰, aunque mayoritariamente se concentran en el intervalo de -10 ‰ a -4 ‰.

3.4.1.- Río Borosa

Los resultados de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos para las muestras procedentes del Río Borosa presentan valores de $\delta^{13}\text{C}$ similares a los observados en varias localidades del mundo como Texas, Sur de Africa, Sáhara, Italia, España Salomons y Mook (1986). Si se analizan los valores aquí obtenidos separadamente para cada terraza muestreada, se constata que existen muy pocas diferencias entre las muestras. Alguna diferencia se aprecia si se comparan los valores medios obtenidos en cada una de las terrazas siendo más negativos en la terraza B ($\delta^{13}\text{C} = -7,76$ ‰ y $\delta^{18}\text{O} = -6,8$ ‰) y más positivos en la terraza D ($\delta^{13}\text{C} = -6,43$ ‰ y $\delta^{18}\text{O} = -6,27$ ‰). En general, se puede observar que las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ son de rango menor con un intervalo que oscila entre el -8 ‰ a -5 ‰, mientras que la mayores variaciones se aprecian en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilando entre -3 ‰ a -9 ‰. El valor más positivo de $\delta^{13}\text{C}$ se presenta en la muestra TR-D(1) de -3,6 ‰ y el más negativo es para la muestra TR-B(2) de -8,7 ‰, el resto de los valores se encuentran agrupados entorno al intervalo comprendido entre $\delta^{13}\text{C} = -6$ a -9 ‰ y $\delta^{18}\text{O} = -6$ a -8 ‰. Si se observa la figura 16 se puede constatar que la distribución conjunta de los valores es marcadamente lineal con una recta de regresión $y = 6,57 + 2,06x$ cuyo coeficiente de correlación r es de 0,846 para $N = 14$. Estos valores obtenidos están de acuerdo con carbonatos precipitados a partir de soluciones del suelo en las cuales el carbono existente deriva principalmente de la contribución del CO_2 procedente de plantas tipo C_3 (ver figura 8) las cuales, con valores de -25 ‰ a -28 ‰, podrían ser el origen de carbonatos con un valor medio de $\delta^{13}\text{C}$ de -7 ‰. Este origen del carbono indicaría un gran desarrollo o presencia de una cobertera vegetal importante en la zona, ya que este tipo de plantas corresponden a periodos de clima húmedo.

3.4.2.- Albox

En los travertinos de Albox, los valores obtenidos de $\delta^{13}\text{C}$ son siempre positivos con un valor medio de 3,6 ‰. Estos resultados son menos frecuentes en los travertinos descritos en la bibliografía, y su origen pudiera estar ligado a procesos de disolución de rocas carbonatadas marinas existentes en el área. Por otra parte, no se descarta la posibilidad de que en la formación de estos travertinos la acción del carbono atmosférico (-7 ‰, ver figura 8) jugara un papel importante con lo cual los valores de $\delta^{13}\text{C}$ serían también positivos.

3.4.3.- Balneario de Alicún de las Torres

Para las muestras del Balneario de Alicún de las Torres los valores obtenidos de $\delta^{13}\text{C}$ (con un valor medio de 0,13 ‰) y de $\delta^{18}\text{O}$ (valor medio de -8,61 ‰) son similares a los obtenidos por otros autores para travertinos procedentes de diferentes estudios en distintas áreas geográficas. Así Fritz (1968) encuentra valores de $\delta^{13}\text{C}$ comprendidos entre -2 ‰ y 4 ‰ para unos travertinos

procedentes de Stuttgart-Munster (Alemania), y asimismo son similares a los estudiados por Panichi y Tongiorgi (1975) y Gonfiantini *et al.* (1968) en Italia central.

Estos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (valores positivos), ponen de manifiesto un probable origen del carbono procedente de la disolución de materiales carbonatados preexistentes en la zona los cuales presentan valores de $\delta^{13}\text{C} = 0,08 \text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} = -1,86 \text{‰}$. Sin embargo, es curioso observar que justamente las muestras tomadas en el nivel superior son las que presentan los valores más positivos por lo que no se descarta la idea de que estas muestras puedan haber sufrido pequeños intercambios postdeposicionales con el CO_2 atmosférico ($\delta^{13}\text{C} = -7\text{‰}$, Keeling, 1979; Bottinga y Craig, 1969) que les hace tomar un valor cercano al 1‰ . Por otra parte, si se observa la figura 23 en la cual se han

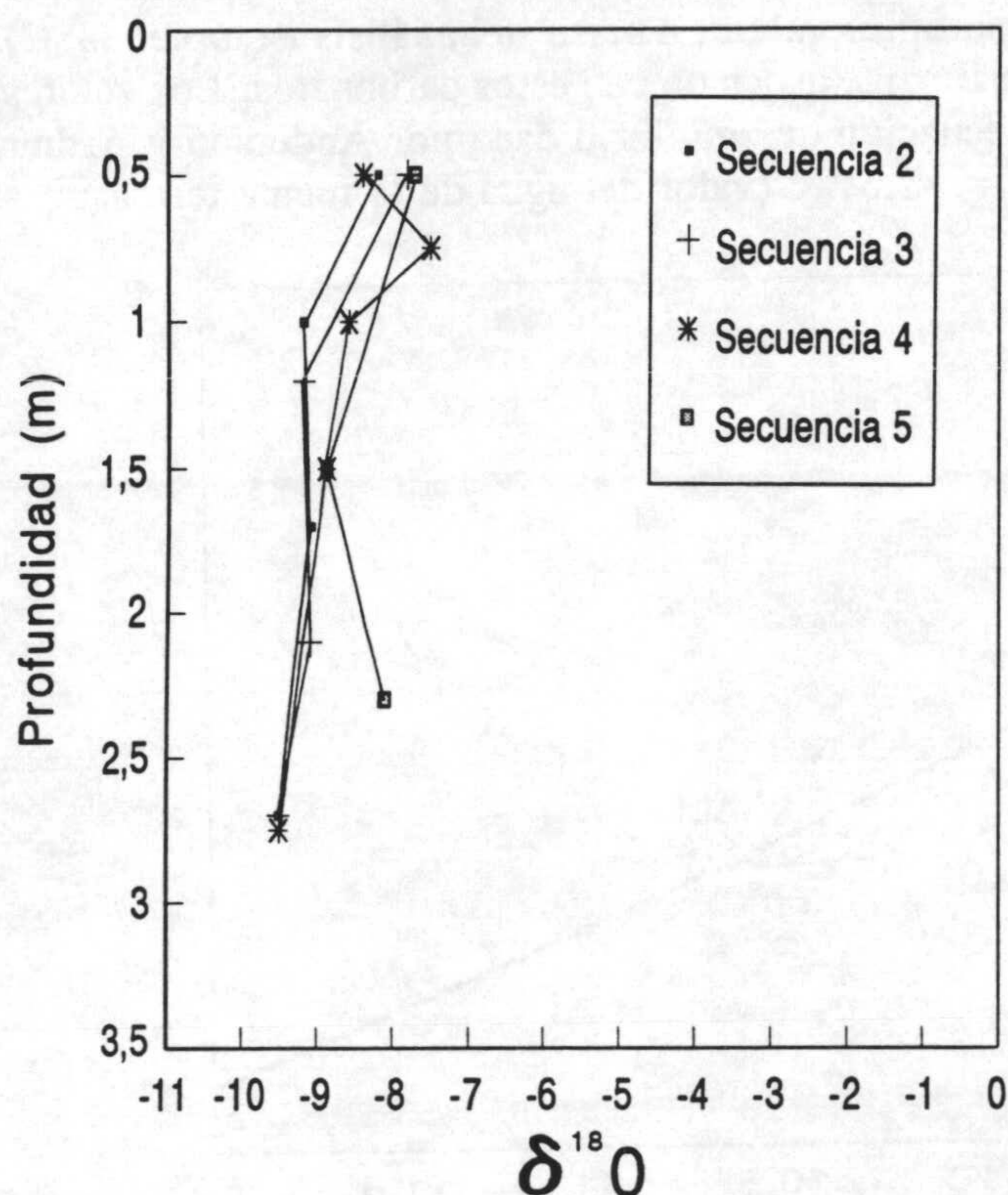


Figura 23.- Representación gráfica de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en función de la profundidad de las muestras de travertinos pertenecientes al acueducto fósil del Balneario de Alicún de las Torres.

representado los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en función de la profundidad, para cada una de las secuencias verticales estudiadas (exceptuando la secuencia 1 que comprendería la muestra 1) a lo largo del acueducto, se puede observar que en todas ellas los valores son más negativos en las zonas más profundas. Esto se debe, probablemente, a que las muestras más superficiales han podido intercambiar isotópicamente con las aguas meteóricas de la zona, las cuales presentan un valor isotópico ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = -8,1 \text{‰}$, Delgado 1991) algo más positivo que el del agua de la fuente termal de la que proceden los travertinos ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = -8,6 \text{‰}$). Asimismo, también se puede apreciar que las muestras situadas en los tres niveles más profundos, aún cuando tienden a disminuir, son prácticamente constantes lo cual hace pensar que serán las muestras situadas en los niveles superficiales las que hayan sufrido mayor intercambio isotópico. En esta misma figura 23 se puede observar como las muestras del nivel más profundo presentan un valor idéntico ($-9,5\text{‰}$) y en el resto de los niveles los valores son muy similares, aumentando hacia los niveles más superficiales.

Para intentar comprobar si efectivamente ha existido este intercambio isotópico en las muestras más superficiales, se ha determinado el valor de la temperatura a que se habrían depositado estos carbonatos. Para ello se ha tomado el valor medio de $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$ del carbonato ($\delta^{18}\text{O}_c = -8,03\text{‰}$), y el valor de $\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW})$ del agua termal $\delta^{18}\text{O} = -8,6\text{‰}$, y el de un agua meteórica, $\delta^{18}\text{O} = -8,1\text{‰}$. Los valores de temperatura obtenidos utilizando la fórmula dada por Anderson y Arthur (1983) son de $13,6^\circ\text{C}$ para los carbonatos precipitados a partir del agua termal y $15,7^\circ\text{C}$ si se consideran equilibrados con el agua meteórica. Este último valor es prácticamente idéntico a la temperatura media anual actual de la zona, mientras que el primero es muy bajo para carbonatos formados a partir de un agua termal, por los que podría asumirse que estos carbonatos hubieran sufrido modificaciones posteriores a su depósito.

Por otra parte, se ha determinado la temperatura a que se habrían depositado los carbonatos correspondientes al nivel más profundo ($\delta^{18}\text{O} = -9,5 \text{‰}$), a partir del agua termal actual cuyo valor

es $\delta^{18}\text{O} = -8,6 \text{ ‰}$ obteniéndose un valor de $19,6^\circ\text{C}$. Este valor se puede considerar lógico si se tiene en cuenta que las muestras estudiadas se encuentran a una distancia considerable del punto de surgencia, y por tanto el agua en estas zonas más alejadas ha sufrido un ligero enfriamiento a lo largo de su recorrido.

Para comprobar si estos materiales se depositaron en condiciones de equilibrio isotópico se ha realizado un estudio de los mismos siguiendo las ideas de Bottinga (1968). En la figura 24 se representa el factor de fraccionamiento entre $\text{CO}_3\text{Ca}-\text{CO}_2$ en función de la temperatura. La línea continua corresponde a la recta de equilibrio dada por este autor y los valores del fraccionamiento entre CO_3Ca y CO_2 se han determinado a partir de la relación dada por Fritz (1965) y Gonfiantini *et al.* (1968) $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = 1,2 \delta^{13}\text{C}_{\text{travertino}} - 10,5$ que permite evaluar, a partir del análisis isotópico ($\delta^{13}\text{C}$) de los travertinos, la razón $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ del CO_2 originalmente asociado con estos carbonatos. Los valores de la temperatura se han obtenido a partir de la ecuación de equilibrio dada por Anderson y Arthur (1983), tomando como valor $\delta^{18}\text{O}$ del agua $\delta^{18}\text{O} = -8,6 \text{ ‰}$ (valor del agua de la fuente termal).

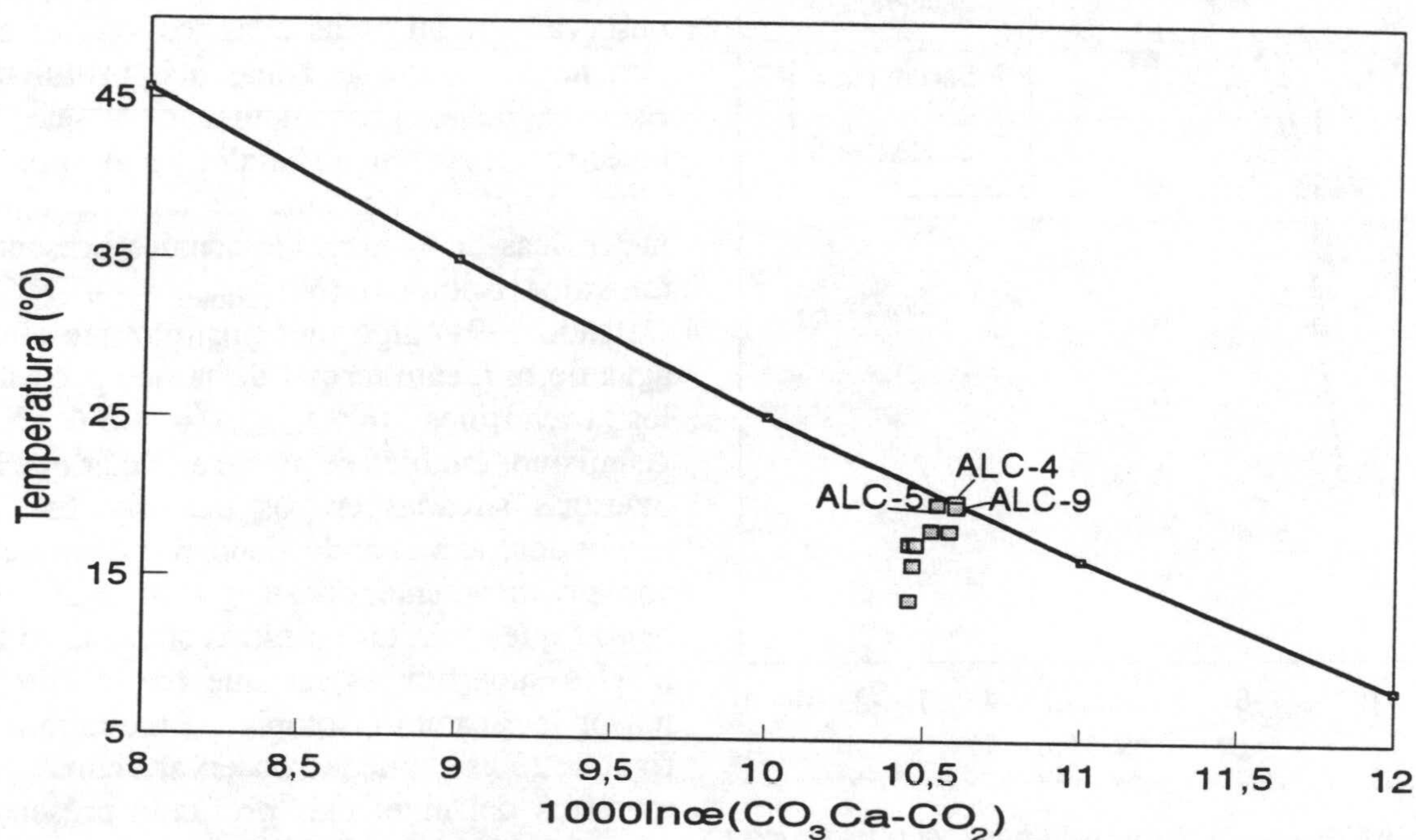


Figura 24.- Representación gráfica de los valores de factor de fraccionamiento entre $\text{CO}_3\text{Ca}-\text{CO}_2$ en función de la temperatura. La línea continúa responde a la recta de equilibrio de precipitación de calcita dada por Bottinga (1968).

En esta figura 24, se observa que los valores más cercanos a la recta de equilibrio son los localizados a mayor profundidad, y conforme se sube en las secuencias los datos se separan de la recta de equilibrio. Por tanto, se puede considerar que, en principio, únicamente estarían en equilibrio isotópico las muestras pertenecientes a los niveles más profundos, cuyo valor de fraccionamiento entre $\text{CO}_3\text{Ca}-\text{CO}_2$ es de 10,55 para una temperatura cercana a los 25°C (Bottinga, 1968). Las muestras localizadas en los niveles más superficiales han podido sufrir cambios postdeposicionales por el intercambio con el CO_2 atmosférico y con el agua meteórica por lo cual estas quedan desplazadas de la línea de equilibrio.

La datación mediante ^{14}C de tres muestras, concretamente la ALC-1, ALC-7 y ALC-18, situadas respectivamente en el nivel superficial, intermedia y base del acueducto (figura 18B), permite

conocer que la edad de estos materiales varía entre 8780 años BP, 14750 años BP y 16300 años BP respectivamente. Estas edades encontradas ponen de manifiesto que estos travertinos iniciaron su formación a finales de la última glaciación (16000-18000 BP) y por tanto las temperaturas iniciales de formación debieron ser algo más bajas, que las actuales.

La presencia de yeso en las muestras correspondientes a los niveles inferiores, y no en las superficiales, podría indicar la acción de un lavado mediante percolación de las aguas meteóricas las cuales ocasionarían la solubilización del yeso. Esto corroboraría la hipótesis del posible intercambio isotópico de estas muestras más superficiales con estas aguas meteóricas.

4.- GEOQUIMICA DE FALSAS AGATAS

4.1.- PLANTEAMIENTO

Con frecuencia es posible observar que las fracturas y fisuras existentes en diferentes materiales de edades distintas se encuentran rellenas de precipitados calcínicos. En el sur de España son especialmente frecuentes en relieves calizos de edad jurásica aunque la fracturación en general es de edad posterior a la emersión generalizada de la Cordillera Bética que ocurrió hacia el final del Mioceno medio. Estos rellenos de calcita pueden llegar a alcanzar un gran desarrollo, hasta tal punto en determinados casos que en algunos lugares geográficos, como en la Sierra de Parapanda, llegan a ser explotados como piedra ornamental recibiendo el nombre comercial de "falsas ágatas" (IGME 1985) y que equivale al "*onyx marble*" de la nomenclatura inglesa (Bates y Jackson 1987).

Estos rellenos calcínicos ocupan los volúmenes de separación existentes entre los dos bloques de fracturas abiertas. Se trata de grandes venas de calcita que dan lugar a dispositivos que se alinean según una recta; en otras ocasiones estos rellenos se disponen ocupando cavidades kársticas relacionadas genética y temporalmente con dichas fracturas. Estos rellenos de calcita corresponden a precipitados químicos en el seno de fracturas y cavidades kársticas, a partir de aguas dulces freáticas, saturadas en carbonatos, que circulaban y se estancaban temporalmente en las mismas. Con este estudio, se pretende constatar que este tipo de materiales tiene unas características geoquímicas diferentes a las de las rocas encajantes donde estos se localizan, a pesar de que se trate de materiales que se han formado por disolución y posterior precipitación a partir de dichas rocas.

4.2.- LOCALIZACION GEOGRAFICA Y CARACTERISTICAS TEXTURALES DE LAS MUESTRAS

Se seleccionaron tres áreas geográficas pertenecientes dos de ellas a la provincia de Granada y la tercera a la provincia de Málaga. Las dos primeras áreas corresponden a las sierras situadas en la parte occidental de la provincia de Granada junto a las poblaciones de Loja y Montefrío, concretamente en Sierra Gorda y Sierra de Parapanda (figura 25).

Sierra Gorda se localiza al sur de la localidad de Loja y al norte de la de Zafarraya. En conjunto constituye un gran relieve calizo que limita al W con la depresión de Granada, al N con el Valle del Genil, al S con el polje de Zafarraya y al E con el Valle de Riofrío y la cabecera del río Guadalhorce. La denominada "Unidad de Sierra Gorda" (Linares y Vera, 1966) forma parte del Subbético interno (Azema *et al.*, 1980) y se caracteriza por presentar un Jurásico totalmente calizo, con una unidad litoestratigráfica inferior muy potente formada por calizas marinas someras (dolomitizadas en la base) que constituyen la Formación Gavilán y cuya edad es Lías inferior y medio (infradomeriense) y una unidad litoestratigráfica superior poco potente (Formación Ammonítico Rosso) constituida por calizas nodulosas pelágicas del Dogger y Malm.

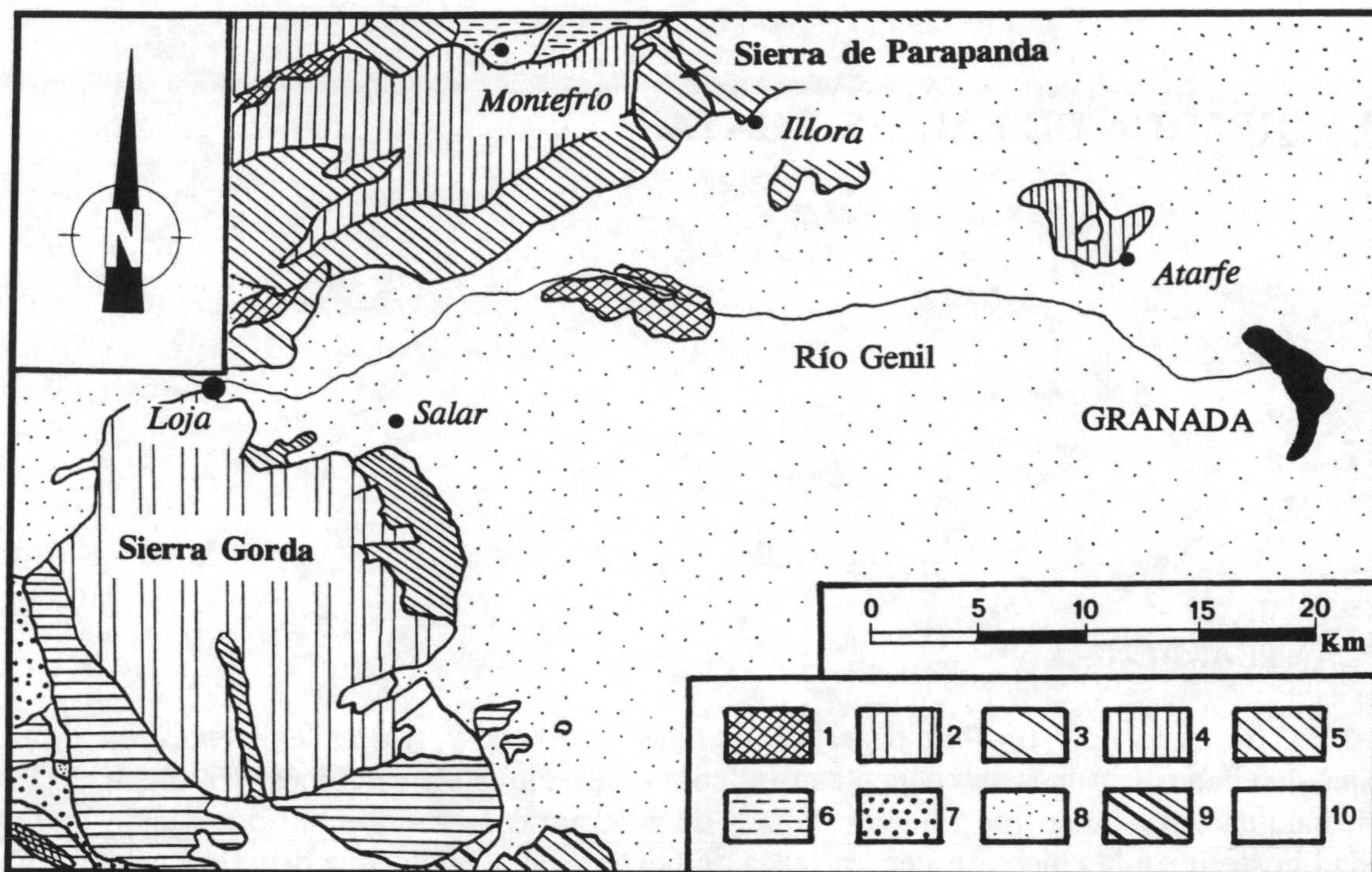


Figura 25.- Localización geográfica y geológica de Sierra Gorda y Sierra de Parapanda. 1.- Triásico; 2.- Jurásico de la Unidad de Sierra Gorda (Subbético interno); 3.- Jurásico de la Unidad de Sierra de Parapanda-Hacho de Loja (Subbético interno); 4.- Jurásico del Subbético medio; 5.- Cretácico; 6.- Paleógeno; 7.- Mioceno inferior y medio; 8.- Mioceno superior y Plioceno; 9.- Unidades del Subbético ultrainterno y aines a la dorsal bética y 10.- Materiales recientes.

La Sierra de Parapanda, de menor extensión que la anterior, se encuentra situada al SE del pueblo de Montefrío teniendo como cota más alta el vértice de Parapanda (1602m) donde se encuentra situado un repetidor de televisión hasta el que se accede por una carretera que se inicia en la carretera que une el pueblo de Illora con Montefrío. Esta sierra constituye un isleó tectónico que "flota" sobre materiales del Subbético medio. Forma parte de la unidad geológica denominada Parapanda-Hacho de Loja (Vera, 1966) y que se incluye como una parte del Subbético interno. Se caracteriza por presentar un Jurásico totalmente calizo (dolomitizado en la base) con amplio desarrollo de la Formación Gavilán y con un Jurásico medio y superior con abundantes calizas con silex.

En ambos casos las calizas del Lías (Fm. Gavilán) constituyen la roca encajante de los rellenos de falsas ágatas. En Sierra Gorda, las muestras se tomaron en la parte meridional de la misma, concretamente en el paraje conocido con el nombre de Cañada de los Cazadores, al borde de un carril existente que cruza la sierra de sur a norte y al que se accedió por la población de Ventas de Zafarraya. En este caso, los rellenos llegaban a ser de grandes magnitudes pudiéndose observar a simple vista los cristales columnares y prismáticos translúcidos de color pardo-amarilento que constituyen los rellenos. En la Sierra de Parapanda las muestras fueron tomadas en diferentes canteras localizadas junto a la carretera que lleva al repetidor de televisión, y al igual que en Sierra Gorda, estas muestras fueron de gran tamaño y con las mismas características de color.

La tercera localidad corresponde a la Sierra del Gallo-Vilo localizada al NE de la provincia de Málaga al sur del pueblo de Alfarnate y al este de Alfarnatejo (figura 26). En el Mapa Topográfico Nacional 17-43(1036) Colmenar, escala 1:50.000 se llama también Sierra de Enmedio, teniendo como cotas más altas el Gallo (1361m) y el Vilo (1416m), de coordenadas 890935 y 904921 respectivamente. La Unidad del Gallo-Vilo (Vera, 1966) forma parte de la Zona Subbética aunque su atribución a uno u otro dominio paleogeográfico es discutida. Para unos autores (Martín-Algarra,

1987) forma parte del Subbético medio y para otros quedaría incluida en el Subbético ultrainterno, dominio paleogeográfico localizado al sur del Subbético interno (Azema *et al.*, 1979). La serie jurásica comienza con la Formación Gavilán, mientras que en el resto hay facies radiolaríticas y turbidíticas. Los rellenos de calcita, al igual que en los casos anteriores, se encajan en los materiales de la Formación Gavilán. Las muestras han sido tomadas en el camino que sube desde Alfarnate hasta el cortijo del Alguacil, en el punto cuyas coordenadas son 882933. Se trata de rellenos de fisuras de algunos centímetros de anchura rellenas de calcitas cuyos cristales son de tamaño centimétrico y formas muy complejas.

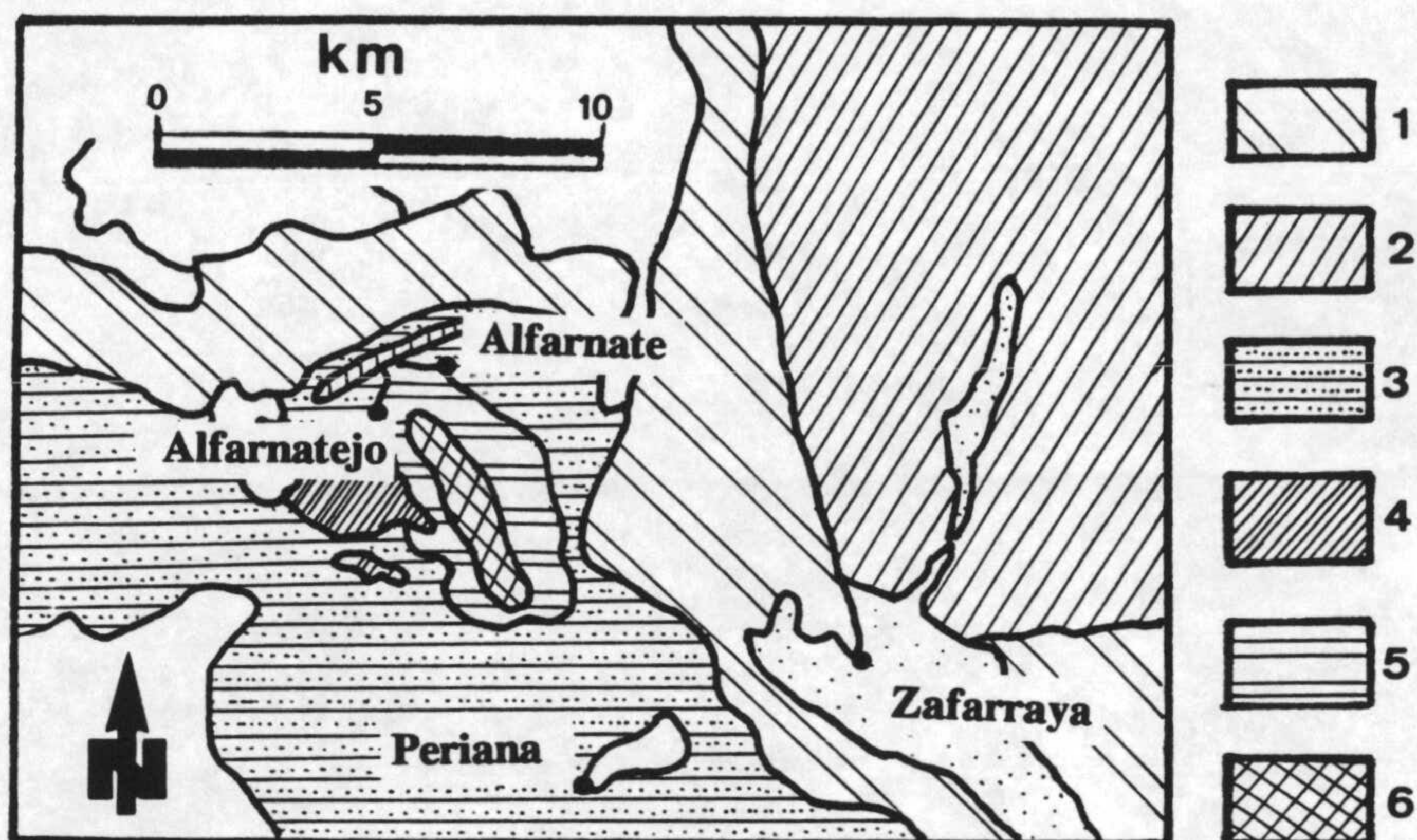


Figura 26.- Localización geográfica y geológica de la Sierra de Gallo-Vilo. 1.- Unidad Hacho de Loja-Parapanda-Moclín; 2.- Unidad de Sierra Gorda; 3.- Unidad de Zafarraya; 4.- Unidad del Torcal; 5.- Unidad de Gallo-Vilo; 6.- Trías.

En todos los casos el muestreo se realizó teniendo en cuenta la relación de estos materiales con la roca encajante. Las muestras de mano seleccionadas finalmente fueron estudiadas mediante el microscopio óptico y preparadas para el estudio de isótopos estables. Las muestras procedentes de Sierra Gorda y Sierra de Parapanda se caracterizan por estar formadas por grandes cristales de calcita traslúcidos, de color amarillento-parduzco. El tamaño de estos cristales varía desde el milimétrico al centimétrico y se observa en ellos diferentes etapas de crecimiento separadas por superficies con óxidos de hierro, con lo que se obtiene un dispositivo de capas que crecen desde la superficie de la pared hacia el interior de la cavidad hasta el relleno completo de ésta. En numerosos casos la abertura de la fractura y la anchura del relleno de las cavidades presenta magnitudes superiores al metro incluso a veces los 5 metros (canteras de Sierra de Parapanda). La textura o fábrica dominante es la de una calcita en empalizada (Folk y Assereto, 1976) o de cristales de calcita columnares (Kendall y Broughton, 1978). En su conjunto presenta una estructura interna muy compacta, de escasa porosidad, que permite su explotación como piedra ornamental (figura 27).

Las muestras procedentes de Gallo-Vilo se caracterizan por presentar también cristales de calcita traslúcidos pero en este caso su tamaño es más pequeño, de carácter milimétrico. La textura que se observa es más compactada con pequeñas secuencias que igual que en los casos anteriores suelen terminar con el depósito de pequeñas superficies de óxido de hierro.

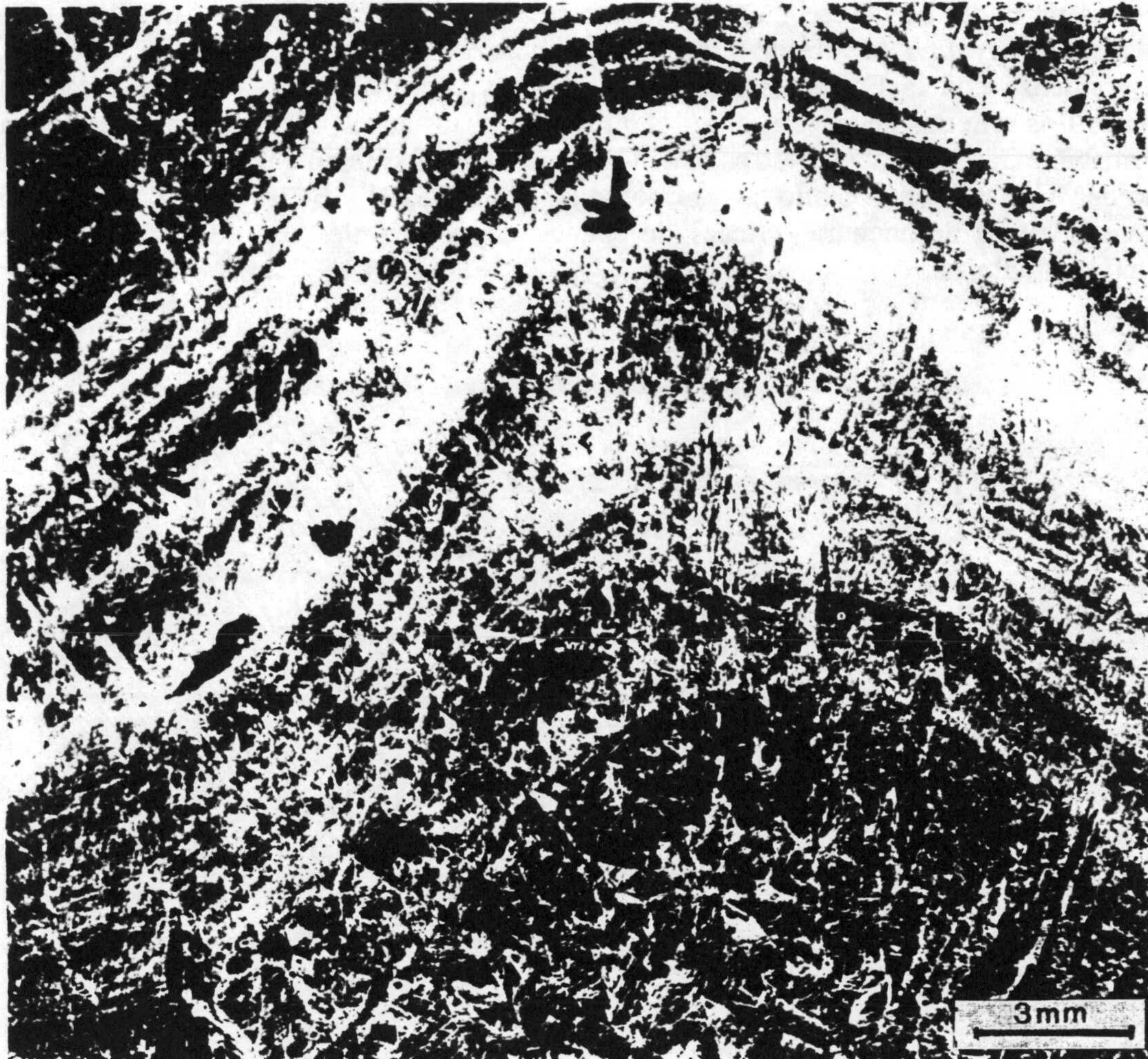


Figura 27.- Microfacies de la falsa ágata, negativo obtenido directamente de la lámina delgada. A) Vista de conjunto donde se observan las diferentes capas de crecimiento de la calcita; B) Aspecto de la calcita en empalizada, las bandas de crecimiento ricas en óxidos de hierro son las blancas que cortan a los cristales.

4.3.- RESULTADOS OBTENIDOS

4.3.1.- Composición mineralógica

El estudio mineralógico de las muestras seleccionadas mediante difracción de rayos X pone de manifiesto que el mineral principal que las constituye es la calcita. Los porcentajes en los cuales aparece dicho mineral son en casi todos los casos del 100 %, aunque a veces pueden aparecer pequeñas cantidades que nunca llegan a superar el 1% de minerales accesorios (cuarzo, minerales de la arcilla).

4.3.2.- Isótopos estables

Los resultados numéricos que suministran los análisis isotópicos quedan reflejados en la tabla 2. Concretamente, dichos valores responden a las siglas de ZL, ZM, ZN, para las muestras procedentes de Sierra Gorda, PAR para las muestras de Sierra de Parapanda y GV para las muestras de Gallo-Vilo. Los valores medios obtenidos para el $\delta^{18}\text{O}$ en las tres localidades estudiadas son similares siendo de -6,05 ‰ para las muestras procedentes de Sierra Gorda, -5,52 ‰ para las

muestras de Sierra de Parapanda, y $-5,81 \text{ ‰}$ para las muestras de Gallo-Vilo. Para el $\delta^{13}\text{C}$ los valores medios obtenidos son equivalentes en las muestras de Sierra Gorda y Gallo-Vilo siendo de $-10,48 \text{ ‰}$ y $-10,46 \text{ ‰}$ respectivamente, sin embargo el valor medio para las muestras de Sierra de Parapanda es algo menos negativo $-7,36 \text{ ‰}$. En la figura 28 se incluyen tres gráficos correspondientes cada uno de ellos a cada una de las tres localidades estudiadas. En dichos gráficos se representan los resultados obtenidos de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los de $\delta^{18}\text{O}$.

Las muestras de Sierra Gorda, en total 8, presentan valores máximos y mínimos de $-9,95 \text{ ‰}$ y $-10,83 \text{ ‰}$ para el $\delta^{13}\text{C}$, mientras que el $\delta^{18}\text{O}$ varía entre un máximo de $-5,61 \text{ ‰}$ y un mínimo de $-7,4 \text{ ‰}$. En la figura 28a se puede observar la distribución, bastante concentrada, de los valores obtenidos. Asimismo, se constata un mayor rango de variación para el $\delta^{18}\text{O}$ que para el $\delta^{13}\text{C}$. Las muestras procedentes de Sierra de Parapanda, un total de 9, suministran valores de $\delta^{13}\text{C}$ que varían entre un máximo de $-4,15 \text{ ‰}$ y un mínimo de $-10,08 \text{ ‰}$. Para el $\delta^{18}\text{O}$ el valor máximo es de $-5,17 \text{ ‰}$ y el mínimo de $-6,35 \text{ ‰}$. La distribución de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los de $\delta^{18}\text{O}$ puede observarse en la figura 28b, en la cual se constata una mayor dispersión en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ mientras que el rango de variación para el $\delta^{18}\text{O}$ es más estrecho. Para las 18 muestras procedentes de Gallo Vilo los valores máximos y mínimos de $\delta^{13}\text{C}$ varían entre $-8,84 \text{ ‰}$ y $-11,51 \text{ ‰}$, mientras que el $\delta^{18}\text{O}$ oscila entre un máximo de $-5,21 \text{ ‰}$ y un mínimo de $-7,2 \text{ ‰}$. Al igual que para los grupos anteriores también se incluye un gráfico (figura 28c) de distribución de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a $\delta^{18}\text{O}$ y se constata que existe una gran concentración de los valores con un intervalo de variación relativamente estrecho para el $\delta^{18}\text{O}$ y algo más amplio para el $\delta^{13}\text{C}$.

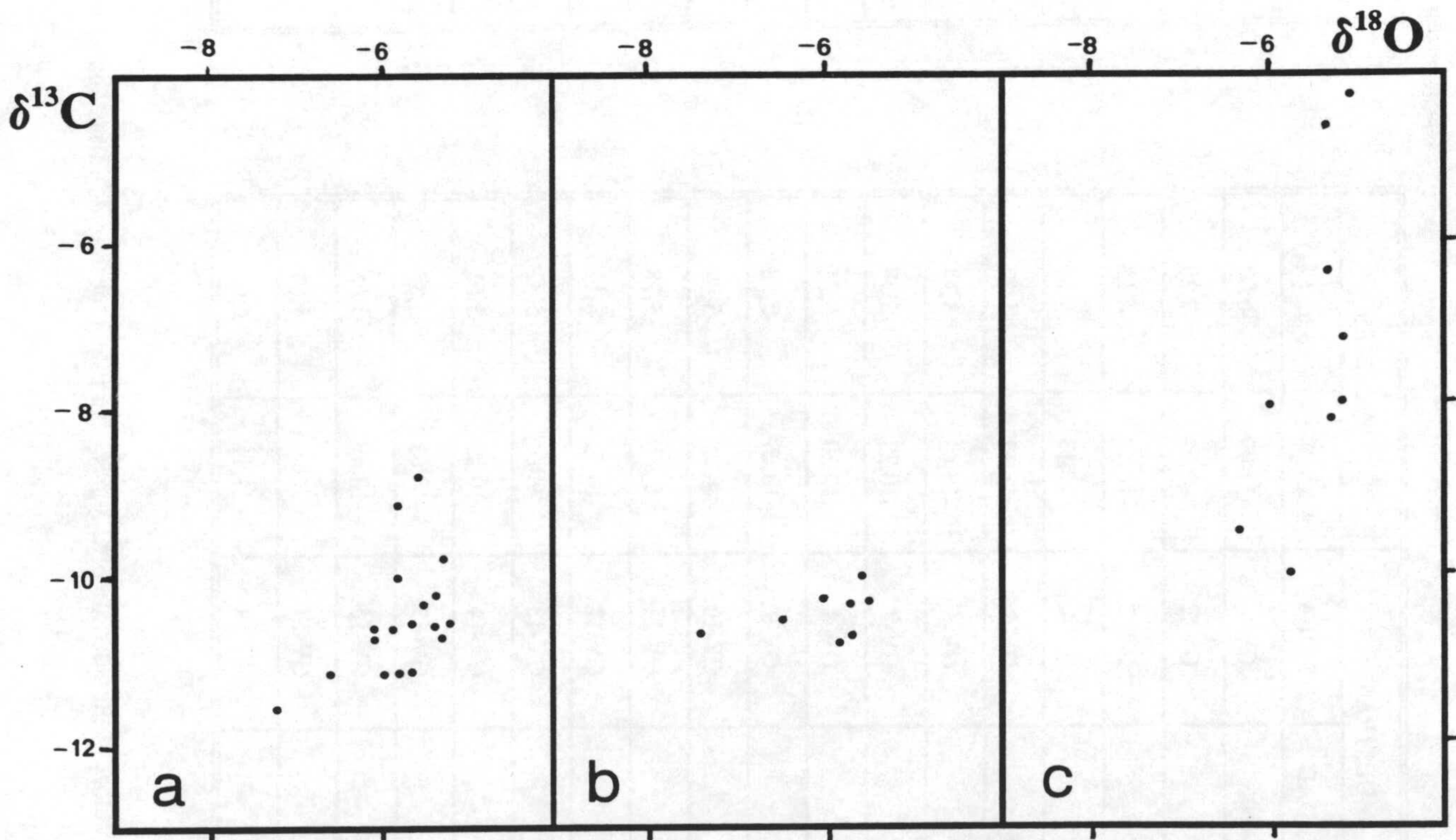


Figura 28.- Representación gráfica de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para cada grupo de muestras de falsas ágatas analizadas. a.- muestras de Sierra Gorda; b.- muestras de Sierra de Parapanda y c.- muestras de Gallo-Vilo.

MUESTRAS		VALORES	
LOCALIDAD	SIGLA	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
Gallo-Vilo	GV-1	-11,09	-6,00
"	GV-2	-11,51	-7,20
"	GV-3	-10,59	-6,12
"	GV-4	-11,13	-5,84
"	GV-5	-11,12	-5,77
"	GV-6	-10,63	-5,94
"	GV-7	-10,23	-5,38
"	GV-8	-10,50	-5,21
"	GV-9	-10,69	-5,28
"	GV-10	-9,10	-5,84
"	GV-11	-9,97	-5,78
"	GV-12	-10,72	-6,12
"	GV-13	-9,67	-5,32
"	GV-14	-10,27	-5,51
"	GV-15	-10,63	-5,38
"	GV-16	-10,49	-5,66
"	GV-17	-8,84	-5,64
"	GV-18	-11,11	-6,60

MUESTRAS		VALORES	
LOCALIDAD	SIGLA	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
Sierra Gorda	ZL-1	-10,47	-6,53
"	ZL-2	-10,36	-5,65
"	ZL-3	-10,67	-5,71
"	ZL-4	-10,83	-5,85
"	ZM-1	-10,77	-7,40
"	ZM-2	-9,95	-5,64
"	ZN-1	-10,33	-5,99
"	ZN-2	-10,44	-5,61
S. Parapanda	PAR-1	-10,08	-5,78
"	PAR-2	-7,99	-5,97
"	PAR-3	-8,06	-5,28
"	PAR-4	-7,24	-5,18
"	PAR-5	-7,87	-5,19
"	PAR-6	-9,51	-6,35
"	PAR-7	-4,56	-5,38
"	PAR-8	-4,15	-5,17
"	PAR-9	-6,39	-5,39

Tabla 2.- Valores obtenidos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para las muestras de falsas ágatas procedentes de Sierra Gorda, Sierra de Parapanda y Gallo-Vilo.

4.4.- INTERPRETACION

La geoquímica isotópica de rellenos fisurales de calcita ha sido utilizada frecuentemente con el fin de establecer la paleohidrología de una determinada región. El estudio conjunto de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ permite conocer las posibles fuentes de carbono y el tipo de aguas y temperaturas a las que han precipitado estos carbonatos. La utilización de los isótopos estables se hace indispensable, debido a la estrecha relación que mantienen estos con la temperatura y con la composición isotópica de las aguas, a partir de las cuales precipitaron los rellenos carbonatados en cada momento. Una misma fractura puede reactivarse en distintos periodos de tiempo, con lo que en muchos casos fracturas selladas por carbonatos hidrotermales, han podido reactivarse permitiendo la circulación de aguas meteóricas con las consiguientes recristalizaciones e intercambios isotópicos por lo que hay que tener en cuenta esta posibilidad.

Son diversos los autores que han abordado el estudio de los rellenos fisurales de calcita entre ellos pueden citarse a Larson y Tullborg (1984) que realizan un estudio isotópico de los rellenos fisurales, situados a distintas profundidades en el área de Finnsjön, Suecia, demostrando que dichos rellenos se han originado a distintas temperaturas que oscilan entre la ambientales y las de un hidrotermalismo de baja temperatura. Clauer *et al.* (1989) utilizando datos químicos previos de otros autores realizan un estudio isotópico del Sr combinado con determinaciones de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ del granito de Stripa (Suecia) y suministran cálculos que ponen de manifiesto que este granito contiene al menos tres diferentes tipos de venas de calcita, permitiendo conocer el origen de los acuíferos y evaluar el grado de interacción de esas aguas con la roca y/o minerales.

Quade y Cerling (1990) estudian los rellenos carbonatados y silíceos existentes en diversas fracturas que rodean a Yucca Mountain, Nevada, concretamente el *Trench 14*, con el fin de poder justificar la localización de un emplazamiento de residuos radiactivos de alta actividad. El estudio isotópico de los materiales que rellenan estas fracturas permite establecer el origen de estos rellenos con lo cual se confirmaría la posible utilización del lugar de emplazamiento elegido. Si se confirma un origen de surgencia de estos rellenos implicaría que el nivel freático en una época glacial habría llegado a la altitud que presenta el *Trench 14*, el cual se encuentra a unos 150 m por encima del nivel propuesto como almacenamiento, que se encuentra a unos 400 m del freático actual. Por tanto, durante un futuro periodo glacial el freático podría alcanzar la zona de ubicación de los residuos radiactivos provocando la dispersión de estos. Otra hipótesis alternativa, sería que el relleno de la fractura tuviera un origen edáfico en cuyo caso no afectaría a las condiciones de emplazamiento. Bottomley y Veizer (1992), presentan un estudio isotópico de los rellenos de calcitas en varios plutones localizados en Ontario, Canadá, en este caso los resultados obtenidos permiten determinar el origen hidrotermal de estos rellenos.

En la figura 29 se representan la totalidad de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para el conjunto de las muestras estudiadas. En dicho gráfico se constata que existe un intervalo de variación para el $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ que varía entre -11 ‰ a -10 ‰ y -6 ‰ a -5 ‰ respectivamente en el cual se concentran la mayor parte de las muestras estudiadas. El resto de los valores presentan un mayor intervalo de variación comprendido entre -11 ‰ a -4 ‰ para el $\delta^{13}\text{C}$ y un intervalo de variación algo más restringido para el $\delta^{18}\text{O}$ (-7 ‰ a -5 ‰).

Como se puede observar tanto los valores de $\delta^{13}\text{C}$ como los de $\delta^{18}\text{O}$ son siempre negativos, siendo los valores medios totales de -9,43 ‰ para el $\delta^{13}\text{C}$ y de -5,79 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$. Estos resultados isotópicos, como puede observarse en la figura 29 difieren ampliamente de los obtenidos para las rocas encajantes (calizas de edad jurásica) por lo que lo primero que puede deducirse es que aunque los materiales estudiados se hayan originado por disolución y posterior precipitación a partir de estas rocas carbonatadas, las condiciones genéticas en ambos casos fueron absolutamente diferentes.

Si se realiza una comparación de los datos obtenidos con los suministrados por diferentes autores para medios subaéreos se puede constatar que estos valores son muy semejantes. Mimran (1985) realiza un estudio sobre venas de calcita y obtiene valores análogos a los obtenidos aquí ($\delta^{13}\text{C}$ entre -6 y -5 ‰ y $\delta^{18}\text{O}$ entre -9 y -8 ‰). Asimismo, estos resultados son similares a los obtenidos por Magaritz *et al.* (1981) para nódulos carbonatados de suelos donde el $\delta^{13}\text{C}$ varía entre -11,5 y -7,5 ‰ y el $\delta^{18}\text{O}$ entre -5,2 y -4 ‰. Cerling (1984) en suelos recientes obtiene valores que oscilan más ampliamente ($\delta^{13}\text{C}$ entre -10,5 a -2 ‰ y $\delta^{18}\text{O}$ entre -14 a -2 ‰).

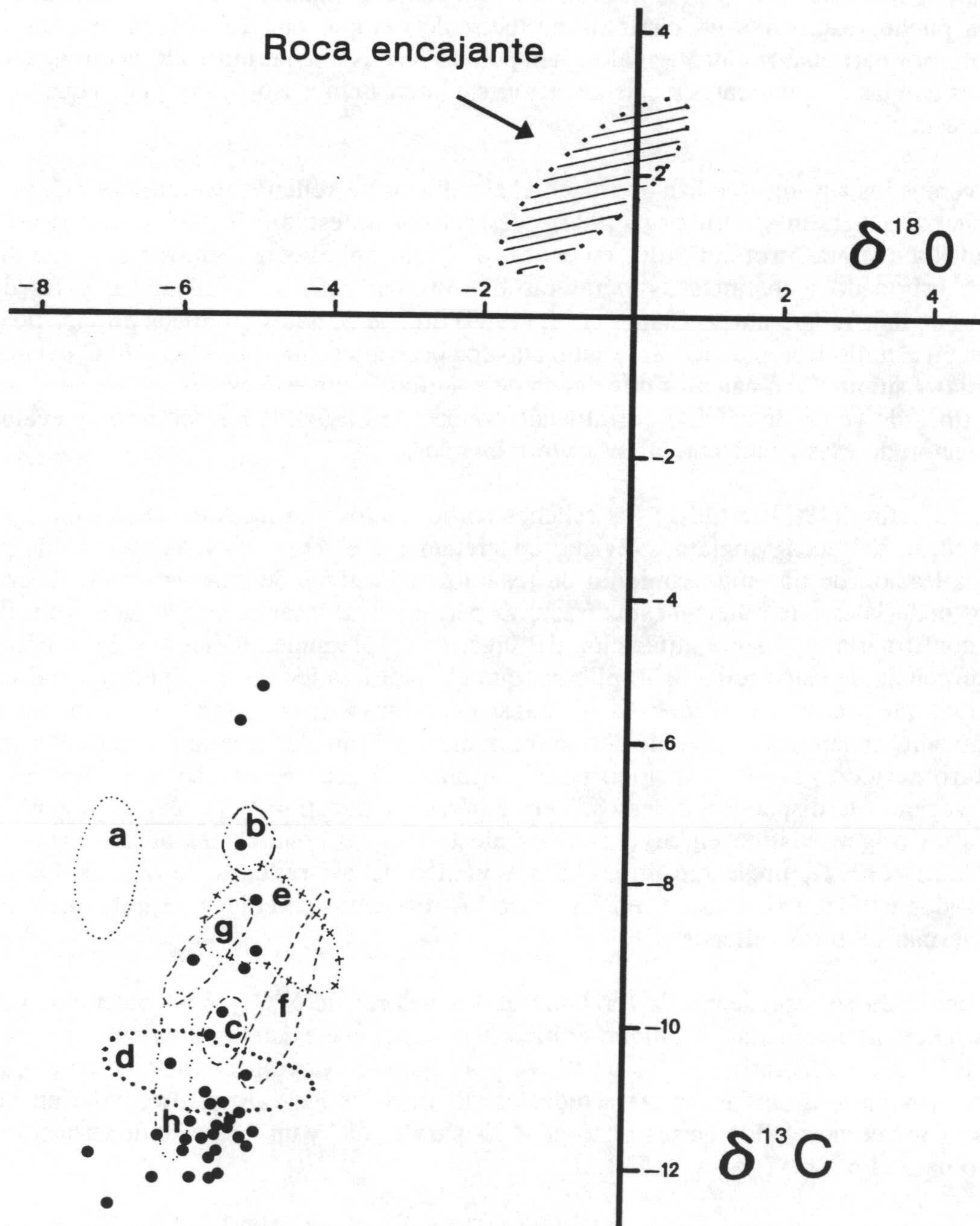


Figura 29.- Representación gráfica de la composición isotópica de todas las muestras de falsa ágatas estudiadas. Se incluyen datos globales de la composición isotópica de la roca encajante, así como los valores de materiales afines descritos en la bibliografía: a) Estalactitas y estalagmitas de Alemania (Fantidis y Ehhalt, 1970), b) y c) Estalactitas y estalagmitas de cuevas de Kentucky (Harmon *et al.*, 1978), d) Estalagmitas de cuevas de Bélgica (Gewelt, 1981), e) Valores genéricos para sedimentos de cuevas según Moore y Druckman (1980), f) y h) Valores para dos cuevas diferentes en Italia (Fornaca-Rinaldi *et al.*, 1968), g) Concreciones de cuevas en Francia (Duplessy *et al.*, 1969).

Por otra parte, estos materiales genéticamente se asemejan a los espeleotemas subaéreos (estalactitas, estalagmitas y depósitos afines) de cuevas recientes, de ahí que los valores isotópicos obtenidos en estos materiales puedan ser comparables con los suministrados por los rellenos calcínicos. Diversos autores como Gewalt (1981), Fornaca-Rinaldi *et al.* (1968), Moore y Druckman (1980), Duplessy *et al.* (1969), estudian estalactitas y estalagmitas obteniendo valores de $\delta^{13}\text{C}$ que oscilan entre -12 y -7 ‰ y de -7 a -4 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$. En todos los casos, los depósitos estudiados son subaéreos, por tanto procedentes de la zona vadosa y en ellos el orden de magnitud de variación del contenido isotópico es similar a los resultados aquí obtenidos.

A partir de los datos isotópicos obtenidos sobre los materiales estudiados es posible obtener estimaciones sobre las temperaturas existentes durante el momento de la precipitación de estos materiales. Aplicando la fórmula de Anderson y Arthur (1983) y tomando como valor medio de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de -7 ‰, el obtenido a partir de un estudio isotópico de las aguas de lluvia recogidas en la ciudad de Granada entre los años 1988 y 1991 (Delgado *et al.*, 1991) se obtienen paleotemperaturas cuyos valores medios son de 20,3°C para Sierra Gorda, 22,4°C para la Sierra de Parapanda y 21,1°C para Gallo-Vilo. Estas temperaturas obtenidas podrían ser indicativas de que el origen de estos materiales pudo tener lugar en condiciones climáticas muy semejantes a las de las aguas actuales y no relacionadas con aguas de origen termal. Por otra parte, la hipótesis de que la génesis de estos materiales esté ligada a aguas de origen meteórico viene soportada también por los valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ los cuales indicarían una procedencia, para el carbono, mayoritariamente de origen orgánico a partir de plantas.

5.- GEOQUIMICA DE LOS ESPELEOTEMAS CUATERNARIOS

Durante los procesos kársticos de disolución ocasionados por la acción de las aguas subterráneas, en las rocas sedimentarias carbonatadas se originan cavidades cuyas dimensiones son muy variables oscilando entre el tamaño centimétrico e incluso hasta el kilométrico. Harmon y Schwarcz (1981), Schwarcz (1986), entre otros, constatan que las cavidades kársticas constituyen fuentes de información paleoclimática de alto interés debido fundamentalmente a la gran estabilidad, de las condiciones climáticas que existen en ellas, con variaciones de temperatura del orden de la décima de grado de una estación a otra, y con un valor que es muy próximo a la media anual del exterior.

La utilización de materiales procedentes de cuevas (o ligados a ellas) para realizar escalas de paleotemperaturas y obtener información paleoambiental y paleoclimática se debe principalmente al hecho de que su génesis está fuertemente condicionada por factores de carácter ambiental que dependen del clima (temperatura, concentración de CO₂, disponibilidad hídrica, etc.). La posibilidad de obtener información paleoclimática a partir del estudio de la distribución de los isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en espeleotemas (previa datación de los mismos) de cuevas ha sido abordada por numerosos autores. Duplessy *et al.* (1969) en Francia para la Cueva de Grange Mathieu y L'Aven d'Organac en Ardèche realizaron un estudio sobre la precipitación de estalagmitas en equilibrio isotópico, con el fin de utilizarlas para obtener datos sobre paleotemperaturas. Gewalt (1981) en la Cueva de Remouchamps, en Bélgica estudió la variación de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en estalagmitas y hace dataciones de ^{14}C , con objeto de obtener interpretaciones paleoclimáticas. Harmon *et al.* (1978a y b) en las cuevas situadas al sur de Missouri y en Kentucky estudiaron las condiciones de precipitación (equilibrio o desequilibrio) de los espeleotemas a partir de los valores de $\delta^{18}\text{O}$, y de los datos de $\delta^2\text{H}$ y de $\delta^{18}\text{O}$ de las inclusiones fluidas existentes en estos materiales. Además estos autores realizaron dataciones de edad absoluta mediante Th/U situando el intervalo de estudio en 230.000 y 100.000 años.

Tres tipos de materiales pueden encontrarse en las cuevas kársticas: los detritus exteriores a la cueva transportados al interior mediante las corrientes de agua o de aire; los bloques desprendidos de las paredes de las cuevas, y el carbonato cálcico precipitado químicamente llamado espeleotema.

De acuerdo con Thraillkill (1976), Folk y Assereto (1976), Esteban y Klappa (1983) y Jiménez de Cisneros *et al.* (1991), entre otros, se denominan espeleotemas a los depósitos carbonatados de precipitación química en las paredes, fisuras, techos y fondos de cuevas, incluyendo las estalactitas y estalagmitas. Usualmente los espeleotemas se dividen en vadosos y freáticos. Los vadosos son los que se forman por aguas que descienden por las paredes o gotean en el techo de las cuevas en contacto con el aire. Los freáticos son cristalizaciones cuya formación tiene lugar en la zona freática, a este grupo de espeleotemas pertenecen los epiacuáticos (s.l.) cuya cristalización está relacionada con el límite superior de la zona freática. Dentro de este grupo de espeleotemas epiacuáticos se distinguen las: calcitas flotantes o *floating rafts* (Pomar *et al.*, 1975, 1976, 1979; Ginés *et al.*, 1981a; Equipo HADES 1985) formadas en la superficie del agua y constituidas por laminillas de calcita de hábito

romboédrico, planas en la parte subaérea y los espeleotemas epiacuáticos (s.s.) detectados en las cuevas de Mallorca por Pomar *et al.* (1976, 1979), Ginés *et al.* (1981a) que son precipitaciones que rodean los lagos formando unas bandas, con una amplitud de unos 50 cm, que coinciden con la amplitud de las oscilaciones del nivel del mar (mareas y meteóricas) y, presentan un engrosamiento hacia la pared central, o sea, hacia el nivel del mar. El estudio de los espeleotemas epiacuáticos cuaternarios tiene un gran interés en la reconstrucción de las fluctuaciones glacioeustáticas del nivel del mar.

Hendy (1971) realizó un estudio amplio sobre la Geoquímica isotópica de los espeleotemas determinando los efectos en la composición isotópica de las diferentes modalidades de formación de los espeleotemas y su aplicación como indicadores paleoclimáticos. Este autor puso de manifiesto que son varios los procesos que pueden conllevar a la precipitación del carbonato cálcico como un espeleotema y que se presenta en un gráfico que se reproduce en la figura 30. En primer lugar se produce la absorción del CO_2 atmosférico durante la fotosíntesis, y posteriormente la liberación de éste en el suelo como resultado de la respiración de las raíces de las plantas y de la descomposición de la materia orgánica en el suelo. Por otra parte, el agua de lluvia al penetrar en el suelo disuelve, además, CO_2 edáfico y al ponerse en contacto con la caliza se produce la disolución del carbonato cálcico. A partir de este momento pueden ocurrir dos procesos alternativos en la composición isotópica de las calcitas precipitadas como espeleotemas:

- a) la disolución de la caliza en un sistema abierto, de manera que la solución que disuelve el carbonato está siempre en contacto con un exceso de CO_2 procedente del suelo.
- b) la disolución de la caliza en un sistema cerrado, donde la solución que disuelve el carbonato es y permanece aislada de la fase gaseosa hasta que penetra en la cueva.

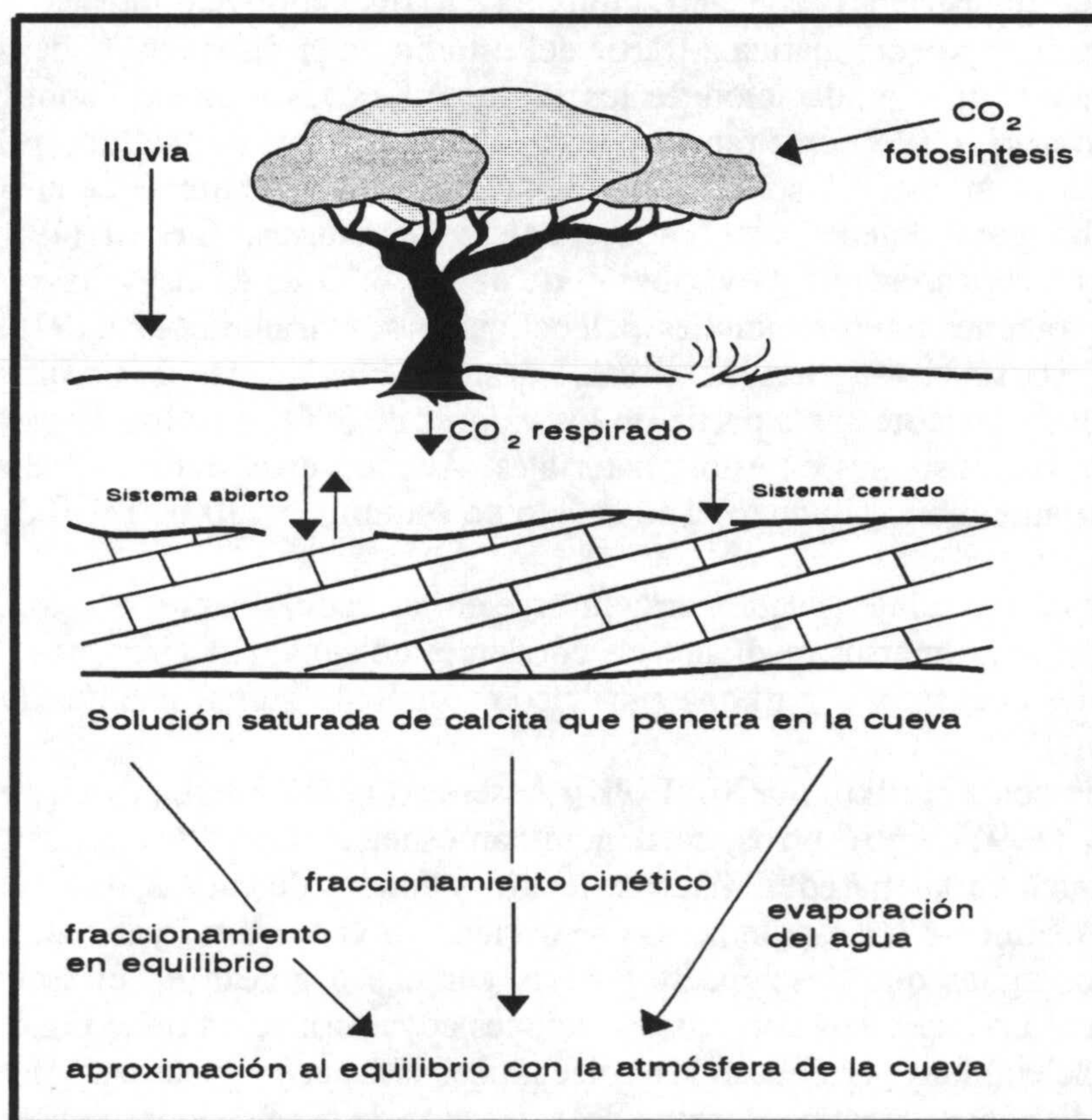


Figura 30.- Diagrama esquemático de la disolución de calizas y la formación de espeleotemas según Hendy (1971). Explicación en el texto.

Estos dos procesos representan casos extremos en la naturaleza de manera que una situación real responde a casos intermedios. Si la presión parcial del CO_2 de la solución saturada en calcita que penetra en la cueva es mayor que la de la atmósfera de la cueva, el CO_2 se libera de la solución y como consecuencia se produce una sobresaturación que origina la precipitación de calcita u ocasionalmente aragonito, y por tanto la formación de espeleotemas. Ahora bien, son varios los procesos que pueden originar una composición isotópica diferente de estas calcitas precipitadas:

- 1) que la velocidad de escape del CO_2 de la solución sea lo suficientemente lenta como para haber equilibrio isotópico entre el CO_2 acuoso y los iones bicarbonato. En este caso, y dado que la precipitación ha tenido lugar en equilibrio isotópico los espeleotemas formados pueden ser utilizados para realizar cálculos de paleotemperaturas.
- 2) que la velocidad de escape del CO_2 de la solución sea lo suficientemente rápida como para impedir el equilibrio entre el CO_2 acuoso y los iones bicarbonato. Este tipo de depósito no es válido para determinaciones de temperaturas ya que se ha producido un fraccionamiento cinético.
- 3) el tercer proceso se refiere al depósito de la calcita cuando la solución alcanza la sobresaturación como consecuencia de la pérdida de agua por evaporación. En este caso se puede considerar que la calcita precipitada está en equilibrio isotópico con el CO_2 de la atmósfera de la cueva, con lo cual estos depósitos servirían para realizar determinaciones de paleotemperaturas. No obstante, este proceso no es frecuente en la formación de espeleotemas debido a la alta humedad que existe en el interior de las cavidades.

Los tres procesos conllevan la precipitación de espeleotemas cuya composición isotópica será, pues, diferente.

5.1.- CUEVA DE NERJA

5.1.1.- Localización geográfica y geológica

El área de estudio está situada en la población de Maro, cerca de la localidad de Nerja, en el extremo oriental de la provincia de Málaga, junto al Mediterráneo. El acceso a la cueva se realiza desde la carretera N-340, en el kilómetro 302 junto al pueblo de Maro (figura 31).

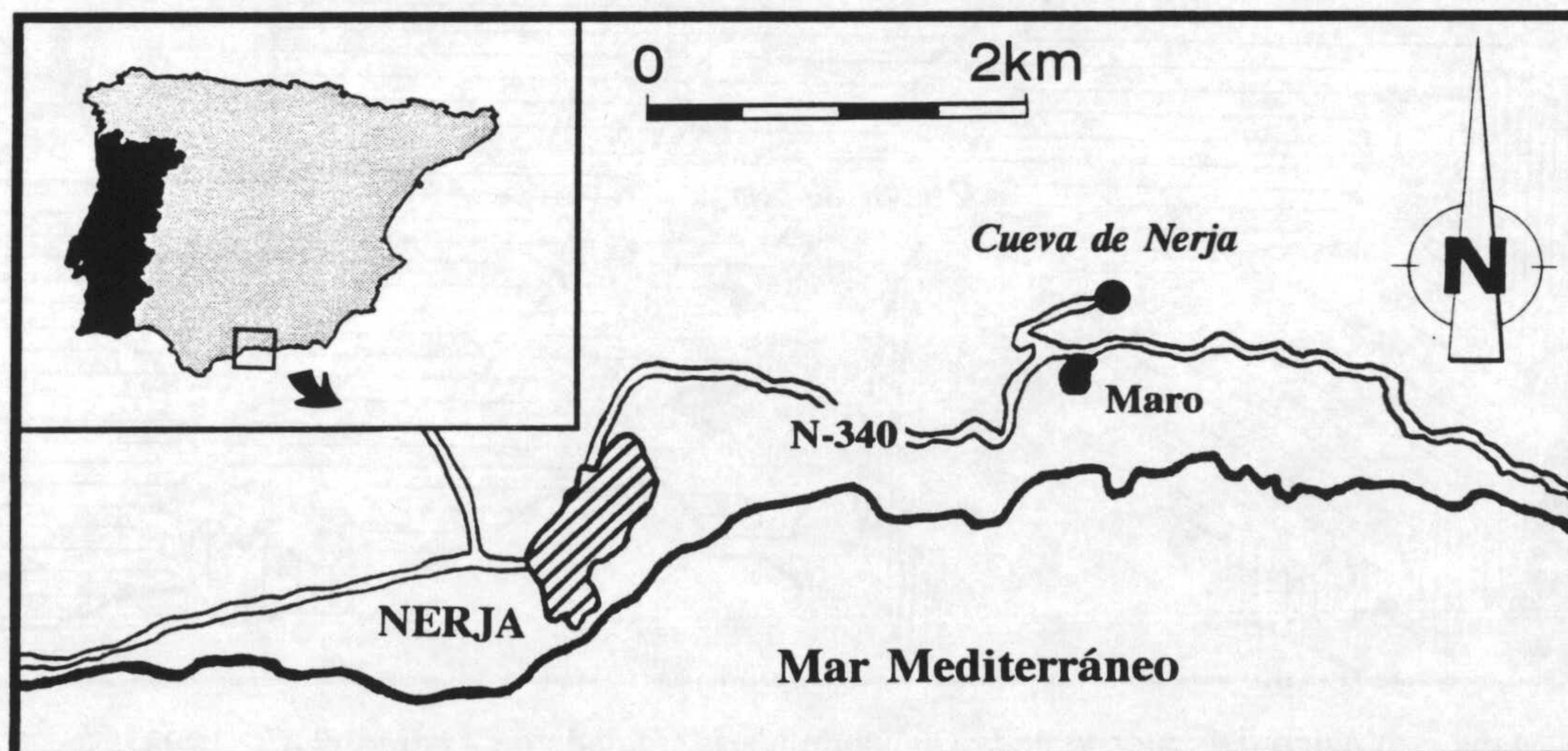


Figura 31.- Localización geográfica de la Cueva de Nerja.

El clima de este área corresponde al tipo mediterráneo seco caracterizado por las escasas precipitaciones, esta sequedad se encuentra acentuada por la desigual repartición de las precipitaciones y por la existencia de un periodo de sequía estival muy prolongado. La temperatura media anual no baja de 16°C (con un valor medio de 20°C), a pesar de todo para cada lugar específico existen modificaciones locales según la inclinación del terreno, orientación, naturaleza del suelo, proximidad al mar, etc. que van a originar microclimas especiales.

La vegetación existente alrededor de la cueva está representada por un bosque de encinas con acebuches y palmitos, por un matorral denso (chaparral y retamal), por un matorral degradado (tomillo) y por un pastizal (espartal). En el interior de la cueva las condiciones actuales de iluminación han permitido el desarrollo de algas verdes, verde-azuladas y de musgos.

Los materiales que constituyen el entorno de la Cueva de Nerja, pertenecen mayoritariamente a las Zonas Internas, concretamente al Complejo Alpujárride, de la Cordillera Bética, y minoritariamente al relleno de las depresiones costeras neógeno-cuaternarias (figura 32). El Complejo Alpujárride ocupa una gran extensión superficial en la Cordillera Bética, está compuesto por varias unidades tectónicas que Aldaya *et al.* (1979) agruparon en cuatro conjuntos de mantos. Posteriormente, estos mantos han sido clasificados en Mantos Alpujárrides inferiores, intermedios y superiores (Martín-Algarra, 1987) atendiendo al grado de deformación y metamorfismo. De acuerdo con Sanz de Galdeano (1986, 1989 y 1990) aflora ampliamente el Manto de Almirajara, equivalente al Alpujárride intermedio de Martín-Algarra (1987), en cuyos mármoles se desarrolla la Cueva de Nerja, y en menor medida, los esquistos del Manto de Guájares, tectónicamente superpuesto al anterior y que se incluye en el Alpujárride superior de Martín-Algarra (1987). Sobre cualquiera de los materiales anteriores se disponen discordantemente los depósitos sedimentarios del Plioceno y del Cuaternario (figura 33).

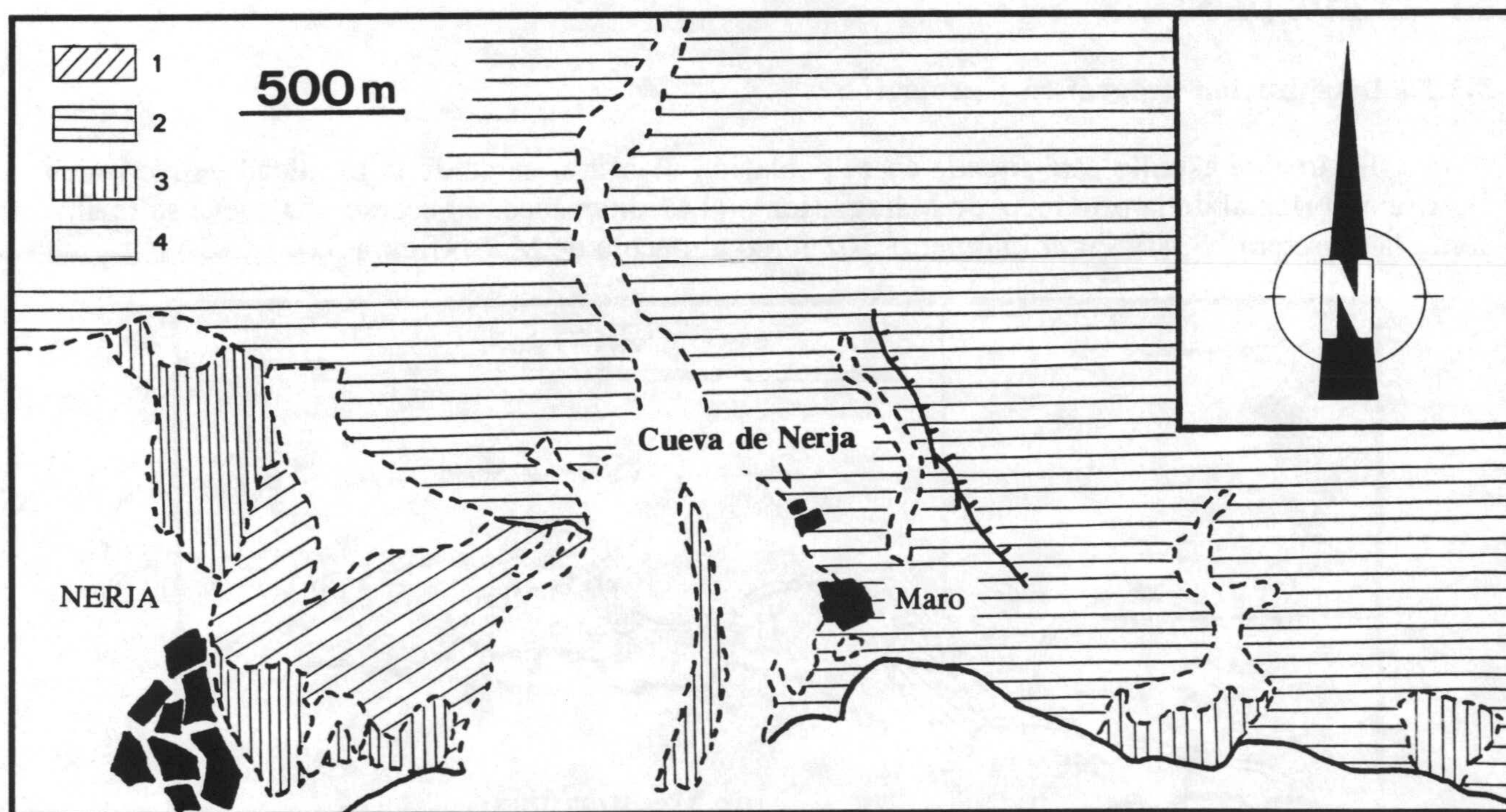


Figura 32.- Mapa geológico del entorno de la Cueva de Nerja (tomado de Andreo *et al.*, 1993). 1 y 2.- Manto de Guajares y Manto Almirajara (Alpujárride); 3.- Plioceno; 4.- Cuaternario.

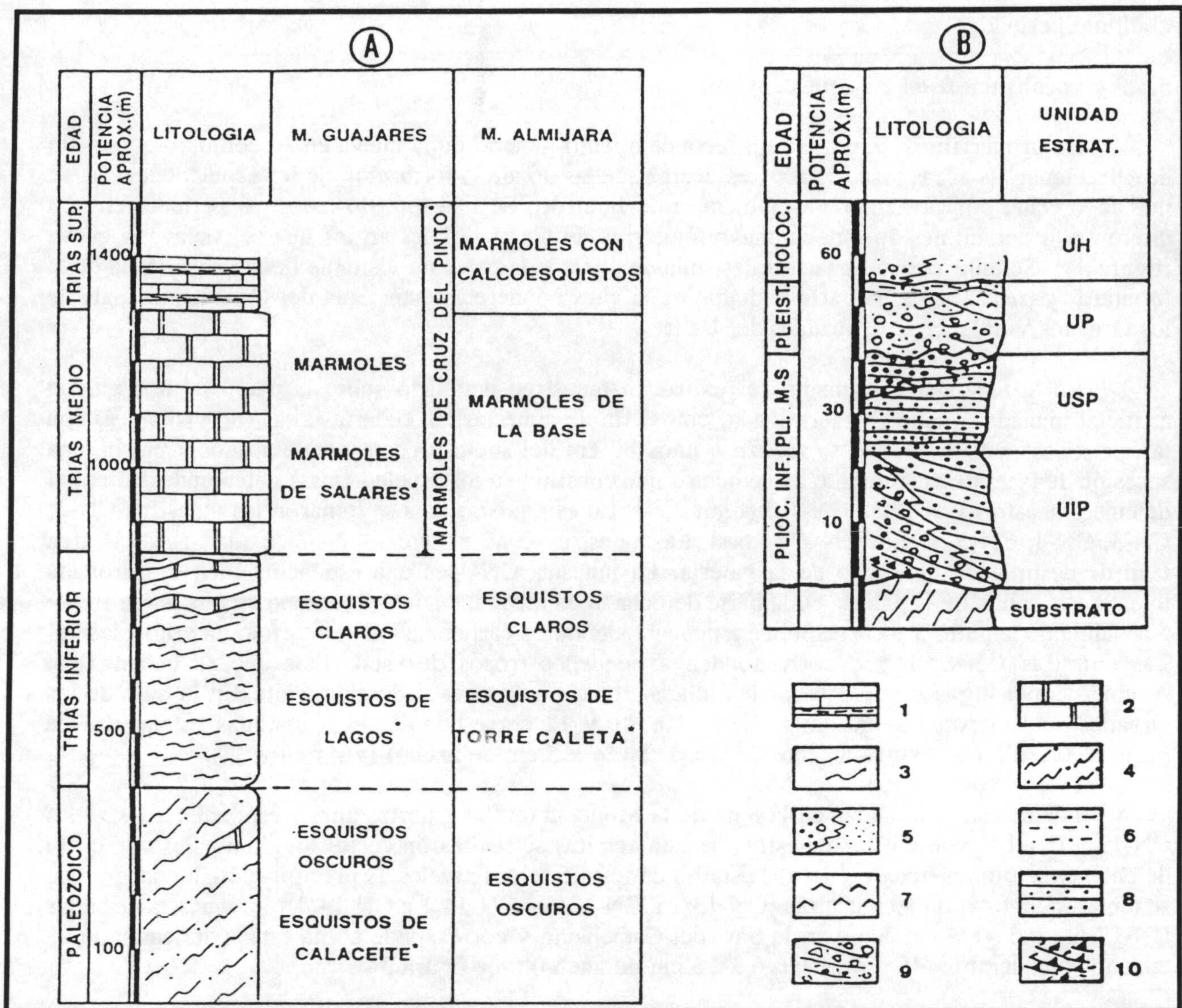


Figura 33.- Columnas estratigráficas sintéticas del Complejo Alpujarride (A) y del Neógeno-Cuaternario (B) en el entorno de la Cueva de Nerja. Leyenda.- 1: mármoles calizos con intercalaciones de calcoesquists; 2: mármoles dolomíticos "sacaroideos"; 3: esquistos claros; 4: esquistos oscuros; 5: gravas y arenas; 6: arenas y limos; 7: travertinos; 8: arenas o microconglomerados marinos; 9: brechas de cantos de mármol; 10: brechas de cantos de esquistos; UIP: Unidad inferior pliocena; UP: Unidad pleistocena; UH: Unidad holocena (según Elorza y García-Dueñas (1980)).

5.1.2.- Evolución de la Cueva de Nerja

La utilización de métodos de geocronología absoluta en la cueva ha permitido a autores anteriores datar y establecer la secuencia ordenada de eventos acaecidos en la cavidad a lo largo de su historia geológica. Durán *et al.* (1993) indica que el inicio del periodo de karstificación que dió lugar a la actual Cueva de Nerja, se remonta como mínimo al Pleistoceno inferior, al haberse datado espeleotemas en su interior de más de 800.000 años B.P.. Estos autores detectan tres fases de precipitación de espeleotemas a lo largo de la historia evolutiva de la cavidad, y la primera de ellas que se sitúa en torno a los 800.000 años fue la responsable de grandes volúmenes de espeleotemas en la Sala del Cataclismo. La siguiente fase en torno a los 325.000-370.000 años (dentro del Pleistoceno medio) y el último periodo comprendido entre los 165.000 y 66.000 años en el cual existe una gran generación de espeleotemas. Los espeleotemas aquí estudiados principalmente corresponde

al último periodo.

5.1.3.- Localización de las muestras

En primer lugar se realizó un reconocimiento general de la cueva en su conjunto con el fin de seleccionar las áreas más idóneas, es decir aquellas donde la formación de los espeleotemas se ve más favorecida por presentar un ambiente más húmedo. Se han tomado muestras pertenecientes a diferentes generaciones de espelotemas y muestras de los materiales en los que se enclava la cueva (figura 34). Se muestrearon cuatro salas, una de ellas de la parte no visitable de la cueva (Sala de la Montaña) y tres salas de la parte visitable de la cueva concretamente: Sala del Cataclismo, Sala de los Organos y Sala de la Cascada o del Ballet.

En la Sala del Cataclismo se realizó un muestreo detallado sobre la pared de una galería artificial iniciada, aunque no terminada, con el fin de conectar las Galerías altas (no visitables) con las turísticas. Este muestreo se realizó a unos 80 cm del suelo y corresponde a unos 7 cm de una sucesión de fases de crecimiento de cementos que constituyen los espeleotemas, obteniéndose un total de cinco muestras CN-1/1 a CN-1/5 (figura 34). En esta misma sala se tomaron las muestras CN-2, CN-3, CN-4, CN-5, CN-6, CN-7 y CN-8. Las muestras CN-2 y 3 corresponden a una costra calcárea fácil de desprender del techo de la galería. La muestra CN-4 es una estalactita bien desarrollada tomada a la salida de la galería en la parte derecha de la misma. La CN-5 se tomó en una pared frente a la salida de la galería y corresponde a pequeños nódulos carbonatados de morfología arborescente. Las muestras CN-6, 7 y 8 corresponden a pequeños trozos de estalactitas que se encontraban recubiertas por algas y que presentaban claras zonas con procesos de alteración. En la Sala de los Organos se tomaron las muestras CN-9, 10, 11 y 12 correspondientes a distintas estalactitas de pequeño tamaño (aproximadamente 20 cm de largo x 5 cm de ancho) (ver figura 34).

Las muestras tomadas en la Sala de la Montaña (en las galerías altas) responden a las siglas CN-13 y CN-14. Sobre estas muestras de estalagmitas se realizaron cortes longitudinales con el fin de obtener secciones que permitan el estudio de los diferentes niveles de precipitación de manera que se tomaron un total de 10 muestras (CN-13/1 a CN-13/6 y CN-14/1 a CN-14/4). La muestra de siglas CN-15 fue recogida del suelo en la Sala del Cataclismo y corresponde a una estalactita caída de un tamaño considerable (45 cm de largo x 16 cm de ancho) (ver figura 34).

Las muestras CN-16 y 17 corresponden a los mármoles triásicos donde se encaja la cueva. Ambas muestras se tomaron en la Sala de la Cascada o del Ballet (figura 34).

Además de las muestras sólidas carbonatadas se recogieron muestras de aguas de lluvia de la zona y de aguas de infiltración de la cueva. En total fueron 43 las muestras acuosas estudiadas de las cuales, 13 correspondían a aguas de lluvia recogidas durante los meses de Octubre de 1991 a Abril de 1992, las otras 30 muestras corresponden a aguas de infiltración de la cueva correspondientes a los meses de Octubre, Noviembre y Diciembre de 1991 y que fueron recogidas en diferentes salas de la cueva (Cataclismo, Organos, Entrada Inmensidad, Niveles, Bajada Lanza, Lanza, Montaña, Lanza-Inmensidad, Cabra).

5.1.4.- Resultados obtenidos

En este apartado se describen los resultados obtenidos en los análisis mineralógicos, de elementos traza e isotópicos para las muestras de espeleotemas y de roca encajante. Asimismo, se incluyen los resultados isotópicos de las aguas de lluvia y de infiltración estudiadas.

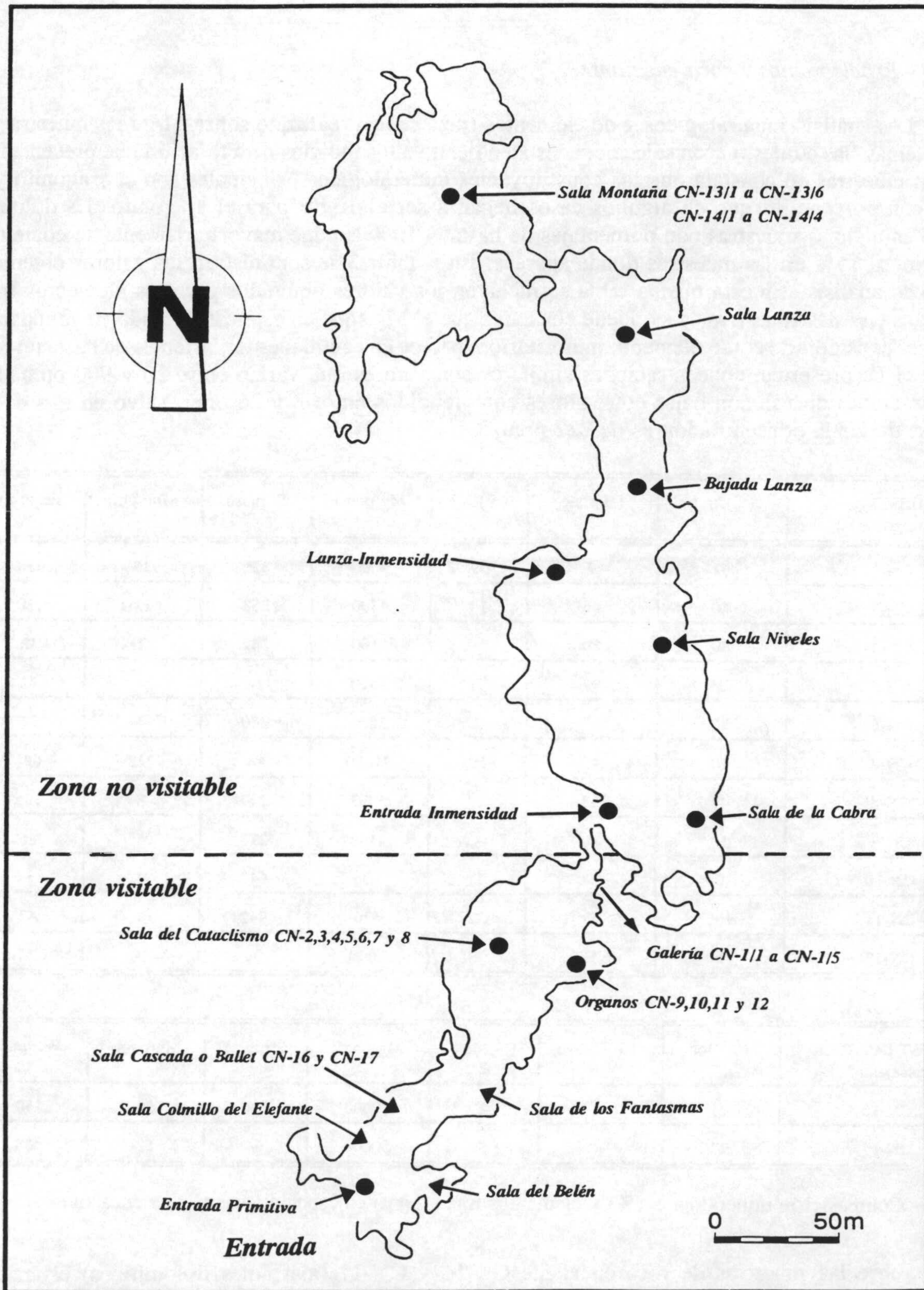


Figura 34.- Plano del interior de la Cueva de Nerja en el que se indican las distintas salas existentes, así como la ubicación de las muestras carbonatadas. Los puntos negros indican la localización de los diferentes puntos de muestreo de las aguas de infiltración en las distintas salas.

5.1.4.1.- Espeleotemas y roca encajante

Los análisis mineralógicos y de elementos traza se han realizado sobre 11 de las muestras de espeleotemas, las cuales fueron seleccionadas atendiendo a los indicios de alteración que presentaban. En estas muestras se constata que los constituyentes mineralógicos principales son el aragonito y la calcita con porcentajes que en algunos casos llegan a ser el 100% para el aragonito. La dolomita aparece en algunas muestras con porcentajes de hasta el 50% aunque mayoritariamente su contenido es inferior al 15% en las muestras donde aparece. En la tabla 3 se suministran los valores obtenidos para dicho análisis. En esta misma tabla se incluyen los valores obtenidos para los elementos traza estudiados en estas muestras, y se puede constatar que el Mg, que en este caso y dada su abundancia podría ser considerado como elemento minoritario, aparece en cantidades importantes de hasta un 3%. El Sr y el Fe presentan concentraciones similares con valores que varían entre 20 y 900 ppm. Las concentraciones de Mn son bajas con valores comprendidos entre 2 y 26 ppm, salvo en una de las muestras donde la concentración es de 222 ppm.

MUESTRAS (Espeleotemas)	(%)Arag	(%)Calc	(%)Dol	Mg(ppm)	Sr(ppm)	Mn(ppm)	Fe(ppm)
CN-2	52	9	39	9000	326	26	230
CN-3	40	46	14	4500	358	12	120
CN-4	80	20	-	1100	142	2	32
CN-5	3	97	Tr	3600	24	4	32
CN-6	88	10	2	3500	280	4	22
CN-7	10	40	50	31000	84	222	696
CN-8	47	53	Tr	5333	244	8	128
CN-9	20	80	-	4100	278	4	86
CN-10	100	Tr	Tr	106	640	4	-
CN-11	100	Tr	Tr	420	942	4	42
CN-12	6	88	6	7000	96	4	22

MUESTRAS (Roca encajante)	(%)Dol	(%)Hidro	(%)Mica	Mg(ppm)	Sr(ppm)	Mn(ppm)	Fe(ppm)
CN-16	94	4	2	50000	78	50	250
CN-17	97	-	3	50000	64	52	408

Tabla 3.- Composición mineralógica (%) y elementos traza (ppm) en espeleotemas y roca encajante.

Sobre las muestras de roca encajante CN-16 y CN-17 (mármoles dolomíticos) el análisis mineralógico corrobora que el mineral mayoritario es la dolomita con porcentajes de 94 y 97% (tabla 3). En general este mineral aparece acompañado en algunos casos, y en cantidades menores al 4%, por hidromagnesita y mica. Las concentraciones de Fe, Mn y Sr en estas muestras son similares a las observadas en los espeleotemas, el Mg en este caso elemento minoritario aparece en cantidades mayores (5%).

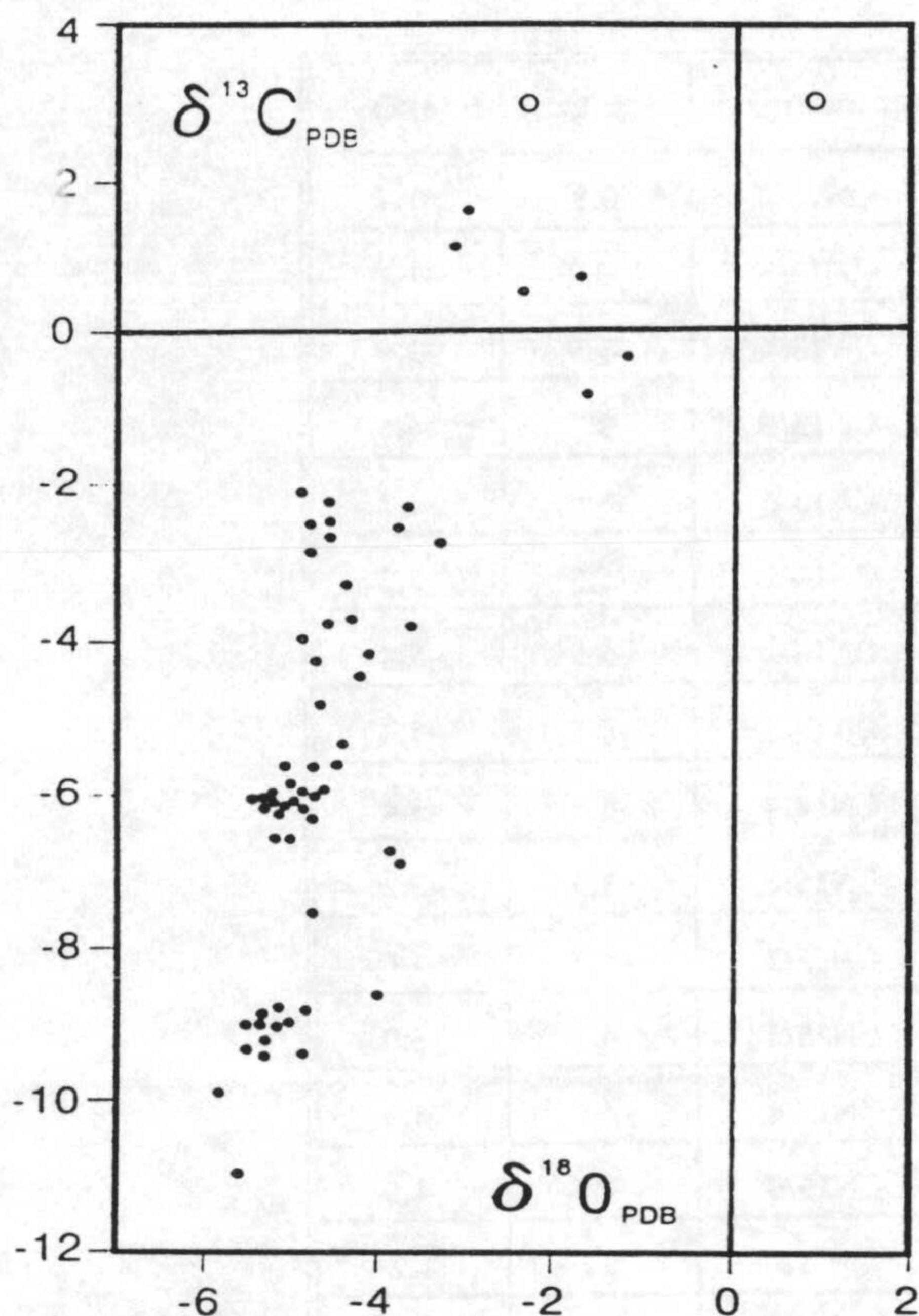


Figura 35.- Representación gráfica de los valores de $\delta^{13}C$ frente a $\delta^{18}O$ obtenidos para el total de las muestras de espeleotemas recogidas en todas las salas. También se incluyen (círculos en blanco) los valores obtenidos para las muestras de roca encajante.

5.1.4.2.- Aguas de lluvia y de infiltración

Los resultados del análisis isotópico $\delta^{18}O_{SMOW}$ de las muestras de aguas de lluvia y de infiltración de la cueva se pueden observar en la tabla 5. Los valores del $\delta^{18}O$ de las aguas de lluvia son muy heterogéneos, constatándose importantes fluctuaciones de unos meses a otros, de manera que durante el mes de Enero-1992 el valor de $\delta^{18}O$ es de -7,8 ‰ y durante el mes de Diciembre-1991 mucho más positivo -2,4 ‰ (ver tabla 6). Como se pone de manifiesto el número de precipitaciones acaecidas durante el intervalo de tiempo de estudio, Octubre 1991 a Abril 1992, fue muy escaso por lo que los valores obtenidos para este área no son muy representativos de la media anual. Además al no poseer datos sobre cantidades de precipitación no se han podido efectuar las correcciones pertinentes debidas a procesos tales como, evaporación, intercambio isotópico con la humedad atmosférica (muy elevada en zonas costeras) etc.

Por el contrario, los valores isotópicos de $\delta^{18}O$ de las aguas de infiltración de la cueva son muy homogéneos en todas las salas muestreadas, y presentan escasas variaciones a lo largo de los tres meses estudiados. El valor mensual de $\delta^{18}O$ es de -5,2 ‰ para el mes de Octubre, de -5,3 ‰ en Noviembre, y algo menos negativo durante el mes de Diciembre -4,9 ‰. El valor medio global de las aguas de infiltración es de $\delta^{18}O = -5,2$ ‰, que por otra parte debe ser más próximo a la media anual de precipitaciones. Dado que el número de muestras de aguas de lluvia era muy escaso, y a la vez poco representativo del área, sus valores isotópicos no se han tenido en cuenta a la hora de realizar estimaciones de paleotemperaturas, es por esta razón por lo que solamente se han considerado las aguas de infiltración.

Los valores isotópicos de las muestras de espeleotemas y de roca encajante pueden observarse en la tabla 4. En los espeleotemas los valores máximos de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ son de -2,2 ‰ y -3,4 ‰ respectivamente, los valores mínimos son de -8,6 ‰ para el $\delta^{13}C$ y de -5,4 ‰ para el $\delta^{18}O$. En la figura 35 se representan gráficamente los resultados de $\delta^{13}C$ frente a los de $\delta^{18}O$, y se constata que el intervalo de variación es más amplio para los valores de $\delta^{13}C$ que para los de $\delta^{18}O$, y además se observa que todos los valores caen dentro del cuadrante de valores negativos para ambas razones isotópicas. En las muestras de roca encajante los valores de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ obtenidos son muy diferentes a los de los espeleotemas siendo el valor medio de $\delta^{13}C$ de 3,1 ‰ y el de $\delta^{18}O$ de -0,6 ‰. En la figura 35 se puede observar la diferencia entre los resultados obtenidos para las muestras de espeleotemas y los obtenidos para la roca encajante.

Muestras	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Muestras	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
CN-1/1	-5,9	-4,9	CN13/2	0,8	-1,7
CN-1/2	-5,6	-4,7	CN13/3	-0,2	-1,1
CN-1/3	-5,3	-4,7	CN13/4	-6,9	-3,9
CN-1/4	-5,9	-5,2	CN13/5	-3,7	-4,5
CN-1/5	-5,6	-5,4	CN13/6	-8,6	-4,2
CN-2	-5,8	-3,6	CN14/1	-5,9	-5,2
CN-3	-6,7	-4,0	CN14/2	-5,9	-5,4
CN-4	-2,5	-3,9	CN14/3	-6,1	-5,4
CN-5	-7,6	-5,0	CN14/4	-6,5	-5,4
CN-6	-2,2	-3,8	CN15/1	-3,9	-5,2
CN-7	-4,4	-4,4	CN15/2	-3,2	-4,6
CN-8	-2,7	-3,4	CN15/3	-4,2	-5,0
CN-9	-6,3	-5,1	CN15/4	-4,1	-4,3
CN-10	-3,8	-4,8	CN15/5	-4,8	-4,9
CN-11	-3,7	-4,8	CN-16	3,1	1,2
CN-12	-6,3	-5,0	CN-17	3,1	-2,4
CN13/1	-0,7	-1,6			

Tabla 4.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras carbonatadas de espeleotemas y roca encajante

LOCALIZACION	Octubre	Noviembre	Diciembre	V.Medio
Cataclismo	-5,0	-4,9	-4,5	-4,8
Organo	-4,9	-4,7	-4,7	-4,8
E. Inmensidad	-5,8	-6,4	-5,5	-5,9
Niveles	-5,5	-5,7	-5,3	-5,5
B. Lanza	-4,4	-4,2	-3,7	-4,1
Montaña	-5,7	-5,8	-5,4	-5,7
Lanza	-5,4	-5,3	-5,1	-5,2
P. Inm.-Lanza	-5,6	-5,8	-5,3	-5,6
Cabra	-4,8	-5,2	-4,8	-4,9
Media mensual	-5,2	-5,3	-4,9	-5,2

Tabla 5.- Valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas de infiltración de la cueva.

Muestras	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}_w$	t°C	Muestras	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}_w$	t°C
CN-1/1	-4,9	-5,2	17,9	CN13/2	-1,7	-	-
CN-1/2	-4,7	-5,2	17,2	CN13/3	-1,1	-	-
CN-1/3	-4,7	-5,2	17,2	CN13/4	-3,9	-	-
CN-1/4	-5,2	-5,2	19,0	CN13/5	-4,5	-	-
CN-1/5	-5,4	-5,2	19,7	CN13/6	-4,2	-	-
CN-2	-3,6	-4,8	14,8	CN14/1	-5,2	-5,2	19,0
CN-3	-4,0	-4,8	16,2	CN14/2	-5,4	-5,2	19,7
CN-4	-3,9	-4,8	15,9	CN14/3	-5,4	-5,2	19,7
CN-5	-5,0	-5,2	18,3	CN14/4	-5,4	-5,2	19,7
CN-6	-3,8	-5,2	14,1	CN15/1	-5,2	-5,2	19,0
CN-7	-4,4	-5,2	16,2	CN15/2	-4,6	-5,2	16,9
CN-8	-3,4	-5,2	12,8	CN15/3	-5,0	-5,2	18,3
CN-9	-5,1	-4,8	20,1	CN15/4	-4,3	-5,2	15,9
CN-10	-4,8	-4,8	19,0	CN15/5	-4,9	-5,2	17,9
CN-11	-4,8	-4,8	19,0				
CN-12	-5,0	-4,8	19,7				
CN13/1	-1,6	-	-				

Tabla 6.- Valores de $\delta^{18}\text{O}$ de los espeleotemas, del $\delta^{18}\text{O}$ del agua, y temperaturas obtenidas.

5.1.5.- Estudio del equilibrio isotópico en los espeleotemas

No todos los espeleotemas precipitan en equilibrio isotópico con el agua de la que proceden, de manera que pueden existir fraccionamientos isotópicos de tipo cinético que durante el depósito ocasionan esta precipitación en desequilibrio. En estos casos, y como ya se mencionó anteriormente, estos materiales no pueden ser utilizados para realizar determinaciones de paleotemperaturas.

Con el fin de establecer si algunas estalactitas y estalagmitas de la cueva precipitaron en equilibrio isotópico se han seleccionado tres muestras (dos estalactitas denominadas ET y E, y una estalagmita denominada EM) y se han realizado 30 determinaciones isotópicas. En las figuras 36 y 37 se pueden observar las secciones de dichos espeleotemas y en las que se indica la posición de las muestras estudiadas. El muestreo se realizó a lo largo de una misma capa de precipitación, ya que cada nivel carbonatado se deposita a partir de un mismo tipo de agua que puede tener, o no, continuidad con el nivel siguiente. Los valores isotópicos obtenidos se detallan en las mismas figuras y se constata una gran homogeneidad entre cada una de las series de muestras aunque existen amplias diferencias entre ellas.

Para poder observar si la precipitación ocurrió en equilibrio se realiza una representación gráfica del $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ a lo largo de la sección muestreada. La existencia de una correlación lineal $\delta^{18}\text{O} = f(\delta^{13}\text{C})$, pondría de manifiesto el depósito del espeleotema en desequilibrio. En la figura 36 se puede observar que en la estalagmita EM y la estalactita E las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ no guardan una relación entre sí, lo cual viene confirmado por las rectas de regresión correspondientes a ambos parámetros, en las que se obtienen coeficientes de correlación muy bajos ($r=0,21$ siendo $N=11$ y $r=0,14$ siendo $N=6$). Esta baja correlación indica que durante el depósito de estos carbonatos no se han producido efectos secundarios de evaporación y/o desgasificación brusca de CO_2 que alteren el equilibrio químico entre calcita/agua, con lo cual estos espeleotemas serán útiles para realizar

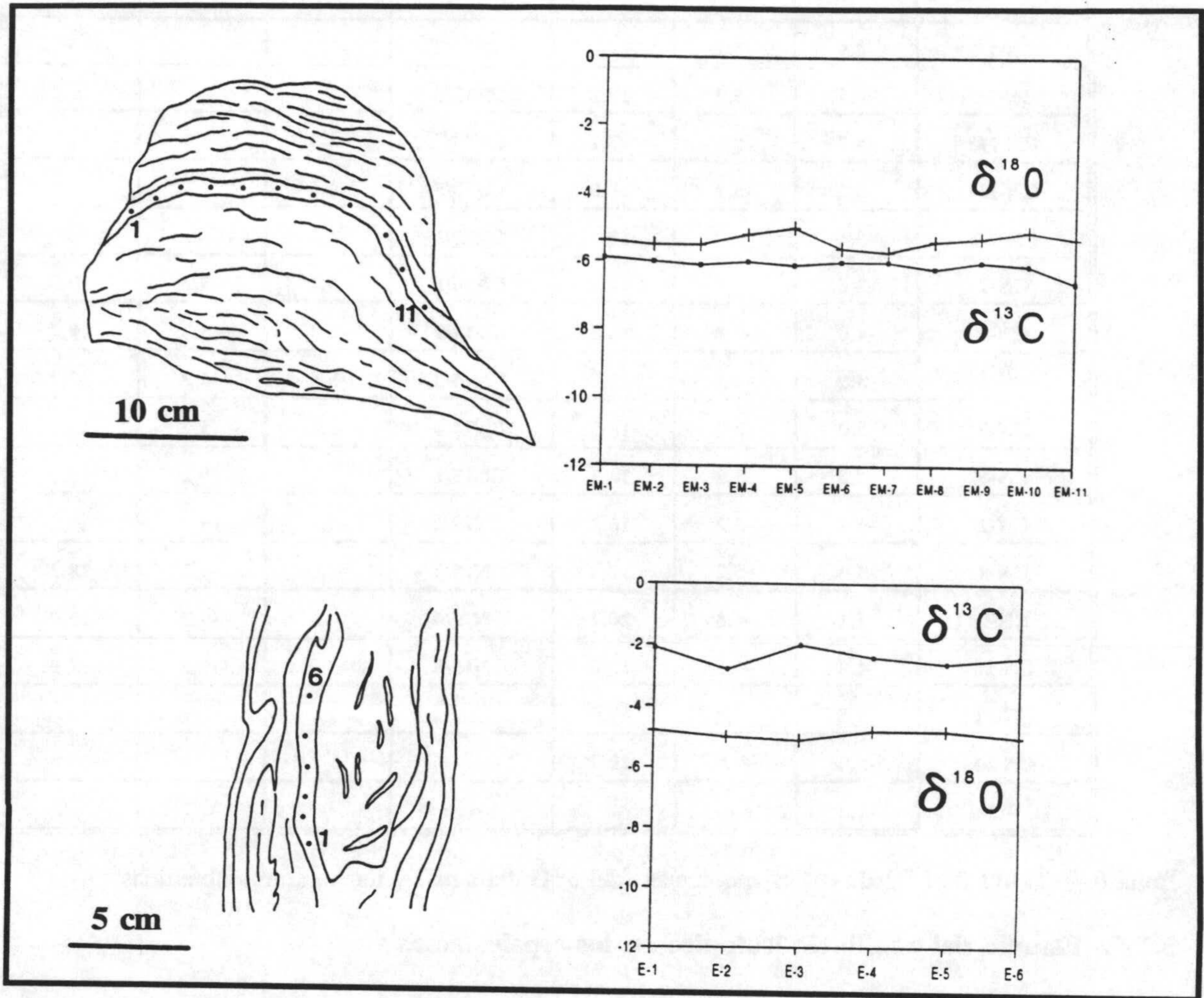


Figura 36.- Esquema de los espeleotemas seleccionados para establecer las condiciones de precipitación en equilibrio de los mismos. Se puede observar también el gráfico de correlación obtenido para la evolución del $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ a lo largo de la capa seleccionada.

MUESTRA	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
EM-1	-5,9	-5,4
EM-2	-6,0	-5,5
EM-3	-6,1	-5,5
EM-4	-6,0	-5,2
EM-5	-6,1	-5,0
EM-6	-6,0	-5,6
EM-7	-6,0	-5,7
EM-8	-6,2	-5,4
EM-9	-6,0	-5,3
EM-10	-6,1	-5,1
EM-11	-6,6	-5,3

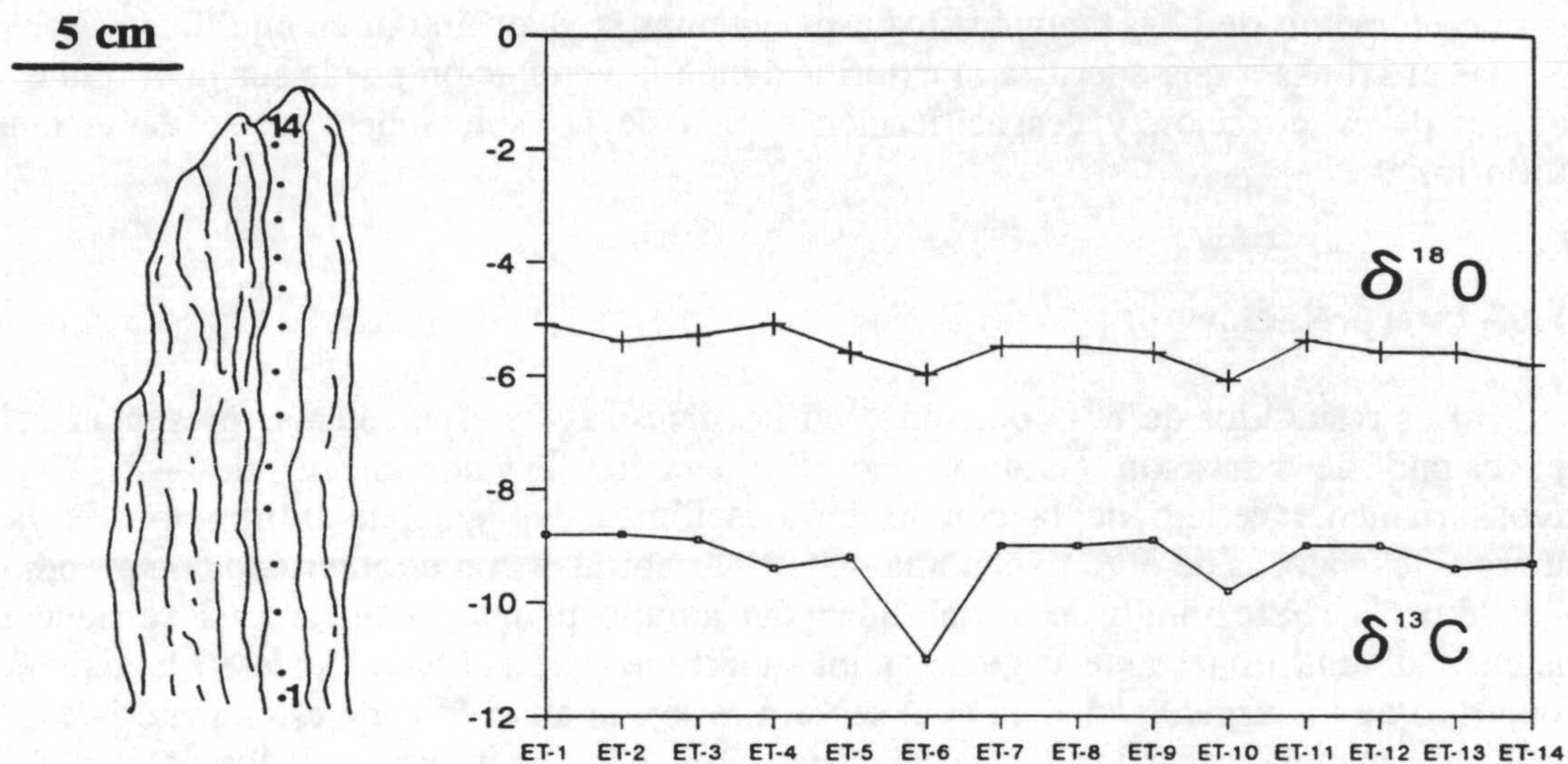
Tabla 7.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de la muestras EM.

MUESTRA	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
E-1	-2,1	-4,8
E-2	-2,8	-5,0
E-3	-2,0	-5,1
E-4	-2,4	-4,8
E-5	-2,6	-4,8
E-6	-2,4	-5,0

Tabla 8.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de la muestra E.

determinaciones de paleotemperaturas.

En la estalactita ET (figura 37) se puede observar que las variaciones del $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son paralelas, presentando un coeficiente de correlación $r=0,81$ para $N=14$. En este caso, la composición isotópica del oxígeno no será útil para realizar determinaciones de paleotemperaturas.



MUESTRA	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
ET-1	-8,8	-5,1
ET-2	-8,8	-5,4
ET-3	-8,9	-5,3
ET-4	-9,4	-5,1
ET-5	-9,2	-5,6
ET-6	-11,0	-6,0
ET-7	-9,0	-5,5
ET-8	-9,0	-5,5
ET-9	-8,9	-5,6
ET-10	-9,8	-6,1
ET-11	-9,0	-5,4
ET-12	-9,0	-5,6
ET-13	-9,4	-5,6
ET-14	-9,3	-5,8

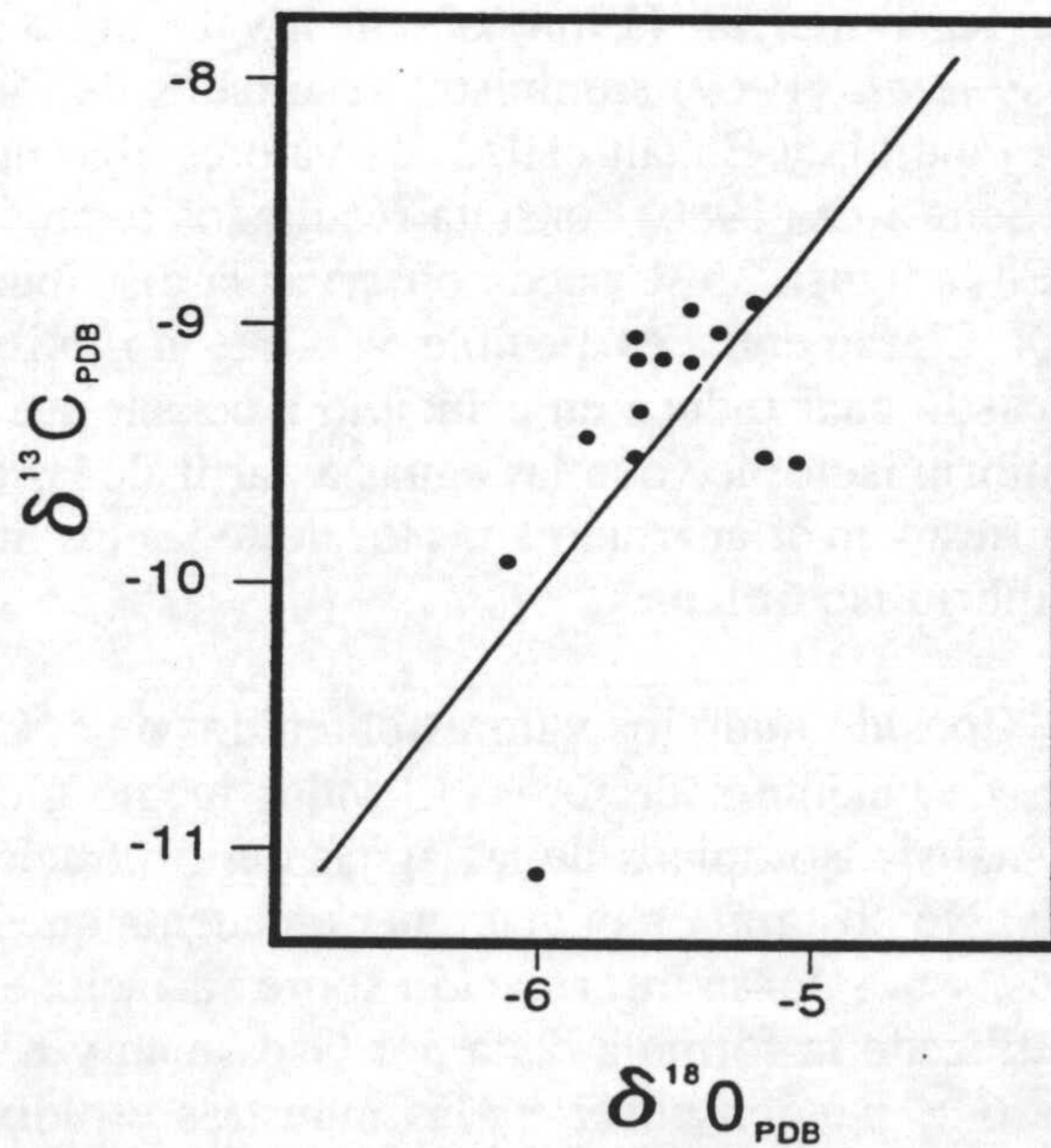


Figura 37.- Esquema del espeleotema ET seleccionado para establecer las condiciones de precipitación en equilibrio del mismo. Se puede observar también el gráfico de correlación obtenido para la evolución del $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ a lo largo de la capa seleccionada.

Tabla 9.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de la muestra ET.

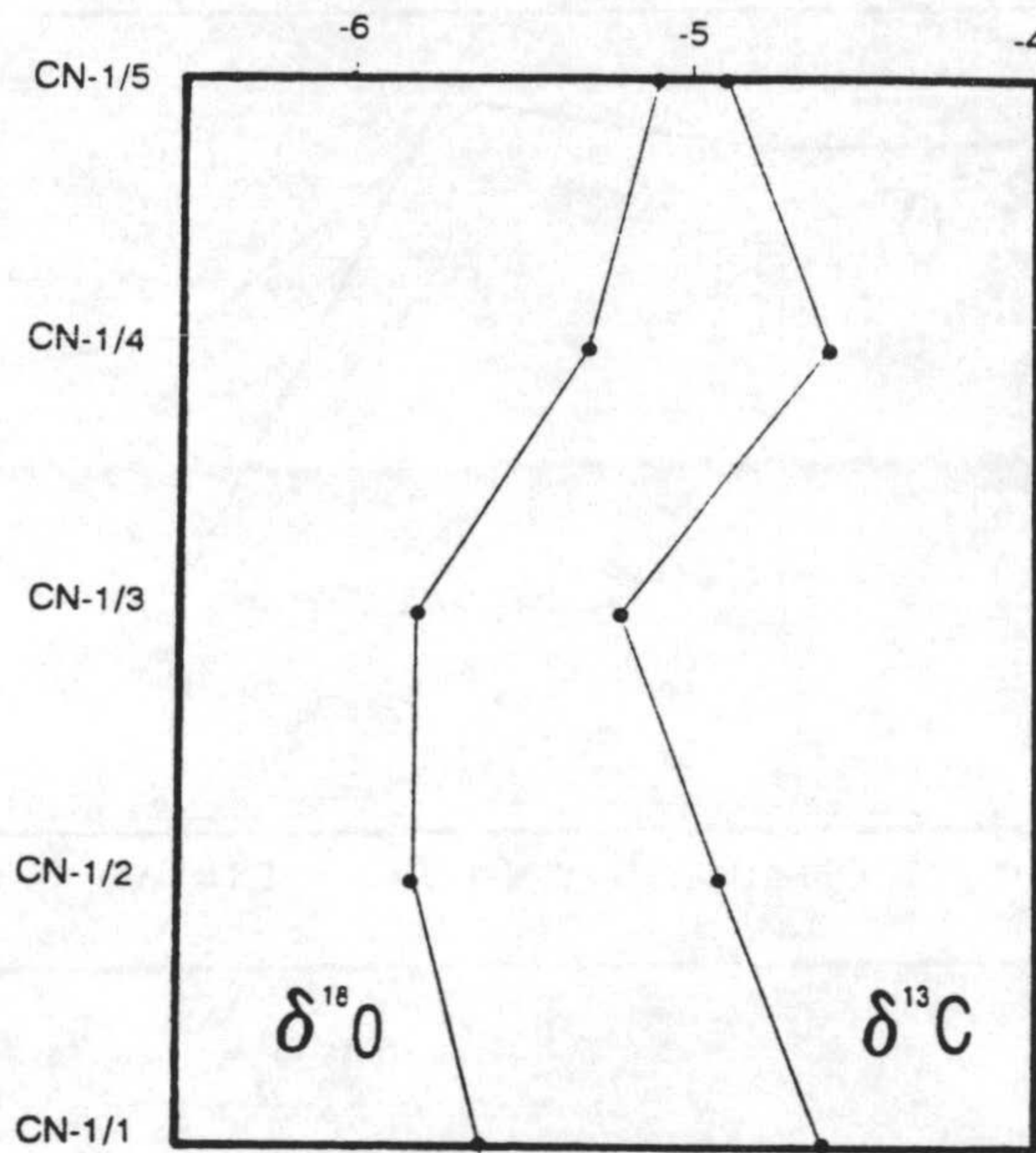
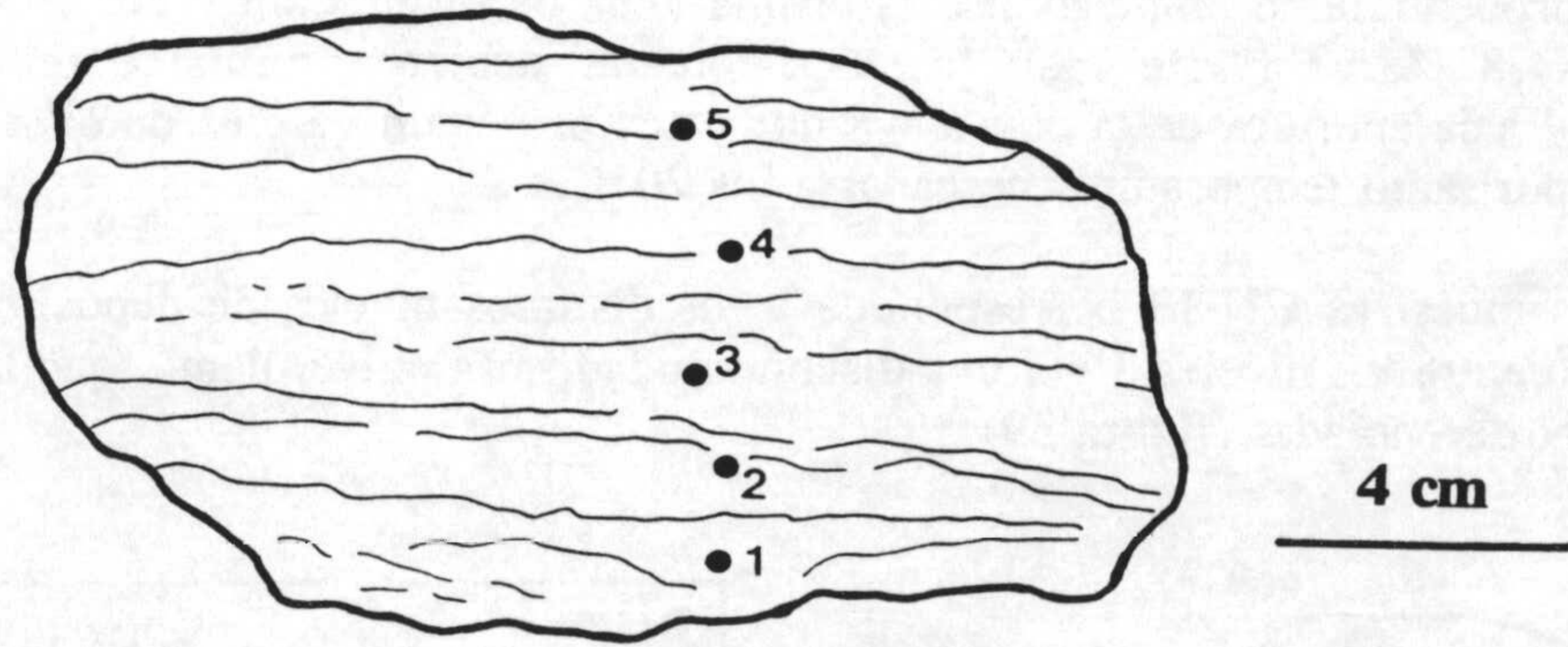
Son diversas las opiniones existentes sobre si un espeleotema puede precipitar en equilibrio isotópico o no. Fornaca-Rinaldi *et al.* (1968), Fantidis y Ehhalt (1970), entre otros, opinan que ningún espeleotema puede formarse en condiciones de equilibrio. Otros autores consideran que la precipitación en equilibrio va a depender de la forma del espeleotema, de manera que una estalagmita podría precipitar en equilibrio, mientras que, una estalactita no (Duplessy *et al.*, 1969). Sin embargo los datos experimentales obtenidos por Hendy (1969, 1971) sobre estalagmitas y estalactitas indican que en ambos casos la precipitación puede realizarse en equilibrio o desequilibrio dependiendo de las condiciones de depósito, así en zonas de cuevas donde la humedad es muy alta, próxima al 100%, y la concentración de CO₂ también, los espeleotemas se depositarán en equilibrio. Por el contrario, en zonas próximas a una apertura al exterior donde la ventilación puede ser importante, provocando procesos de evaporación y desgasificación rápida de las soluciones, no se darán condiciones de equilibrio.

5.1.6.- Interpretación

Los resultados de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en las muestras de espeleotemas presentan valores con un bajo campo de variación (-3,4 a -5,4 ‰) siendo el valor medio de -4,6 ‰, el cual es mayoritariamente reflejo de la composición isotópica del agua de infiltración de la cueva. Sin embargo, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ tienen una mayor variabilidad con un intervalo comprendido entre -2,2 ‰ y -8,6 ‰. Este rango de variabilidad tan amplio podría justificarse si se tiene en cuenta la existencia de una importante vegetación en superficie (que también existe en la actualidad) durante el depósito de los espeleotemas la cual se verá reflejada en el $\delta^{13}\text{C}$ de estos materiales, de tal forma que cuanto mayor sea la influencia de vegetación más negativos serán los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos depositados. Los resultados aquí obtenidos (figura 35) son similares a los obtenidos en muestras de medios subaéreos y similares a los descritos en la bibliografía por diferentes autores, así Fornaca-Rinaldi *et al.* (1968) obtienen valores de $\delta^{18}\text{O} = -4$ a -6 ‰ y para el $\delta^{13}\text{C} = -9$ a -12 ‰; Duplessy *et al.* (1969) suministra resultados de -4,9 y -4,6 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y de -11 a -12 ‰ para el $\delta^{13}\text{C}$; Fantidis y Ehhalt (1970) da valores algo menos negativos ($\delta^{18}\text{O} = -6$ y -7 ‰, $\delta^{13}\text{C} = -7$ y -9 ‰); Schwarcz (1986) constata resultados también similares de $\delta^{18}\text{O} = -5$ a -6 ‰ y $\delta^{13}\text{C} = -6$ a -9 ‰. En la figura 35 se puede observar la distribución que presentan los valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los de $\delta^{18}\text{O}$. Claramente, es posible ver que no existe una correlación positiva entre ambas razones isotópicas lo cual induce en principio a pensar que el depósito de las muestras estudiadas tuvo lugar en equilibrio isotópico con las aguas a partir de las cuales precipitaron. No obstante, como ya se pone de manifiesto en el apartado anterior no todas los materiales estudiados se depositaron en condiciones de equilibrio isotópico.

Considerando los valores obtenidos de $\delta^{18}\text{O}$ de todas las muestras estudiadas se han realizado cálculos de paleotemperaturas. El valor medio global de $\delta^{18}\text{O}_w(\text{SMOW}) = -5,2$ ‰ obtenido a partir de los análisis isotópicos de las aguas de infiltración de la cueva se ha utilizado para realizar dichos cálculos. No obstante, hay que tener en cuenta que los datos obtenidos de temperaturas siempre serán relativos, y nos darán información sobre variaciones climáticas pero no sobre temperaturas absolutas. Se ha utilizado la fórmula dada por Grossman y Ke (1981), la cual se reproduce en la página 10. En la tabla 6 se pueden observar las muestras estudiadas con los valores isotópicos obtenidos ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$), así como la temperatura obtenida para cada una de las muestras conociendo el $\delta^{18}\text{O}_w = -5,2$ ‰. Los valores de temperatura obtenidos varían entre mínimos de 16°C y máximos de 20°C.

La serie CN-1/1 a CN-1/5 es una secuencia carbonatada caracterizada por presentar diferentes generaciones de cementos. Desde la muestra CN-1/5 que corresponde a la primera generación a la CN-1/2 que es la penúltima, se puede constatar un descenso gradual de la temperatura de hasta 2,4°C, para recuperarse, parcialmente, en el nivel más reciente (figura 38).



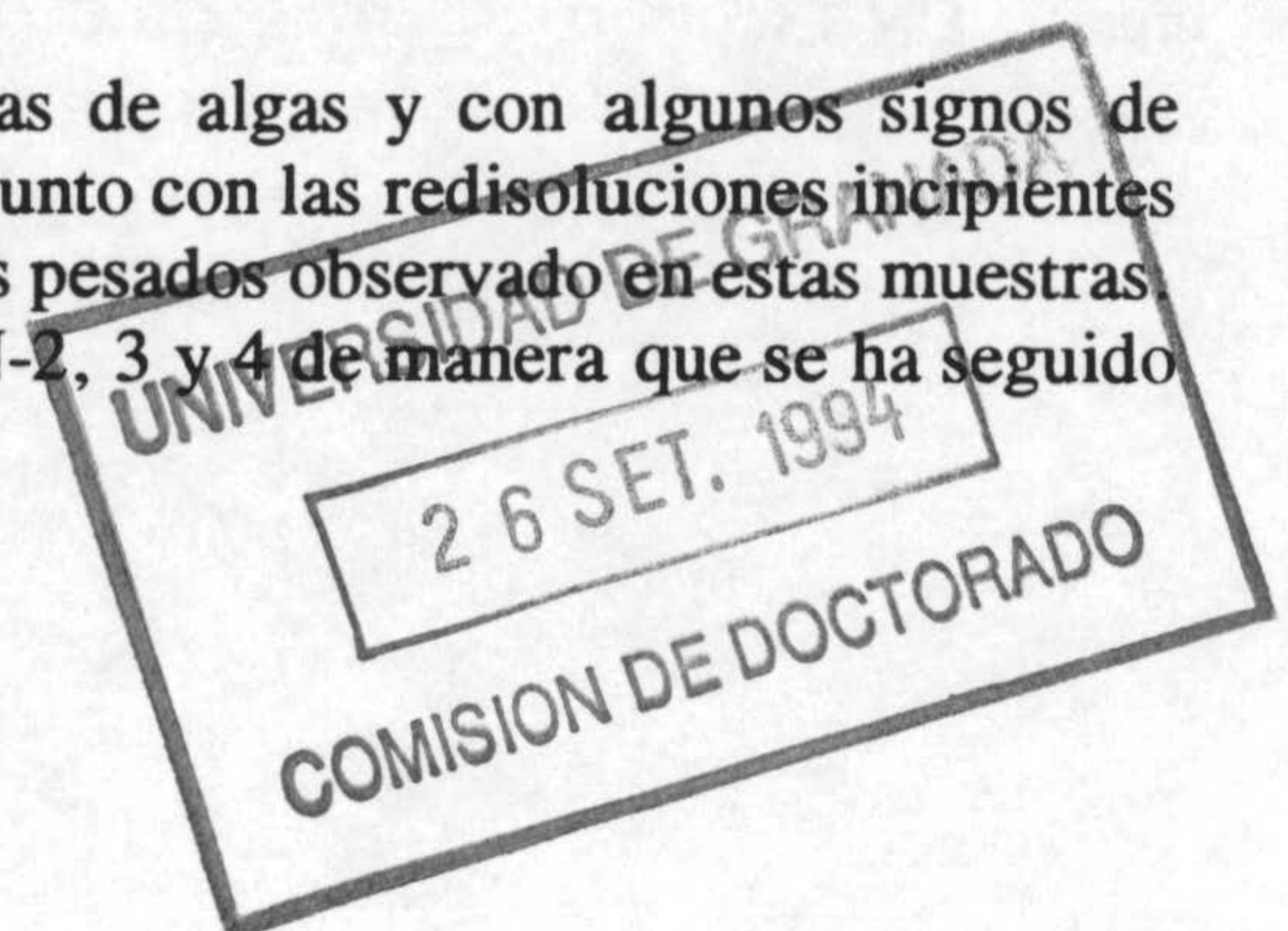
MUESTRAS	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
CN-1/5	-5,6	-5,4
CN-1/4	-5,9	-5,2
CN-1/3	-5,3	-4,7
CN-1/2	-5,6	-4,7
CN-1/1	-5,9	-4,9

Tabla 10.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de la muestra CN-1.

Figura 38.- Gráfico en el que se observa la evolución del $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ a lo largo de las diferentes generaciones de cementos distinguidas en la muestra CN-1. Explicación en el texto.

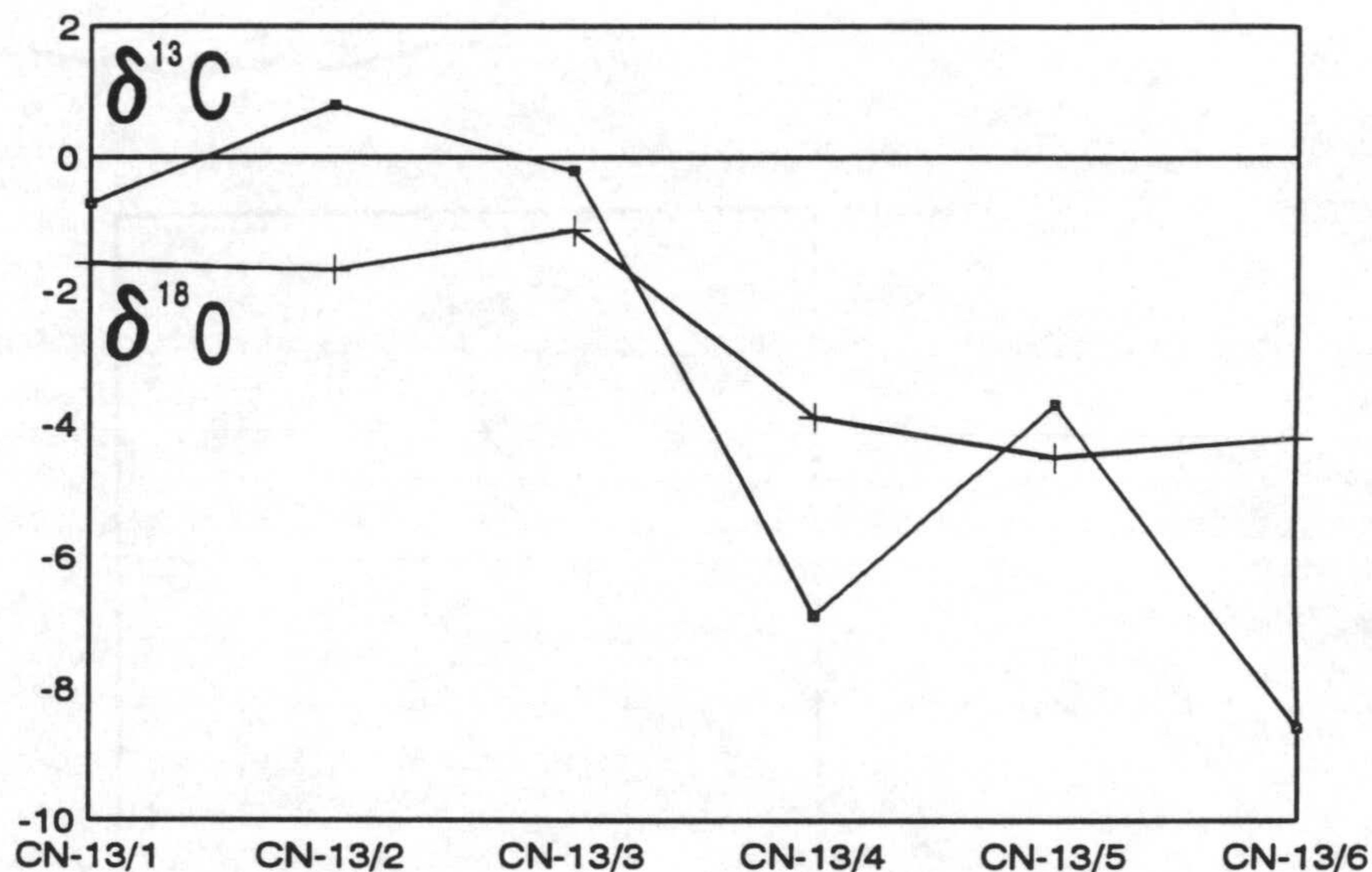
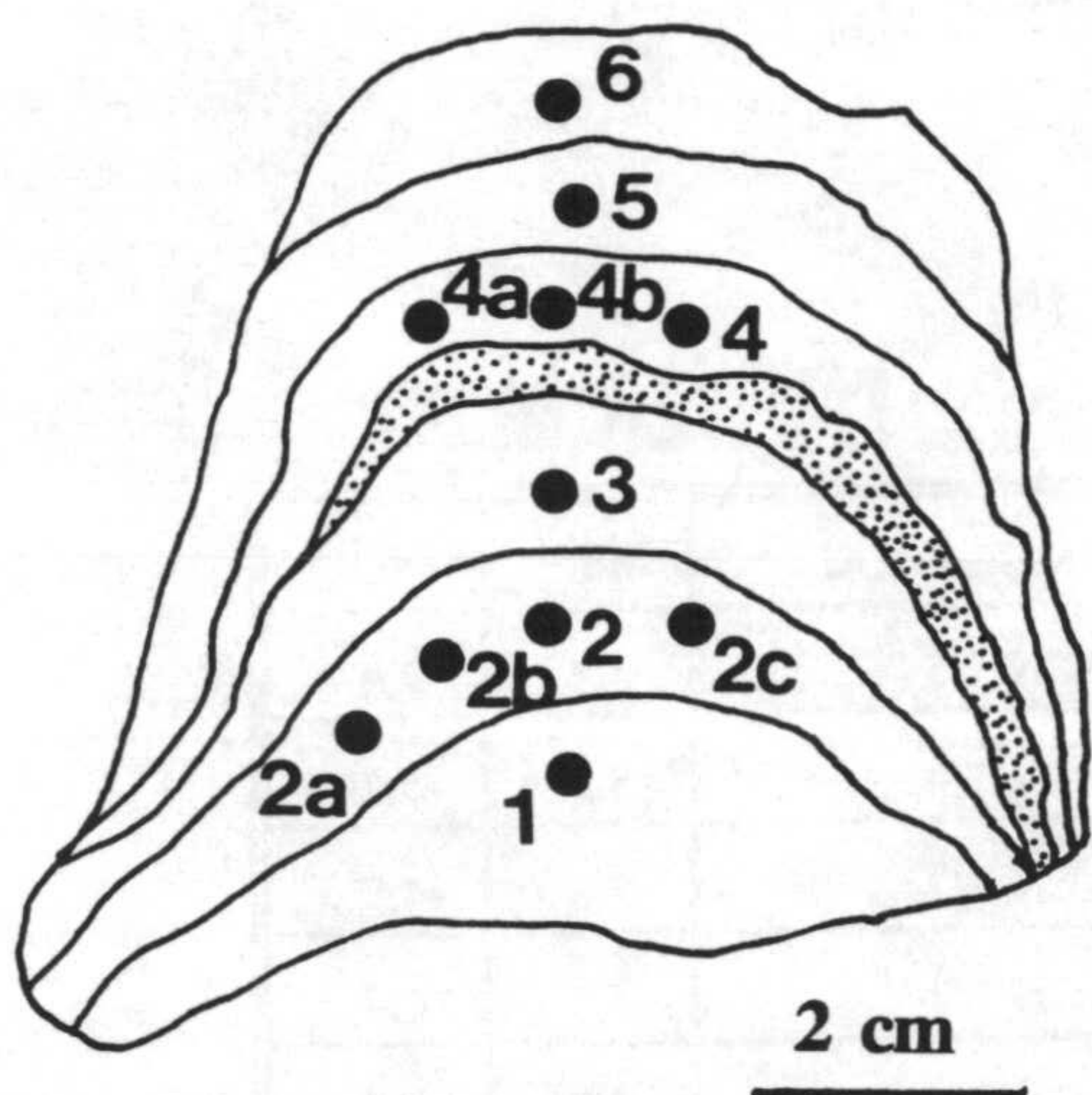
Las muestras CN-2, 3 y 4 corresponden a fases de espeleotemas que se han formado o que se están formando. Al tratarse de materiales actuales se ha utilizado el agua de infiltración de la misma zona de la que proceden estos materiales $\delta^{18}\text{O}_w = -4,8 \text{ ‰}$. Los valores de temperaturas obtenidos son excesivamente bajos por lo que para explicar este hecho se ha calculado la composición isotópica que debería presentar un aragonito formado en equilibrio con estas aguas de infiltración y a 20°C (temperatura media de la cueva en la actualidad) obteniéndose un valor de $\delta^{18}\text{O} = -5,16 \text{ ‰}$, este valor medio, más negativo que el experimental, nos puede indicar que el depósito de estos materiales debió realizarse fuera del equilibrio debido a una desgasificación rápida y/o evaporación de las aguas originales. Este hecho no es de extrañar ya que tras la apertura de la cueva (año 1960) la temperatura y la ventilación han aumentado considerablemente y el grado de humedad ha descendido.

Las muestras CN-6, 7 y 8 se encontraban recubiertas de algas y con algunos signos de alteración de los espeleotemas. La acción de estos organismos junto con las redisoluciones incipientes pueden haber sido los causantes del enriquecimiento en isótopos pesados observado en estas muestras. En las muestras CN-9 a CN-12 ocurre lo mismo que en las CN-2, 3 y 4 de manera que se ha seguido



el mismo procedimiento empleándose la misma agua de infiltración y por tanto el mismo valor de $\delta^{18}\text{O}_w$ de $-4,8 \text{ ‰}$. En este caso los espeleotemas debieron formarse recientemente pero con anterioridad a la apertura de la cueva, ya que estos presentan valores de $\delta^{18}\text{O}$ muy próximos a los teóricos y por tanto temperaturas cercanas a los 20°C .

Las muestras CN-13 corresponden a los distintos niveles de depósito de una estalagmita, apareciendo entre los niveles 3 y 4 una discontinuidad, más pulverulenta, que la divide en dos zonas claramente diferenciadas (figura 39).



MUESTRAS	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
CN-13/1	-0,7	-1,6
CN-13/2	0,8	-1,7
CN-13/2a	1,2	-3,2
CN-13/2b	1,7	-3,1
CN-13/2c	0,6	-2,4
CN-13/3	-0,2	-1,1
CN-13/4	-6,9	-3,9
CN-13/4a	-5,6	-5,0
CN-13/4b	-6,0	-5,0
CN-13/5	-3,7	-4,5
CN-13/6	-8,6	-4,2

Tabla 11.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de la muestra CN-13.

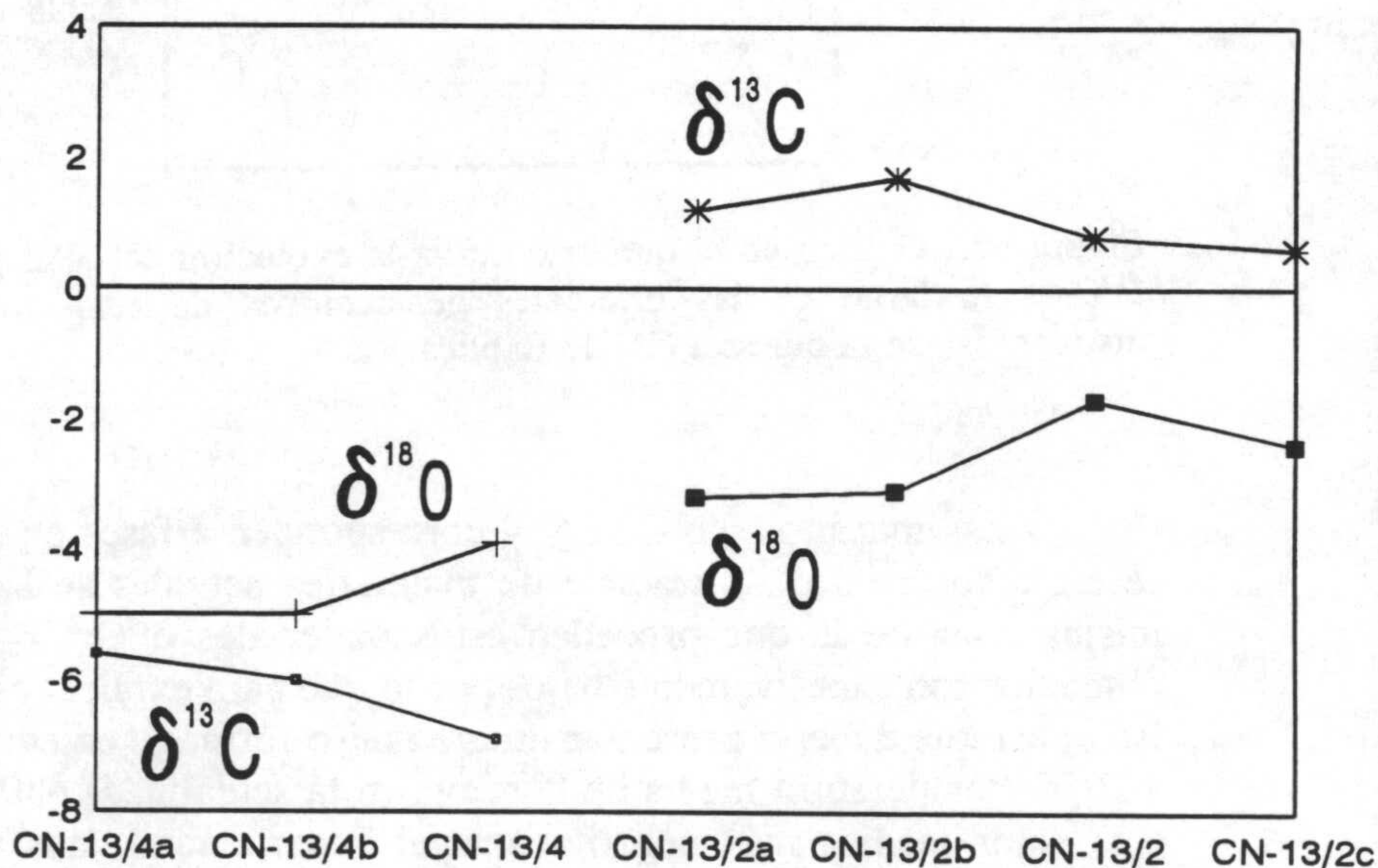


Figura 39.- Gráfico en el que se observa la evolución del $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ a lo largo de las diferentes capas diferenciadas en la muestra CN-13.

La composición isotópica dentro de cada una de estas zonas es bastante homogénea pero muy diferente entre zonas, por tanto cabe pensar que tras el depósito de los tres niveles inferiores (1 a 3) debió producirse una interrupción más o menos prolongada antes de producirse la precipitación de los niveles superiores (4 a 6) en condiciones ambientales diferentes, probablemente en un clima más frío y húmedo. No obstante la variabilidad isotópica podría no deberse tan sólo a variaciones de temperatura sino que también puede estar influenciada por los diferentes hábitos cristalinos que presentan ambas zonas. A este respecto Fornaca-Rinaldi *et al.* (1968) observaron que láminas de espeleotemas con granos criptocristalinos orientados al azar presentan un enriquecimiento en isótopos pesados debido a que se forman en condiciones de percolación pobres, frente a las láminas con granos radiales que requieren más abundante y constante percolación. Para estas muestras, los valores de temperatura obtenidos son excesivamente bajos para los niveles inferiores por lo que siguiendo la metodología utilizada anteriormente se ha realizado un estudio para establecer las condiciones de equilibrio. Para ello se tomaron cuatro muestras en el nivel 2 y tres en el nivel 4, en ambos casos es posible observar una variabilidad importante en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (tabla 11) lo cual es un índice de falta de equilibrio, que se pone de manifiesto con coeficientes de correlación muy bajos. De todas formas, al ser el número de muestras tan reducido habrá que tomar esta observación con las debidas precauciones.

En el resto de las muestras estudiadas, series CN-14 y CN-15, se observan valores similares a los obtenidos por distintos autores para este tipo de materiales, si bien en la estalagmita CN-15 se constata que, el depósito de los distintos niveles debe corresponder a cambios alternantes más o menos bruscos de temperatura (aproximadamente 2°C).

Los valores medios de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para las rocas encajantes ($\delta^{13}\text{C} = 3,1\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -0,6\text{‰}$) difieren ampliamente de la composición isotópica de los espeleotemas por lo que podría deducirse que estos materiales se formaron a partir de la disolución de la roca encajante y su posterior precipitación, con un aporte importante de CO_2 de origen edáfico.

El estudio del contenido en elementos traza no aporta datos significativos sobre la existencia de variaciones importantes en las distintas muestras de estalagmitas y estalagmitas, únicamente se constata que en estos espeleotemas el Mg aparece con valores medios de 3400ppm.

5.2.- CUEVAS DE MALLORCA

5.2.1.- Registro de las fluctuaciones glacioeustáticas pleistocenas

Las fluctuaciones pleistocenas del nivel del mar han quedado reflejadas en la isla de Mallorca en las playas suspendidas, de las que tienen especial representación las del Paleotirreniense, Eutirreniense y Neotirreniense (Butzer y Cuerda, 1962; Butzer, 1975; Cuerda, 1975; Pomar y Cuerda, 1979), las cuales varían desde los 35 metros de altitud de las más antiguas y los 2 metros de las más modernas. Algunas de las playas suspendidas más modernas fueron datadas con técnicas radiométricas (Stearns y Thurber, 1965, 1967) entre los 200.000 y los 75.000 años y sus edades resultaron coincidentes con las atribuidas por las faunas marinas. Se conocen otras paleoplayas más antiguas, del Pleistoceno inferior localizadas entre 70 y 100 metros de altitud; sin embargo se han descrito otras de esta edad que ocupan cotas muy inferiores lo que hace pensar en una etapa de deformación que afectó a la isla entre el Pleistoceno inferior y el medio (Pomar y Cuerda, 1979).

En diversas cuevas costeras de Mallorca igualmente han quedado reflejadas las fluctuaciones del nivel del mar durante el Pleistoceno. El criterio más claro para su reconocimiento son los espeleotemas epiacuáticos (s.s.), presentes en diversas cuevas kársticas costeras mallorquinas (Ginés y Ginés, 1974), de las que la cueva de Sa Bassa Blanca (figura 40) constituye el mejor ejemplo, ya

que en ella se ha reconocido el mayor número de paleoniveles. Estos espeleotemas epiacuáticos antiguos se presentan como resaltes que crecen sobre espeleotemas anteriores (vadosos o freáticos) o bien sobre las paredes de la cueva y pueden estar formados por cristales aciculares de aragonito y calcita fibrosa con hábito escalenoédrico (Pomar *et al.*, 1976). Asociados a estos espeleotemas se encuentran depósitos de láminas carbonatadas flotantes, mayoritariamente de calcita, aunque también hay de aragonito.

Ginés y Ginés (1974) y Ginés *et al.* (1981b) han reconocido en la cueva de Sa Bassa Blanca varias etapas de crecimiento de espeleotemas epiacuáticos antiguos por encima del nivel del mar actual, las cuales han sido correlacionadas por su altitud con las terrazas marinas (paleoplayas) datadas del Pleistoceno medio y superior. Las primeras dataciones radiométricas, con el método del $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, de algunos de estos espeleotemas (Henning *et al.*, 1981) confirman la validez de la correlación por altitudes entre los espeleotemas epiacuáticos antiguos de las cuevas costeras y de las playas colgadas reconocidas próximas a las costas mallorquinas, al menos para el Pleistoceno medio y superior. Estas correlaciones altimétricas fueron el primer paso dado por estos autores sobre los estudios en espeleotemas epiacuáticos. Posteriormente la datación de una perforación demostró que dicha correlación, aunque fué útil en una primera fase para la interpretación de dichos espeleotemas, es parcialmente errónea, puesto que en una misma cota se superponen espeleotemas de muy distintas edades y los engrosamientos mayores no se corresponden (más que por casualidad) con los paleoniveles tirrenienses.

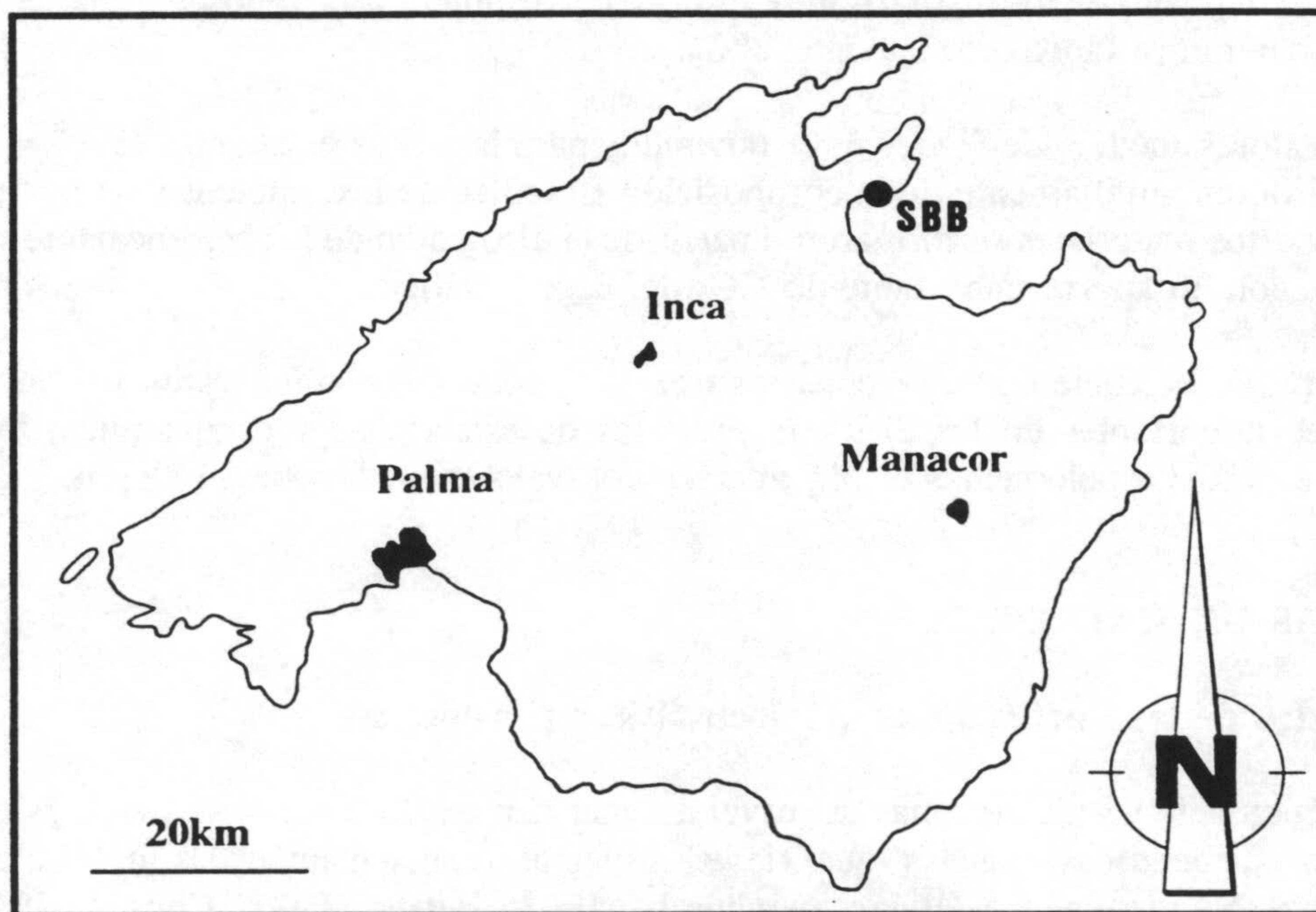


Figura 40.- Localización geográfica de la cueva de Sa Bassa Blanca en la isla de Mallorca. SBB.- Sa Bassa Blanca.

5.2.2.- Proyecto "HADES"

Con el nombre de proyecto HADES se conoce al proyecto para la perforación de dichos espeleotemas llevado a cabo por un equipo interdisciplinario de casi treinta personas (Equipo HADES, 1985), dirigido por L. Pomar y J. Ginés. Consistió en el muestreo sistemático de los espeleotemas de la cueva de Sa Bassa Blanca. El objetivo fundamental del proyecto consistía en seleccionar un lugar donde se tuviesen superpuestas, a partir de la pared hacia el interior de la cueva, el mayor número

posible de revestimientos sucesivos. Simultáneamente fue necesario diseñar y poner en práctica una técnica de perforación horizontal con testigo continuo en el interior de la cueva. La descripción técnica detallada del proyecto y de la equipación utilizada se puede encontrar en Maroto y Font (1981), Equipo HADES (1985) y Pomar *et al.* (1987).

El lugar elegido para realizar las diferentes perforaciones horizontales se situó a 125 metros de distancia lineal de la entrada de la cueva y a 30 metros de profundidad por debajo de la misma (figura 41). Se realizaron en 1981 un total de 25 perforaciones horizontales separadas entre sí intervalos de aproximadamente 20 cm, obteniéndose 37 metros de testigo continuo de una pulgada de diámetro y con una recuperación cercana al 100 %. Conforme se producía la extracción de los diferentes fragmentos que componen cada perforación se procedía a la numeración de los mismos. Esta numeración se realizaba siempre desde el exterior hacia el interior de la pared perforada. Concretamente, la perforación número 18 presenta una longitud de 3,16 metros y está formada por un total de 37 fragmentos mientras que la perforación número 21 tiene una longitud de 1,77 metros y está formada por sólo 11 fragmentos.

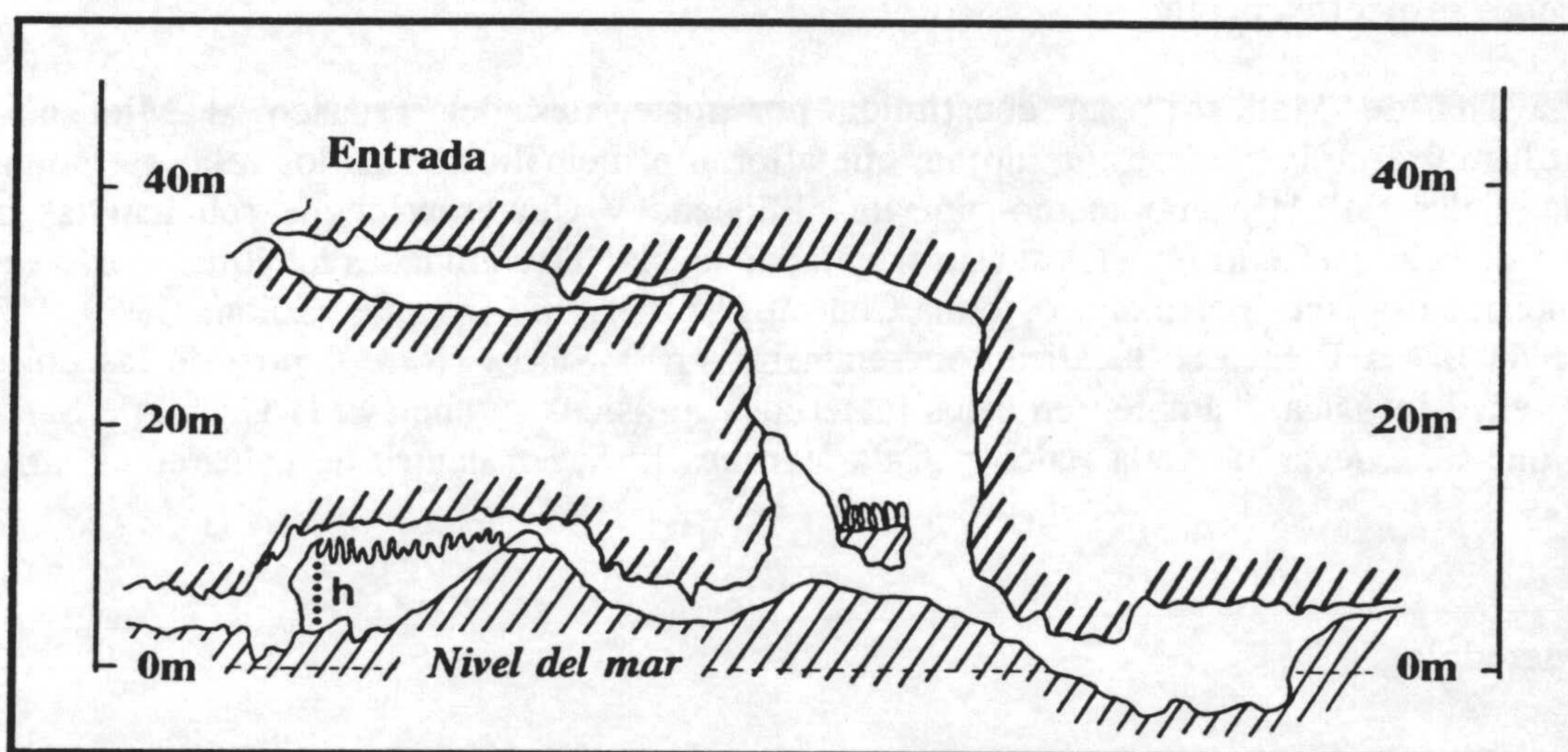


Figura 41.- Esquema de la morfología de la cueva de Sa Bassa Blanca, en donde se puede observar la entrada de la misma, así como su altura. En esta figura se indica mediante la letra h el lugar elegido para realizar las diferentes perforaciones horizontales.

En la figura 42A se reproduce un esquema en el que se sitúan las perforaciones, así como la correlación entre los distintos niveles de cristalizaciones identificados en dichas perforaciones, la cual permitió establecer una estratigrafía que puso de manifiesto la complejidad y riqueza del registro. La perforación 1 (la más baja) se realizó a 4,43 metros de altitud y la perforación 26 (la más alta) a 8,30 metros. En las perforaciones del 1 al 17 se cortaron el conjunto de espeleotemas y la roca de la pared, mientras que en el resto de estas perforaciones el espeleotema se engrosa de manera notable y sólo se corta una parte. A partir de los estudios morfológicos y texturales de las perforaciones se han delimitado (Equipo HADES, 1985; Pomar *et al.*, 1987) diecinueve etapas sucesivas de crecimiento de los precipitados químicos (figura 42B). Cada número representa un grupo de eventos separados por discontinuidades mayores, en las que comúnmente se observan evidencias de erosión (disolución). Cada etapa está separada por discontinuidades menores o cambios de hábito/morfología de la cristalización. Estas etapas pueden agruparse en tres tipos genéticos de materiales: las coladas estalactíticas (espeleotemas vadosos), cristalizaciones aragoníticas epiacuáticas y cristalizaciones

calcíticas epiacuáticas.

5.2.3.- Localización geográfica y geológica

La cueva de Sa Bassa Blanca se localiza al norte de la isla de Mallorca, en la costa nord-occidental de la Bahía de Alcudia (figura 40). Su entrada se localiza a 35 metros de altitud (figura 38) y a través de ella se puede descender hasta el nivel del mar en el que se presentan lagos freáticos (que normalmente aparecen en todas las cuevas), comunicados con el mar, de manera que en ellos el nivel varía como lo hace el mar abierto, tanto en fluctuaciones de orden menor (mareas) como de orden mayor (eustáticas). Además, fueron estudiadas otras tres cuevas, cuyo acceso resultaba de mayor facilidad, con el fin de estudiar las aguas de los lagos freáticos y las calcitas flotantes actuales. Concretamente las cuevas seleccionadas fueron San Martín, Cala Falcó y Cala Varques, todas ellas situadas en la costa oriental de la isla de Mallorca. La figura 43 recoge tres fotografías realizadas sobre cada una de estas cuevas, la figura 43 corresponde al interior de la Cueva de San Martín y en ella se puede observar (marcado por la flecha) la presencia de calcita flotante en el lago existente; la figura 43B y 43C pertenecen a fotografías realizadas a las entradas de las cuevas de Cala Falcó y de Cala Varques respectivamente.

La Isla de Mallorca está constituida por materiales del Triásico al Mioceno medio estructurados durante la compresión alpina, que afloran principalmente en los relieves montañosos, y por materiales del Mioceno medio-superior, Plioceno y Cuaternario que rellenan las cuencas distensivas de la Zona Central y la costa suroriental de la isla. Tres unidades mayores morfotectónicas se diferencian en la isla: Sierra Norte, Zona Central y la Sierra de Levante (Colom, 1950, 1973). La Cueva de Sa Bassa Blanca se localiza concretamente en la Sierra Norte dentro de las dolomías y calizas de edad jurásica. También en estos materiales jurásicos se enclava la Cueva de San Martín mientras que las cuevas de Cala Falcó y Cala Varques lo hacen dentro de calcarenitas arrecifales miocénicas.

5.2.4.- Metodología

Las muestras aquí estudiadas corresponden a la perforación horizontal número 18 (figura 42A). Se ha elegido ésta por ser la más próxima (tan sólo 2,5 cm por encima) a la perforación número 21, sobre cuyos testigos se han realizado las determinaciones de edad absoluta (Grün, 1985, 1986). De este modo se pueden establecer correlaciones con cierta fiabilidad y en definitiva se pueden situar las muestras que se estudian en este trabajo en una escala estratigráfica calibrada con valores de edad absoluta.

Los testigos de cada una de las perforaciones fueron cortados longitudinalmente en dos mitades con el fin de obtener así una mayor superficie sobre la cual poder realizar los diferentes estudios estratigráficos, petrográficos e isotópicos.

En la figura 44 se reproducen, los fragmentos de los testigos la perforación 18 que fueron seleccionados para el estudio isotópico, concretamente son el 1(12,8 cm), 3(19 cm), 5(20 cm), 7(19,2 cm), 11(8,8 cm), 12(10,4 cm), 14(18,5 cm), 15(6,5 cm), y 16(10,8 cm). Como puede observarse en cada uno de estos fragmentos se especifica mediante puntos la localización exacta de las 110 muestras tomadas para realizar los análisis isotópicos. Asimismo, se indica mediante flechas la posición de cada fragmento desde el exterior al interior de la pared perforada.

En la figura 45 se representan los 11 fragmentos que constituyen el testigo continuo de la perforación 21 y los 16 primeros (desde el exterior al interior de la pared perforada) de los 37

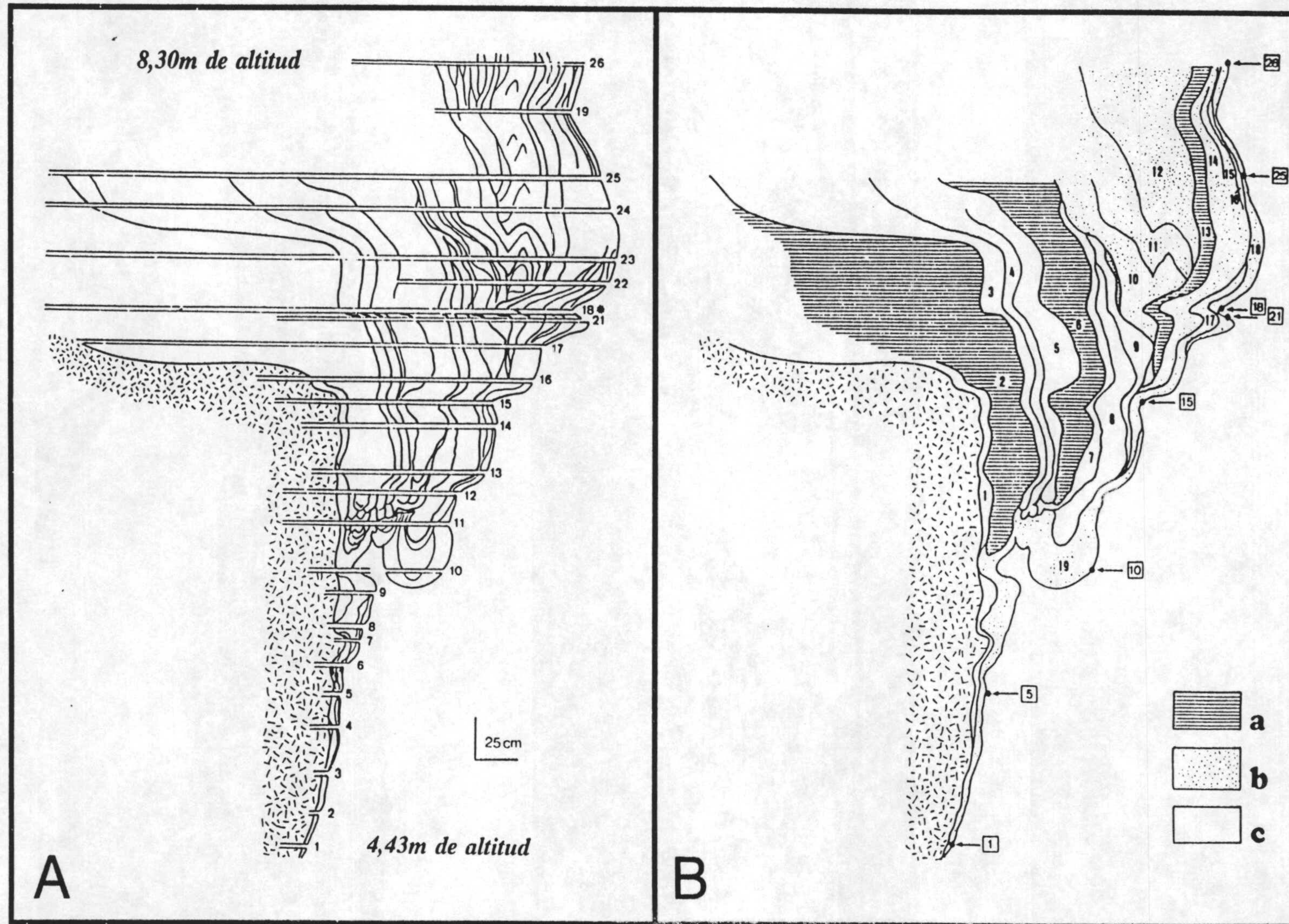


Figura 42.- Esquema en el cual se reproduce la pared de la cueva de Sa Bassa Blanca perforada. En A se detallan las 26 perforaciones realizadas por el equipo Hades y en B las diecinueve etapas sucesivas de crecimiento de los precipitados químicos, las cuales pueden agruparse en tres tipos genéticos de materiales a) coladas estalactíticas (espeleotemas vadosos), b) cristalizaciones aragónicas epiacuáticas, y c) cristalizaciones calcíticas epiacuáticas.

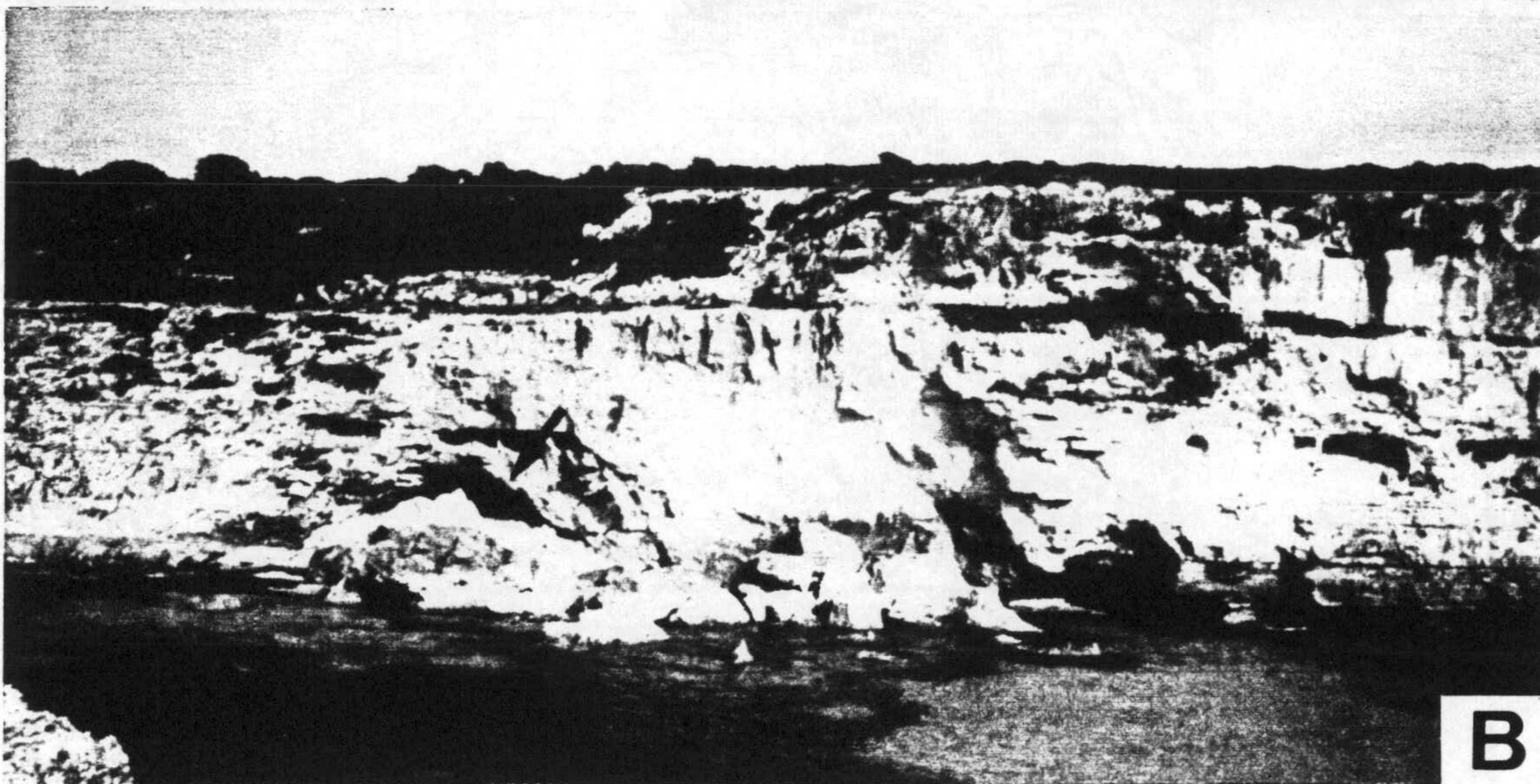
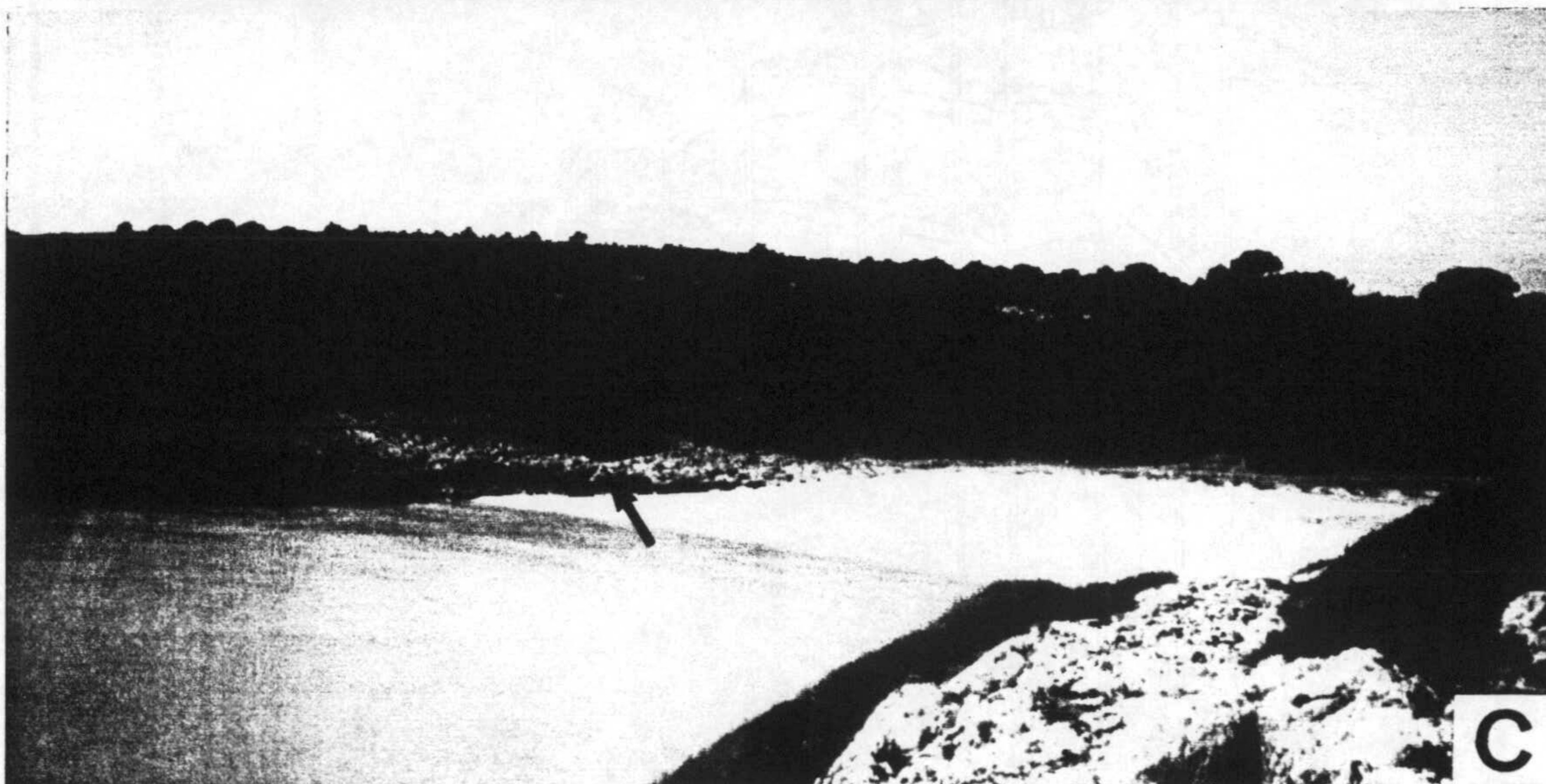
**A****B****C**

Figura 43.- Fotografías de las tres cuevas estudiadas en la isla de Mallorca. A) Vista del interior de la Cueva de San Martín en donde se puede apreciar la calcita flotante. B) Vista del exterior de la Cueva de Cala Falcó y C) Vista del exterior de la Cueva de Cala Varques.

correspondientes a la perforación 18. Concretamente, en esta última perforación los fragmentos cuyos números de referencia están envueltos en círculos son los estudiados isotópicamente. Mediante diferentes tramas se distinguen los distintos tipos genéticos de materiales representados: espeleotemas vadosos y los espeleotemas epiacuáticos (calcíticos y aragoníticos). En la perforación 21 se colocan además, los datos de edades absolutas y se establece una tentativa de correlación entre ambos testigos mediante los criterios texturales y morfológicos de gran fiabilidad dada la proximidad de ambas perforaciones. De este modo, cada una de las muestras estudiadas isotópicamente se puede situar en una escala de tiempo absoluto y los resultados obtenidos del análisis isotópico podrían compararse con los obtenidos en otros materiales de la misma edad en diversos registros (tanto sondeos como testigos de pistón) del fondo oceánico dados por Emiliani (1966), Shackleton y Opdyke (1973), e incluso con los de espeleotemas de otras cuevas (Thompson *et al.*, 1976; Harmon *et al.*, 1978b y c; Durán *et al.*, 1988a, b).

Con las mitades obtenidas al cortar longitudinalmente los testigos de las perforaciones, se realizaron réplicas de acetato sobre las cuales se llevaron a cabo los estudios petrográficos en base a las características texturales y mineralógicas de los espeleotemas observadas mediante microscopía normal. Este estudio permitió realizar un análisis estratigráfico preciso (Ginés *et al.*, 1981; Hades 1985) con lo cual se identificaron los distintos grupos de espeleotemas y las discontinuidades existentes (figura 42). Fundamentalmente, los grupos de cristalización están formados por depósitos de calcitas y aragonitos cuyos hábitos son aciculares en los aragonitos y fibrosos o romboédricos en las calcitas. En la figura 46 se pueden observar tres fotografías realizadas mediante microscopía electrónica de barrido, en ellas se pueden distinguir algunas de las características texturales de las diferentes cristalizaciones. Estas fotografías se tomaron sobre trozos de muestras correspondientes a los fragmentos 1 y 3 de la perforación 18. En la fotografía 46A (fragmento 3) se observa el contacto entre el aragonito de hábito acicular y la calcita fibrosa de cristales romboédricos (también denominada "*Fibrous Optical Calcite*"); la fotografía 46B (fragmento 3) es un detalle de los contactos calcita fibrosa de cristales romboédricos, los cristales de micrita y los cristales de esparita; y la fotografía 46C (fragmento 1) refleja el contacto entre las fases aragoníticas de hábito claramente acicular y los cristales de micrita.

Sobre los 16 primeros fragmentos de testigos de la perforación número 18, anteriormente descrita, se han tomado las muestras para llevar a cabo los análisis isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$). Algunos de los análisis isotópicos (marcados con asterisco en la tabla 12) fueron realizados en la Universidad de Michigan en el Laboratorio de Isótopos Estables por el Prof. Meyers perteneciente a esta Universidad y por el Prof. Pomar de la Universidad de las Islas Baleares.

Para recoger las calcitas flotantes actuales se utilizó una redcilla acoplada a una barra de madera larga que nos permitía acceder a la toma de la calcita flotante, la cual se forma fundamentalmente en los puntos centrales del lago. En la cueva de Cala Varques, concretamente, se recogieron varias muestras de calcita flotante, una de ellas perteneciente al lago interno de la cueva donde el tamaño de grano de la calcita es más grueso y otra de la zona del lago externo donde se observó un tamaño de grano más fino. Por otra parte, en el lago interno de esta cueva también se tomó sedimento a unos 40 cm de profundidad del fondo del lago. Una vez recogida la calcita, ésta se llevó a una estufa a 60°C durante unas 2 horas para proceder a su secado. Seguidamente las muestras fueron molidas y preparadas para un estudio mineralógico mediante difracción de rayos X y un estudio isotópico. Al mismo tiempo que se recogía la calcita, se midió la temperatura del agua mediante un termómetro manual y se tomaron muestras acuosas de estos lagos sobre las cuales se han realizado análisis isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$.

SA BASSA BLANCA

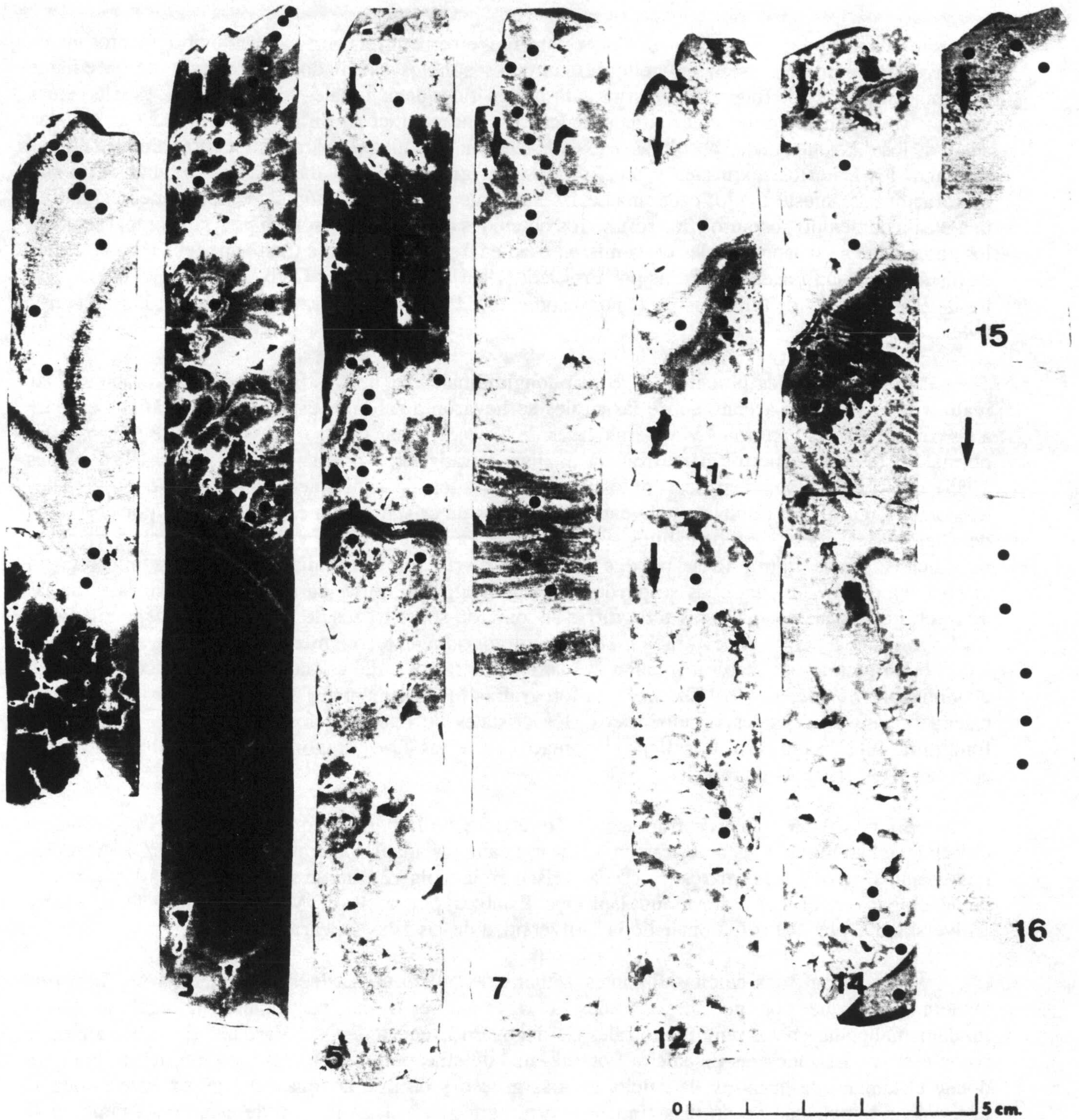


Figura 44.- Reproducción de los fragmentos estudiados isotópicamente y que constiuyen parte del testigo continuo que forma la perforación 18. En cada fragmento se especifica el punto de muestreo y mediante flechas la posición de cada fragmento desde el exterior al interior de la pared perforada.

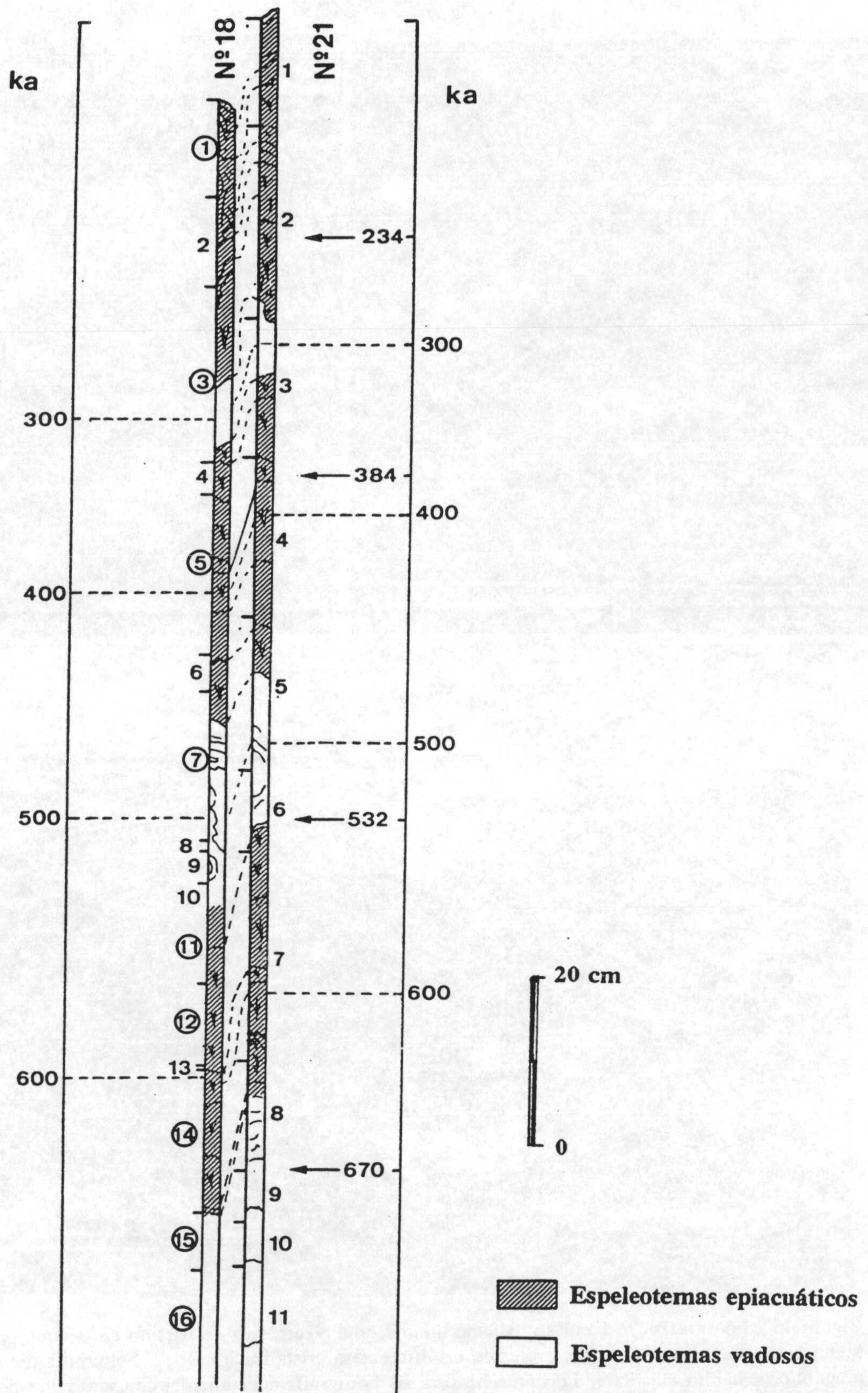


Figura 45.- Representación gráfica de dos perforaciones, concretamente la número 21 y número 18. En esta figura se distinguen mediante diferente trama los distintos tipos genéticos de materiales representados: espeleotemas epiacuáticos y vadosos. Junto a la perforación 21 se incluyen los datos de edades absolutas y se establece una tentativa de correlación entre ambas perforaciones.

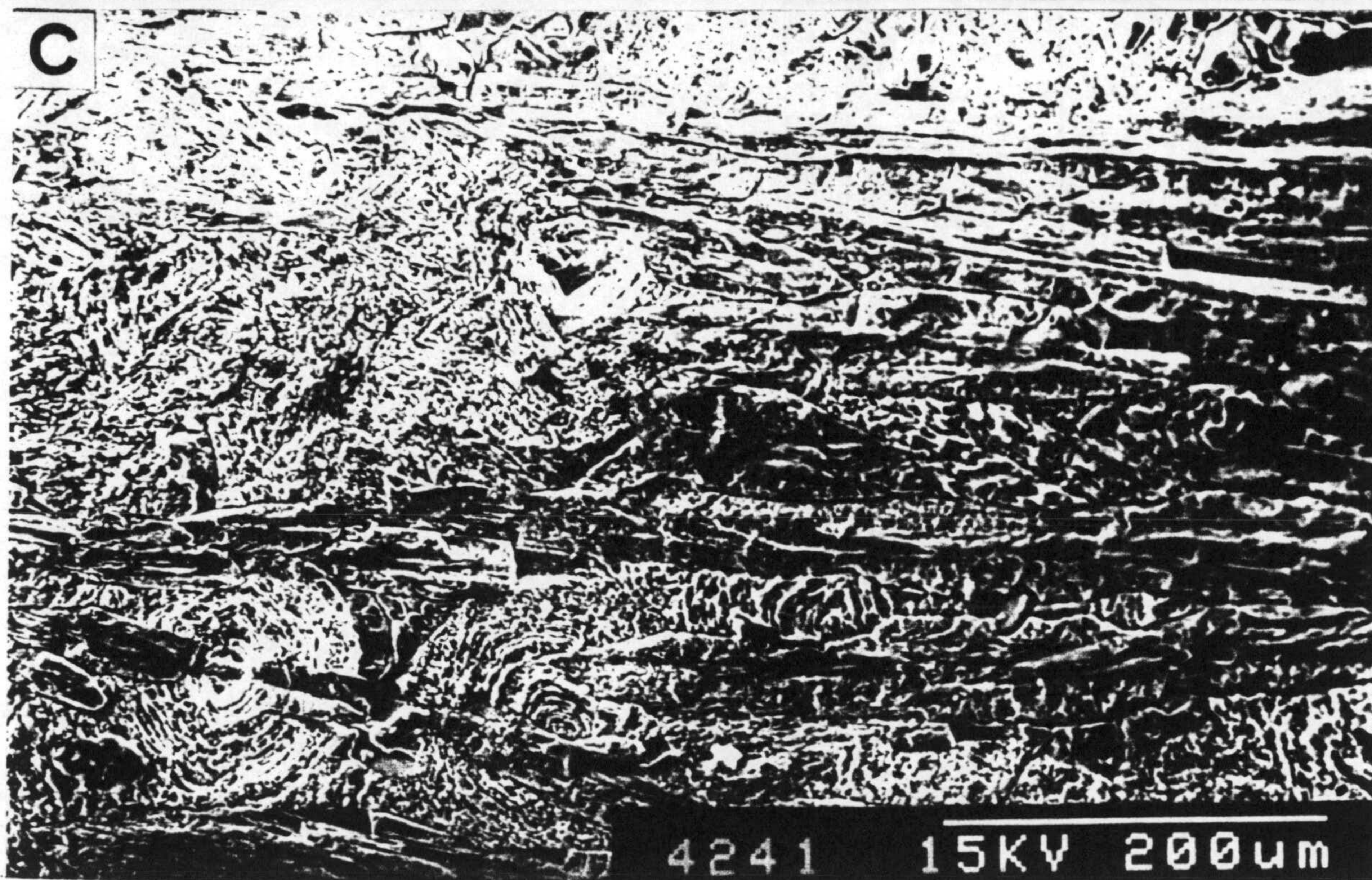
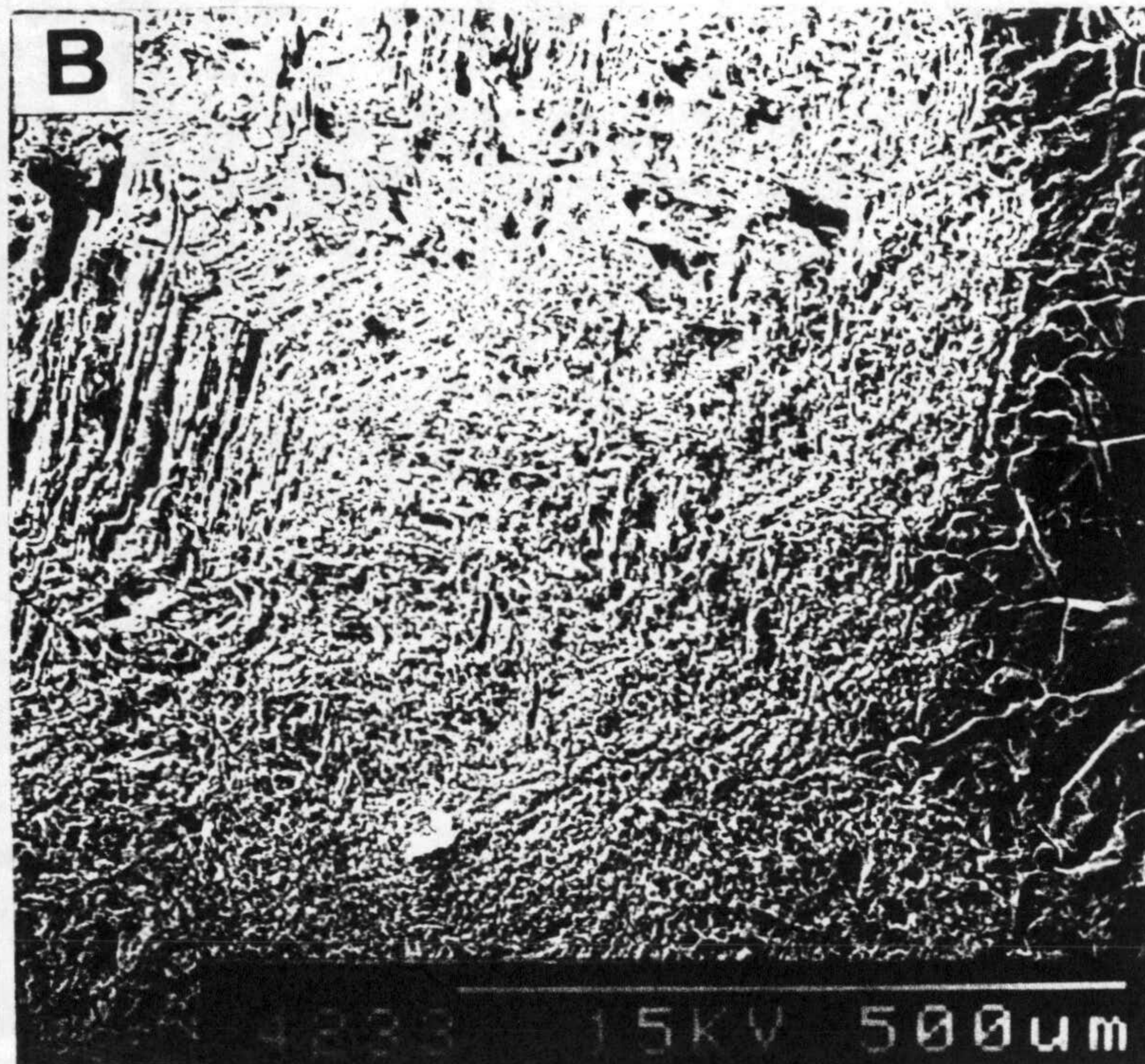
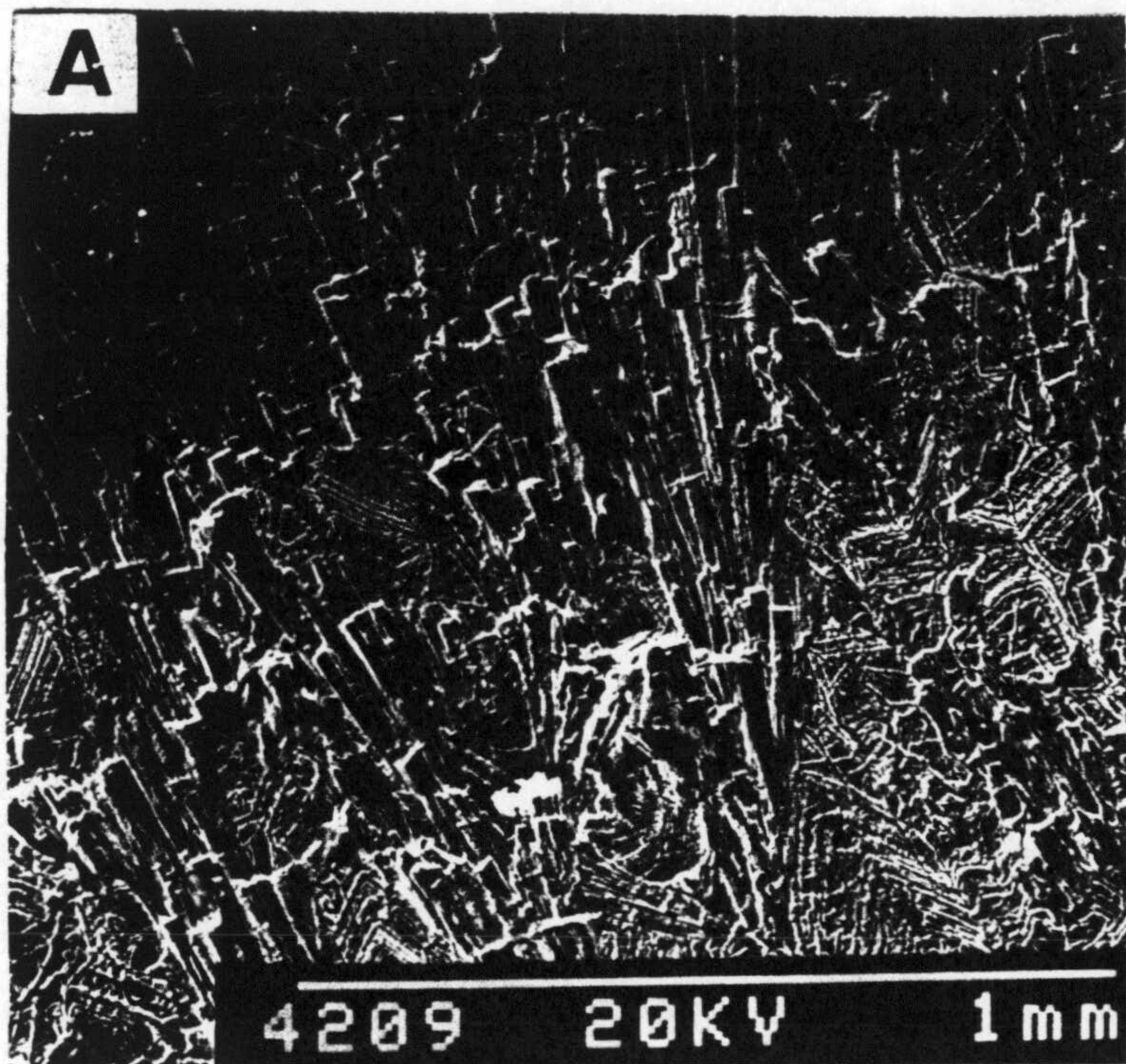


Figura 46.- Fotografías realizadas mediante microscopía electrónica de barrido en las que pueden observarse algunas de las características texturales de las diferentes cristalizaciones. A) Fotografía del contacto entre el aragonito de hábito acicular y la calcita fibrosa; B) Fotografía de detalle del contacto entre la calcita fibrosa y la calcita micrítica; C) Fotografía del contacto entre las fases aragoníticas y los cristales de micrita.

5.2.5.- Resultados isotópicos

5.2.5.1.- $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de calcitas flotantes y $\delta^{18}\text{O}$ del agua de medios kársticos litorales actuales

Para realizar los estudios isotópicos de las muestras de calcita flotante actual que precipita en la superficie de los lagos de las cuevas se recogieron cantidades que oscilaron entre 5-50 gramos. En total se han analizado, tanto isotópicamente como mineralógicamente, tres muestras de calcita flotante pertenecientes a cada una de las cuevas. Los valores isotópicos obtenidos son para el $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ respectivamente -9,3 ‰ y -4,7 ‰ en la Cueva de San Martín, -3,7 ‰ y -2,9 ‰ en Cala Falcó, y -2,2 ‰ y -3,7 ‰ en Cala Varques. Todos los valores de las razones isotópicas de las calcitas se expresan frente al estándar PDB.

Además de la calcita flotante, se tomaron aproximadamente 30 gramos de sedimento depositado en uno de los lagos de la Cueva de Cala Varques. Este sedimento se recogió junto a la orilla y a unos 40 cm de profundidad. Los valores obtenidos son similares a los de las calcitas flotantes con un $\delta^{18}\text{O}$ de -3,1 ‰ y de -3,2 ‰ para el $\delta^{13}\text{C}$.

Las muestras acuosas se tomaron de los lagos principales existentes en cada una de las tres cuevas. Aproximadamente unos 50 ml de agua se recogieron de cada cueva. Los resultados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ oscilan entre -5,3 ‰ en la Cueva de San Martín, -3,8 ‰ en Cala Falcó, y -3,1 ‰ en Cala Varques. Todos los valores de las razones isotópicas del agua se expresan frente a SMOW.

La temperatura del agua medida en el momento de la recogida de las calcitas flotantes, del sedimento y de las propias aguas oscilaba entre 15,5°C en la Cueva de San Martín, 16,5°C en Cala Falcó, y 17°C en Cala Varques.

5.2.5.2.- $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en espeleotemas antiguos

En total se han tomado 110 muestras a lo largo de los primeros 1,54 metros de la perforación. Los resultados isotópicos obtenidos se presentan en la tabla 12 que se incluye al final de este capítulo. En todos los casos los valores obtenidos se expresan respecto a PDB. En esta tabla se indica el número de la muestra, su distancia o posición medida en centímetros desde el exterior al interior de la pared perforada, el tipo textural y los valores isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$). Asimismo, en dicha tabla se puede observar que todos los valores obtenidos son muy negativos, tanto para el $\delta^{13}\text{C}$ (valor medio total de -4,9 ‰) como para el $\delta^{18}\text{O}$ (valor medio total de -4,6 ‰). El valor máximo obtenido (y único valor positivo) de $\delta^{13}\text{C}$ es de 2,7 ‰ y se presenta en una fase aragonítica; para el $\delta^{18}\text{O}$ el valor máximo es de -2,2 ‰. Los valores mínimos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son de -8,1 ‰ y -6,6 ‰, respectivamente.

Para realizar un estudio más detallado de los resultados isotópicos obtenidos en las muestras carbonatadas, se ha llevado a cabo una diferenciación de las muestras en distintos grupos en función de la naturaleza de los materiales estudiados. En total se han distinguido cuatro grupos de valores cuya representación gráfica puede verse en la figura 47.

El primer grupo (figura 47A) está formado por un total de 29 muestras correspondientes a cristalizaciones de calcitas fibrosas vadosas. El valor medio obtenido para el $\delta^{13}\text{C}$ es de -5,6 ‰ y para el $\delta^{18}\text{O}$ de -4,4 ‰. Los valores máximos y mínimos obtenidos son respectivamente de -0,4 ‰ y -8,1 ‰ para el $\delta^{13}\text{C}$ y de -3,5 ‰ y -6 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$.

El segundo grupo (figura 47B) lo representan las cristalizaciones de micrita con un total de 15 muestras estudiadas. El valor medio es de -5,4 ‰ para el $\delta^{13}\text{C}$ y -4,7 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$. Los valores

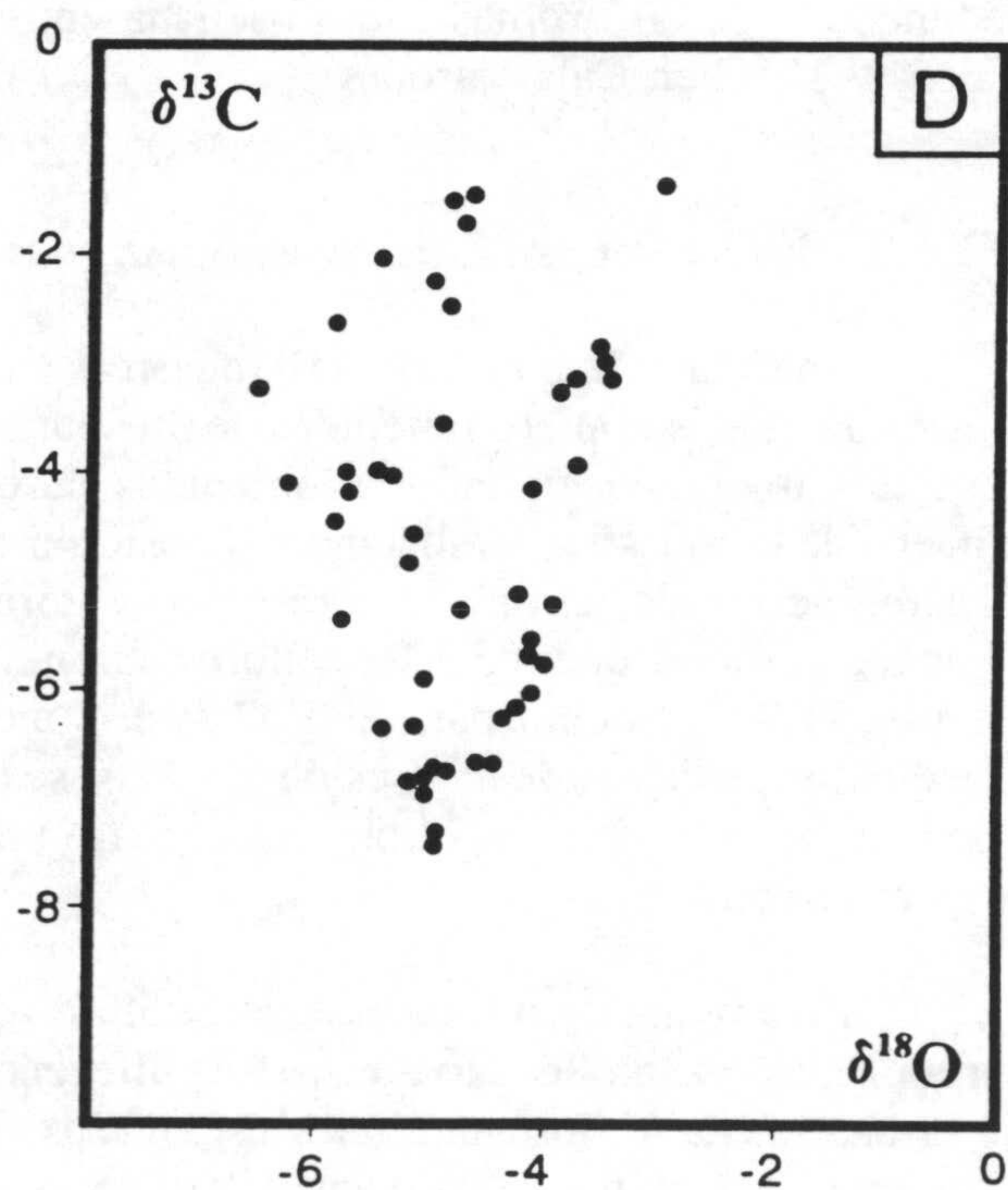
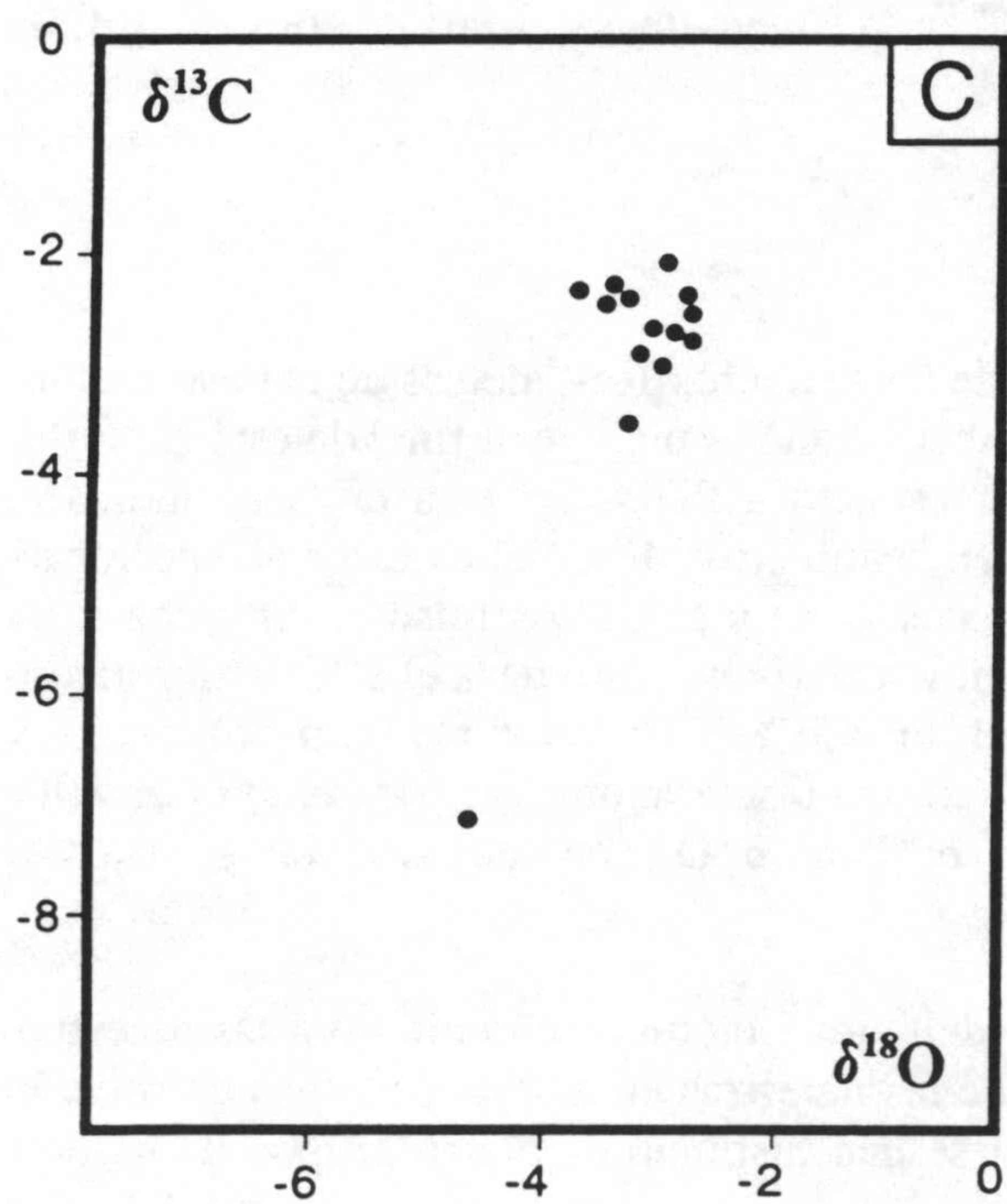
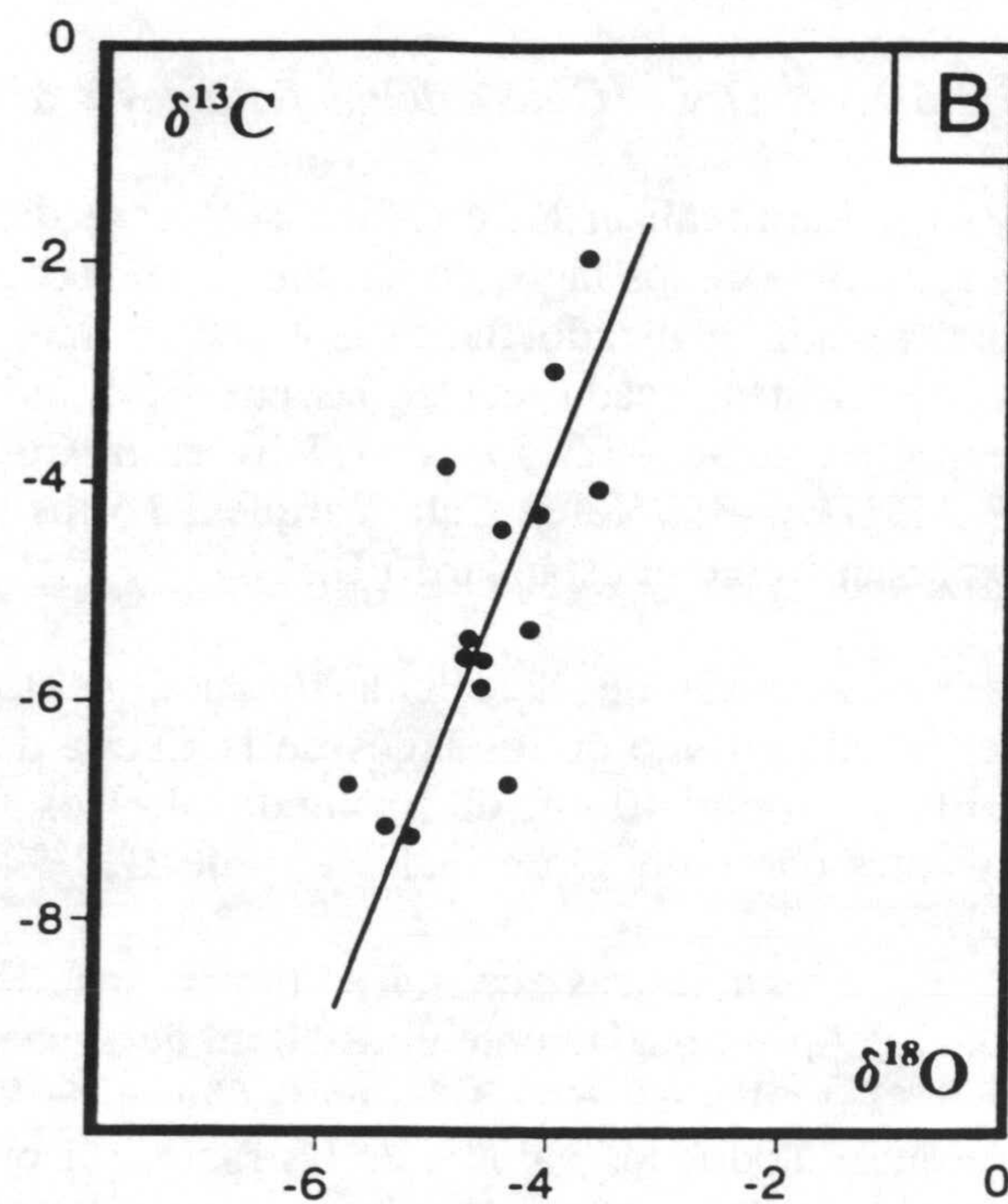
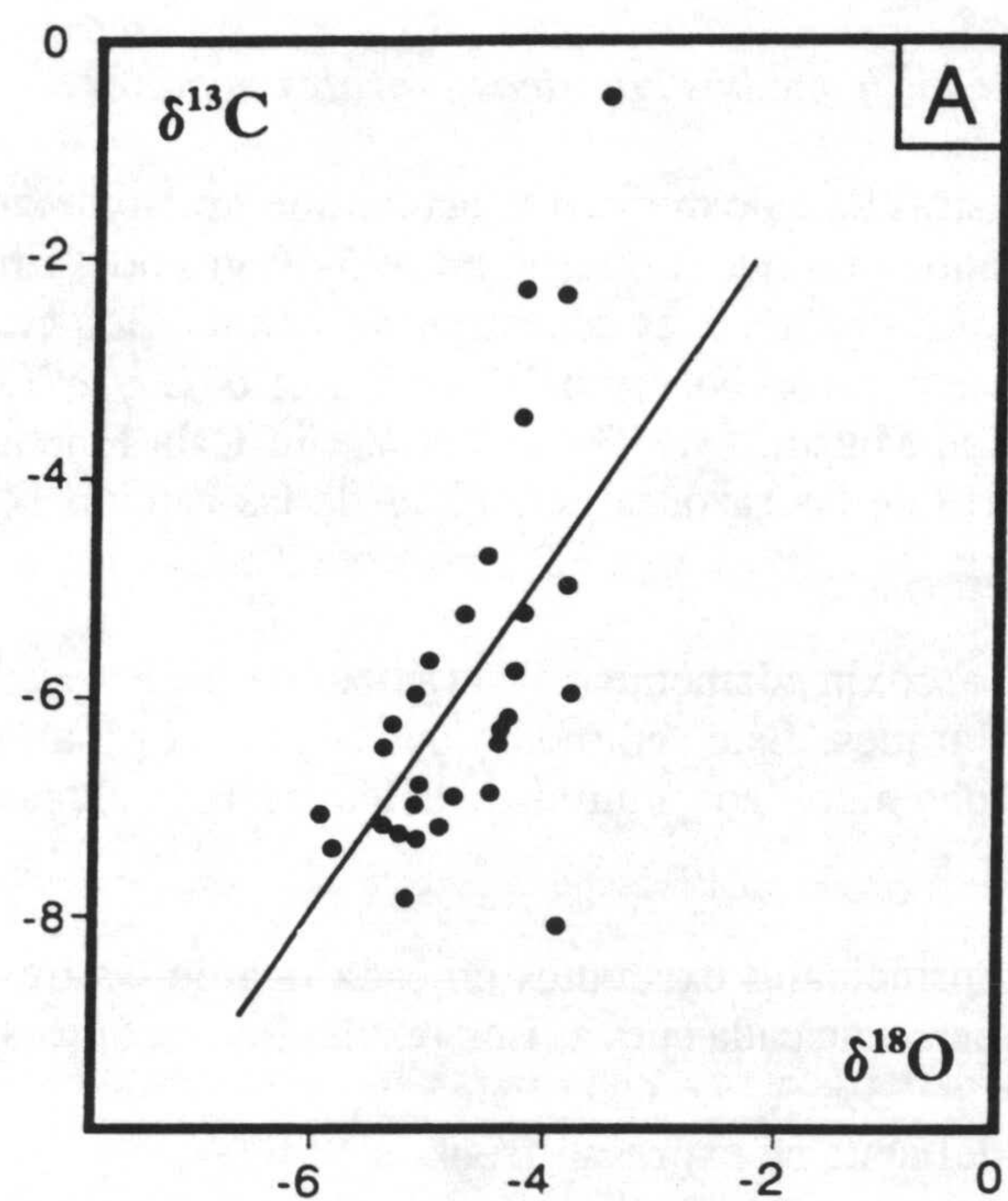


Figura 47.- Representación gráfica de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los de $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras estudiadas. A) Valores obtenidos para las muestras correspondientes a las cristalizaciones de calcita fibrosas vadosas, se puede observar la fuerte correlación que existe entre las muestras; B) Valores obtenidos para las muestras correspondientes a micrita, también se observa una gran correlación entre todos los valores obtenidos en este grupo genético; C) Valores obtenidos para las cristalizaciones de aragonito fibroso, y D) Valores obtenidos para las muestras correspondientes a calcitas fibrosas epiacuáticas.

máximos y mínimos son de -2‰ y $-7,3\text{‰}$ para el $\delta^{13}\text{C}$ y para el $\delta^{18}\text{O}$ $-3,7\text{‰}$ y $-5,8\text{‰}$.

El tercer grupo (figura 47C), formado por 13 muestras, está constituido por las cristalizaciones de aragonito fibroso con carácter epiacuático. Este grupo es el menos frecuente, los valores medios de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son de $-2,9\text{‰}$ y $-3,3\text{‰}$ respectivamente. El valor máximo y mínimo de $\delta^{13}\text{C}$ es de $-2,1\text{‰}$ y $-7,1\text{‰}$; para el $\delta^{18}\text{O}$ el valor máximo obtenido es de $-2,9\text{‰}$ y el mínimo $-4,7\text{‰}$.

El cuarto y último grupo diferenciado (figura 47D) es el más numeroso con un total de 47 muestras correspondientes a calcitas fibrosas epiacuáticas. En estos materiales el valor máximo, medio y mínimo del $\delta^{13}\text{C}$ es de $-1,3\text{‰}$, $-4,5\text{‰}$ y $-7,4\text{‰}$. Para el $\delta^{18}\text{O}$ el valor máximo es de $-3,1\text{‰}$, el medio de $-4,8\text{‰}$ y el mínimo de $-6,6\text{‰}$.

5.2.6.- Interpretación

Los datos obtenidos en el análisis isotópico de las muestras estudiadas tanto actuales (calcitas flotantes y acuosas) como pleistocenas (espeleotemas), se reflejan en la tabla 12. Su distribución, así como los valores medios, máximos y mínimos ya han sido comentados en el párrafo anterior. En este apartado se incluye un gráfico (figura 49) en el que se reúnen todos los datos obtenidos, en las muestras pleistocenas, en un mismo diagrama de relación de $\delta^{13}\text{C}$ frente a $\delta^{18}\text{O}$, lo que facilita su estudio comparativo. En dicho gráfico (figura 49), se diferencian mediante distintos signos los cuatro grupos genéticos de cristalizaciones distinguidas.

Para realizar una mejor interpretación de los resultados obtenidos, estos han sido considerados independientemente, es decir, se han distinguido los valores de las muestras actuales (calcitas flotantes y muestras acuosas) y los valores de las muestras pleistocenas. A su vez estas últimas han sido discutidas atendiendo al tipo genético de cristalización.

5.2.6.1.- Calcitas flotantes

Los materiales calcíticos actuales (calcitas flotantes) que se originan en la superficie de las aguas de los lagos presentan una mineralogía en la cual, como se deduce del estudio mineralógico por difracción de rayos X, el componente mayoritario es la calcita con porcentajes cercanos al 100%. El primer resultado de interés que se ha podido observar in situ, es el diferente tamaño de grano existente entre las muestras recogidas, sin embargo los resultados obtenidos no muestran variaciones isotópicas ni mineralógicas en estas muestras. El segundo resultado obtenido es que el sedimento depositado en el lago, recogido a unos 40 cm de profundidad, tampoco muestra variaciones con respecto a las calcitas flotantes dispuestas sobre la superficie del agua.

Los datos isotópicos obtenidos para las calcitas flotantes en las tres cuevas muestreadas son ligeramente diferentes para las muestras recogidas en las cuevas situadas junto a la costa, concretamente Cala Falcó ($\delta^{13}\text{C} = -3,7\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -2,9\text{‰}$ PDB) y Cala Varques ($\delta^{13}\text{C} = -2,2\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} = -3,7\text{‰}$ PDB) sin embargo difieren, notablemente, de los valores obtenidos en la Cueva de San Martín ($\delta^{13}\text{C} = -9,3\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} = -4,7\text{‰}$) situada más hacia el interior de la isla.

El carbono orgánico de las aguas subterráneas procede del CO_2 de la atmósfera del suelo y es producido tanto por la descomposición de la materia orgánica como por la respiración radical de las plantas. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de este CO_2 oscilan entre un -15‰ y -25‰ (Bowen, 1988) por lo que los materiales originados a partir de este CO_2 pueden presentar valores que varían entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -10\text{‰}$ y -4‰ . Como puede observarse los datos de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos en la Cueva de San Martín ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -9,3\text{‰}$) entran dentro de esta gama. Dicha cueva situada más hacia el interior de la isla

puede verse influenciada en gran medida por los factores anteriormente mencionados. Por el contrario en las cuevas situadas junto a la costa los valores de $\delta^{13}\text{C}$ son menos negativos (-2,2 ‰ y -3,7 ‰ PDB) probablemente debido a que el CO_2 procedente de la atmósfera del suelo tiene una menor contribución, siendo la disolución de las rocas encajantes de las cavidades las que en estos casos contribuyan más dando valores algo más positivos.

En cuanto al oxígeno esencialmente este elemento refleja la composición isotópica de las aguas a partir de las cuales precipitan las calcitas flotantes. Los valores obtenidos de $\delta^{18}\text{O}$ fueron de -4,7 ‰ en la cueva de San Martín, mientras que en las cuevas de Cala Falcó y Cala Varques los valores son algo menos ligeros de -3,8 ‰ y -3,1 ‰ respectivamente. El valor de $\delta^{18}\text{O}$ en la cueva de San Martín (un valor negativo importante) es indicativo de la importante influencia que ejercen las aguas meteóricas, las cuales están enriquecidas en isótopos ligeros. Sin embargo, en las otras dos cuevas los valores de $\delta^{18}\text{O}$ son algo menos ligeros (menos negativos), ligados probablemente a la influencia de las aguas marinas (enriquecidas en isótopos pesados y con valores de $\delta^{18}\text{O}$ cercanos a cero), que en algunos momentos a lo largo del año pueden llegar a tener gran importancia dada la proximidad e incluso verdadera conexión de las cuevas con el mar.

Con el fin de conocer si la precipitación de las calcitas flotantes actuales se realiza en equilibrio isotópico se ha llevado a cabo un estudio de estas muestras. Dado que se conoce el $\delta^{18}\text{O}$ del agua actual del lago y el $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita flotante se puede sustituir en la ecuación dada por Shackleton y Kennett (1975) y comprobar así si la temperatura que se obtiene coincide con la temperatura del agua medida en la cueva durante la toma de las muestras. Los valores de temperatura obtenidos son similares a los actuales con pequeñas variaciones que podrían explicarse teniendo en cuenta que durante la precipitación de la calcita se pudieron dar pequeñas oscilaciones de la temperatura. Los valores obtenidos varían entre 13,1 °C para la Cueva de San Martín, 12 °C en Cala Falcó y 18 °C en Cala Varques. Si se realiza una representación gráfica de la temperatura frente al enriquecimiento ^{18}O ($\text{CO}_3\text{Ca-H}_2\text{O}$), o lo que es lo mismo $1000\ln\alpha_{\text{CO}_3\text{Ca-H}_2\text{O}}$ siguiendo las ideas de Gonfiantini *et al.* (1968) se obtiene un gráfico (figura 48) donde los valores del eje de ordenadas se expresan en ‰ frente a SMOW, y los del eje de abscisas en grados centígrados. La línea de precipitación de calcita en equilibrio representada ha sido calculada usando la ecuación de Craig (1965). Se puede constatar, que las tres muestras estudiadas presentan valores que las sitúan en o muy cerca de la línea de equilibrio con lo cual podría confirmarse que la precipitación de la calcita flotante se realizó y se realiza en equilibrio isotópico.

5.2.6.2.- Muestras acuosas

Los estudios realizados en este trabajo sobre la composición isotópica de las aguas existentes en los lagos, corroboran un hecho importante como es la gran influencia que ejercen las aguas de origen meteórico que percolan a través de las rocas, y que forman parte de los lagos dando como resultado valores ligeros del $\delta^{18}\text{O}$, que oscilan entre -5,3 ‰ para la Cueva de San Martín y algo menos negativos -3,3 ‰ para las cuevas de Cala Falcó y Cala Varques. Estas dos últimas, como puede observarse, presentan unos valores de $\delta^{18}\text{O}$ algo más positivos que podrían ser debidos a la mayor influencia que ejercen las aguas marinas dada la proximidad de estas cuevas a la costa. En cuanto a las temperaturas de las aguas que se han medido durante la toma de las mismas (entre 15 y 17 °C), se puede decir que estas no presentan grandes variaciones de una cueva a otra, y como mucho las diferencias llegan a ser de 2 °C.

El estudio isotópico de las aguas de los lagos suministra un valor medio de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = -3,8$ ‰ que puede servir para realizar posibles determinaciones de paleotemperaturas sobre los materiales antiguos muestreados en la cueva de Sa Bassa Blanca. Este valor está dentro de las líneas de isodeltas

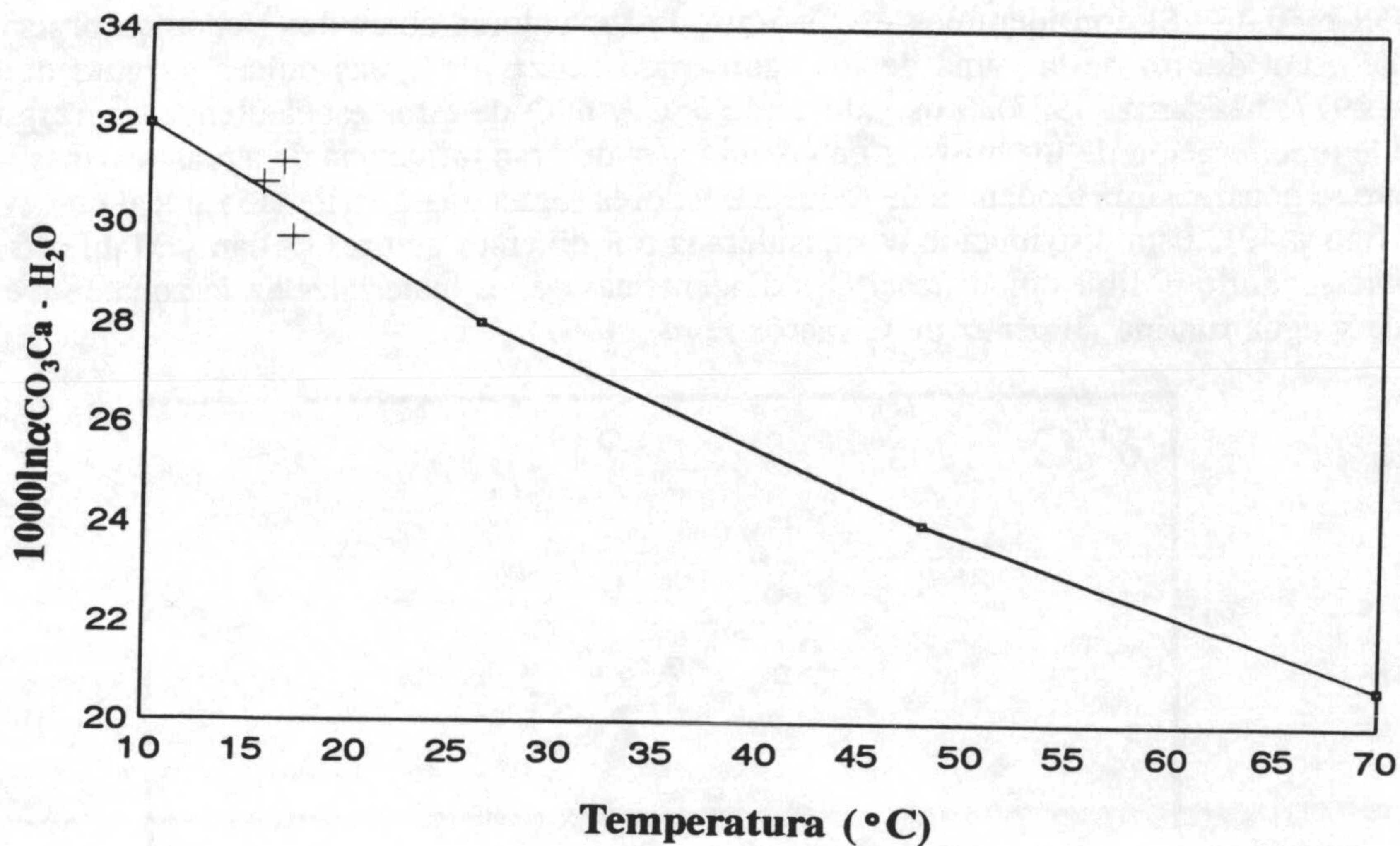


Figura 48.- Representación gráfica de los valores de temperatura y de $1000 \ln \alpha_{\text{CO}_3\text{Ca-H}_2\text{O}}$ de las muestras de calcita flotante actual recogida en la superficie de los lagos. La línea representada corresponde a la línea de precipitación de calcita en equilibrio calculada a partir de la ecuación de Craig (1965) y siguiendo las ideas de Gonfiantini *et al.* (1968).

(Tucker y Wright, 1990) definidas a partir del $\delta^{18}\text{O}$ de la media de precipitación anual (-2 ‰ y -6 ‰). Por otra parte, este valor es similar, siempre teniendo en cuenta los factores de latitud y temperatura, al obtenido en diferentes zonas, por diversos autores para aguas meteóricas del Pleistoceno (Cerling, 1984; Cerling y Hay, 1986), igualmente a los obtenidos por Dansgaard (1964) a nivel mundial y Hauser *et al.* (1980) para un área mediterránea (Sicilia, Italia), así como para las aguas de lluvia de Granada (Delgado *et al.*, 1991).

5.2.6.3.- Espeleotemas

El estudio de la composición isotópica $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las diferentes generaciones de espeleotemas existentes en la cueva de Sa Bassa Blanca, puede aportar información sobre la génesis de estos materiales. Todos los resultados obtenidos tanto para el $\delta^{13}\text{C}$ como para el $\delta^{18}\text{O}$ presentan valores negativos que varían entre el intervalo -1 a -8 ‰ para el $\delta^{13}\text{C}$ y un intervalo más estrecho de -3 a -7 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$. Estos resultados son similares a los dados por diferentes autores como Schwarcz (1986) para espeleotemas de diferente procedencia, por Fantidis y Ehhalt (1970) para estalactitas y estalagmitas en Alemania, por Harmon *et al.* (1978a) para estalactitas y estalagmitas de las cuevas de Kentucky, por Gewalt (1981) para estalagmitas de las cuevas de Bélgica, por Fornaciari *et al.* (1968) para depósitos en dos cuevas italianas y Duplessy *et al.* (1969) en cuevas de Francia (figura 49).

En la figura 49 se representan gráficamente los valores de $\delta^{18}\text{O}$ frente a los de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos en el análisis isotópico de las 110 muestras tomadas a lo largo de la perforación número 18. En ella se puede constatar la gran concentración de todos los datos presentando un escaso grado de dispersión. Por otra parte, se pone de manifiesto una marcada distribución lineal de los valores

(correlación positiva) cuya recta de regresión es $y = 1,1026x + 1,7571$, con un coeficiente de correlación $r = 0,48$. Si consideramos el conjunto de los valores obtenidos podemos observar que claramente están dentro de la gama de los datos para calizas de aguas dulces y aguas de mezcla (Hudson, 1977; Magaritz, 1983). Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de estos espeleotemas no responden a una posible precipitación de los mismos en condiciones de gran influencia de aguas marinas, aunque no obstante se constata una tendencia de todos los valores según una distribución lineal en covariante positiva (figura 49). Esta distribución es considerada por diversos autores (Allan y Matthews, 1977, 1982) como señal de posibles modificaciones diagenéticas de los materiales en la zona de mezcla de agua dulce y agua marina (Jiménez de Cisneros *et al.*, 1991).

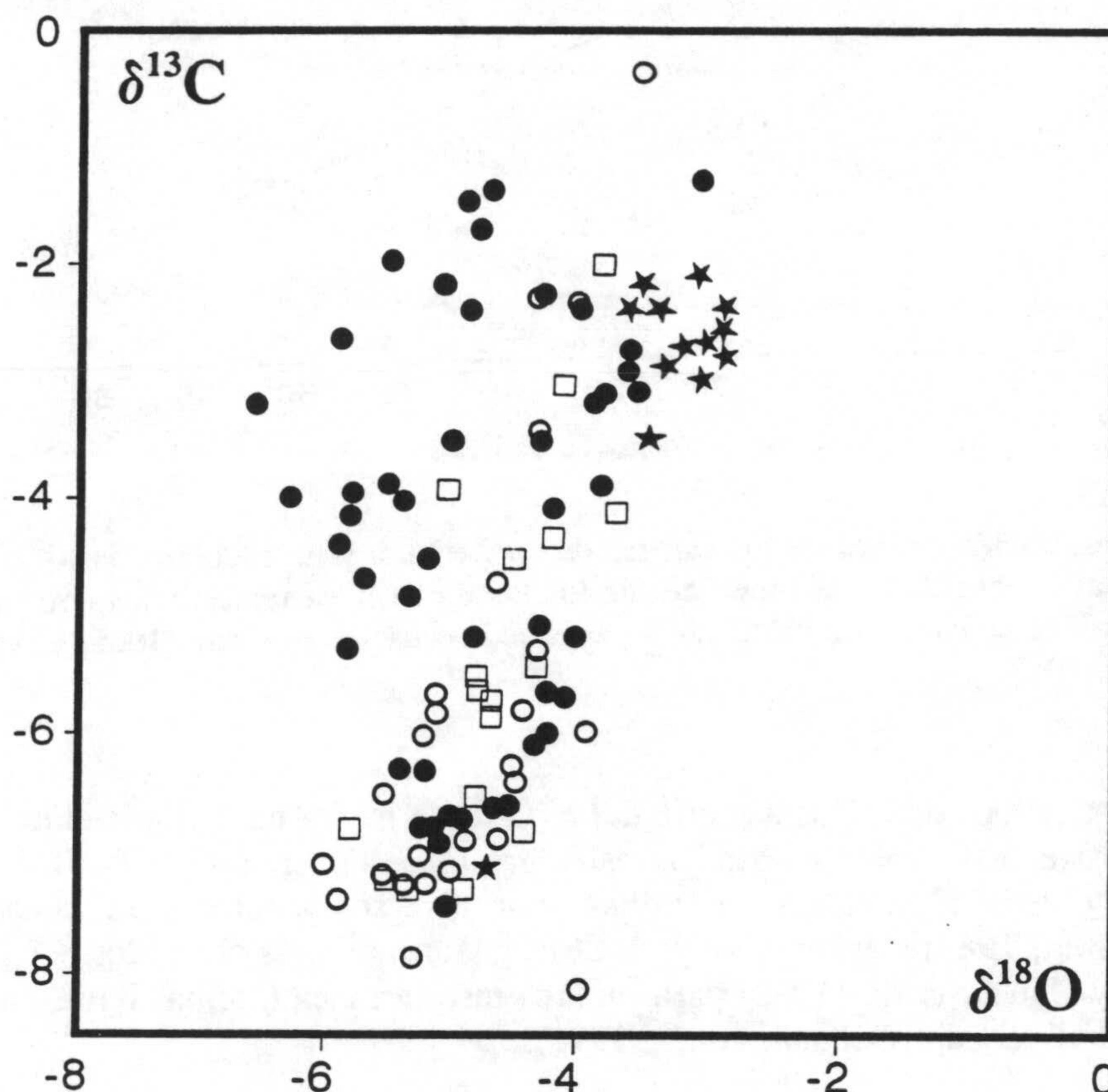


Figura 49.- Representación gráfica de todos los valores isotópicos obtenidos para el conjunto de las muestras analizadas en la perforación 18. En esta figura puede constatar una distribución lineal en covariante positiva de todas las muestras. En círculos blancos se representan los valores de calcitas fibrosas vadosas, las micritas en cuadrados, en asteriscos los valores de aragonitos fibrosos, y en círculos negros las calcitas epiacuáticas.

Un estudio más detallado de los resultados isotópicos de estos materiales puede realizarse si consideramos individualmente los grupos diferenciados en función de la naturaleza de los espeleotemas (figura 47).

El primer grupo formado por los valores correspondientes a las cristalizaciones de calcitas fibrosas (figura 47A) de origen vadoso deducido a partir de sus características petrográficas, son los que presentan los valores medios más negativos tanto para el $\delta^{13}\text{C} = -6,3 \text{‰}$ como para el $\delta^{18}\text{O} = -5 \text{‰}$. Su distribución es bastante lineal, con una recta de regresión que viene expresada por la ecuación $y = 1,4063x + 0,7123$ y cuyo coeficiente de correlación es $r = 0,53$. Las muestras presentan variaciones importantes en el carbono, mientras que el oxígeno presenta un menor campo de variación. La tendencia lineal en covariante positiva de estas cristalizaciones de calcita fibrosa hace

pensar en las posibles variaciones acaecidas como consecuencia de pequeñas alteraciones diagenéticas en la zona de mezcla de aguas marinas y dulces. Este tipo de precipitados se originan preferentemente a partir de las aguas de origen meteórico (de gran variabilidad isotópica) que descienden por las paredes o gotean por el techo, y también en los momentos en los que el nivel de los lagos desciende reflejo directo de las fluctuaciones del nivel del mar.

El segundo grupo (figura 47B) está formado por las cristalizaciones de micrita originadas durante los momentos de escasa o nula agitación de las aguas. Los valores obtenidos son parecidos a los del grupo anterior aunque algo más positivos ($\delta^{13}\text{C} = -5,1$ y $\delta^{18}\text{O} = -4,6$ ‰) y de igual modo presentan una distribución marcadamente lineal cuya recta de regresión es $y = 2,4921x + 6,3415$, con un coeficiente de correlación en este caso muy significativo de $r = 0,8$. El rango de variación del carbono como puede observarse en la figura es muy amplio, mientras que el del oxígeno es más estrecho. Esta distribución de los valores puede estar ocasionada por la influencia de las aguas intersticiales presentes en los poros, las cuales han podido provocar pequeñas alteraciones diagenéticas.

El tercer grupo, menos numeroso, son las cristalizaciones aragoníticas fibrosas epiacuáticas (figura 47C). Este grupo presenta los valores más pesados tanto para el carbono $\delta^{13}\text{C} = -2,9$ ‰ como para el oxígeno $\delta^{18}\text{O} = -3,3$ ‰. La distribución de los valores está muy concentrada en un rango estrecho de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. Esta distribución de estos valores relativamente menos negativos que el resto, junto con el hecho de que estas fases corresponden a las fases aragoníticas, hace pensar en la escasa o nula existencia de alteraciones de estas fases, ya que por lo general el aragonito (fase inestable) se transforma en calcita (fase estable). Fundamentalmente, este tipo de cristalizaciones se localiza en las últimas etapas de generaciones de espeleotemas, concretamente en las fases más modernas.

El cuarto y último grupo corresponde a las cristalizaciones de calcitas fibrosas epiacuáticas (figura 47D). Son los precipitados más abundantes y frecuentes a lo largo de todo el sondeo y los que presentan mayor diversidad mineralógica y textural. Los valores obtenidos para este grupo son muy heterogéneos y presentan un alto grado de dispersión, en ellos no se observa ninguna distribución concreta lo que hace pensar su alto grado de preservación de los rasgos geoquímicos. El rango de variación del $\delta^{18}\text{O}$ (-3 ‰ y -6 ‰) como puede observarse en la figura es menos amplio que el del $\delta^{13}\text{C}$ (-1 ‰ y -7 ‰). El hecho de que puedan haberse preservado estos espeleotemas sin haber sufrido importantes alteraciones geoquímicas hace que adquieran una significación especial en cuanto que constituyen un valioso registro de las variaciones relativas del nivel del mar, su alternancia con las cristalizaciones vadosas responde a la alternancia de condiciones vadosas y freáticas ligadas a las fluctuaciones glacioeustáticas.

5.2.7.- Paleotemperaturas

Aún siendo conscientes de que la determinación de paleotemperaturas implica problemas, en este trabajo, se considera que los espeleotemas estudiados se han formado en equilibrio isotópico con las aguas de infiltración con lo cual se puede llegar a realizar estimaciones sobre las paleotemperaturas de la cueva donde crecieron. Para llevar a cabo dichos cálculos, se ha utilizado la fórmula dada por Shackleton y Kennett (1975). En nuestro caso, como se pone de manifiesto en el apartado anterior, se ha tomado un valor medio de $\delta^{18}\text{O}_{\text{w}_{\text{SMOW}}} = -3,8$ ‰ que expresado frente a PDB sería de -4 ‰, obtenido a partir del estudio de las aguas actuales existentes en los lagos. Por todo lo expuesto, los datos de paleotemperaturas que se obtienen son relativos e indicarán etapas más frías o en su caso más cálidas. Los posibles errores que se cometan en los cálculos vendrán dados por el valor más o menos correcto dado al δw .

Los valores de paleotemperatura obtenidos presentan un intervalo de variación que oscila entre

máximos de 28°C y mínimos de 9°C. La paleotemperatura media obtenida para la totalidad de las muestras es de 19°C, un valor muy parecido al que existe actualmente en las cuevas como se pone de manifiesto en las medidas de temperatura realizadas sobre las aguas de los lagos de las diferentes cuevas. En la figura 50 se puede observar la curva de variación de las paleotemperaturas deducidas a lo largo de la perforación obtenida a partir de los valores de $\delta^{18}\text{O}$. En dicha figura se pone de manifiesto un hecho importante ya que se puede constatar una alternancia de periodos más cálidos (con valores de $\delta^{18}\text{O}$ más negativos) con periodos más fríos (de valores de $\delta^{18}\text{O}$ más positivos). En esta misma figura también es posible evidenciar que las tasas de crecimiento de los diferentes precipitados no fueron constantes, destacando así periodos con tasas de crecimiento más rápidas (entre los 300 y 400 ka) o más lentas (600-500 ka) o bien periodos con mayor actividad de disolución.

5.2.8.- Estratigrafía de los espeleotemas

Emiliani (1955) fue el primer investigador que constató, en los materiales del Pleistoceno que ocupan los fondos oceánicos, una ciclicidad de los valores del $\delta^{18}\text{O}$ correlacionable entre los diferentes testigos de pistón de distintos océanos (Atlántico y Pacífico). Años más tarde, este mismo autor (Emiliani, 1966, 1972) definió para los últimos 730.000 años a partir de testigos de pistón pertenecientes al mar Caribe y al Pacífico un total de 20 estadios isotópicos. Estos estadios corresponden, los impares a valores más negativos de $\delta^{18}\text{O}$ (altas paleotemperaturas) y los pares a valores más positivos de $\delta^{18}\text{O}$ (bajas paleotemperaturas). Posteriormente, esta escala fue completada y correlacionada, con la escala magnetoestratigráfica, por Shackleton y Opdyke (1973, 1976). Estos autores identifican 22 estadios isotópicos para los últimos 900.000 años, en donde los episodios glaciares e interglaciares son interpretados en términos de aumento o disminución del volumen de hielo en el hemisferio Norte, o de subida y bajada del nivel del mar respectivamente. Williams *et al.* (1988) realizan un estudio más amplio utilizando datos previos de varios autores y delimitan un total de 65 estadios para los últimos 1,88 Ma.

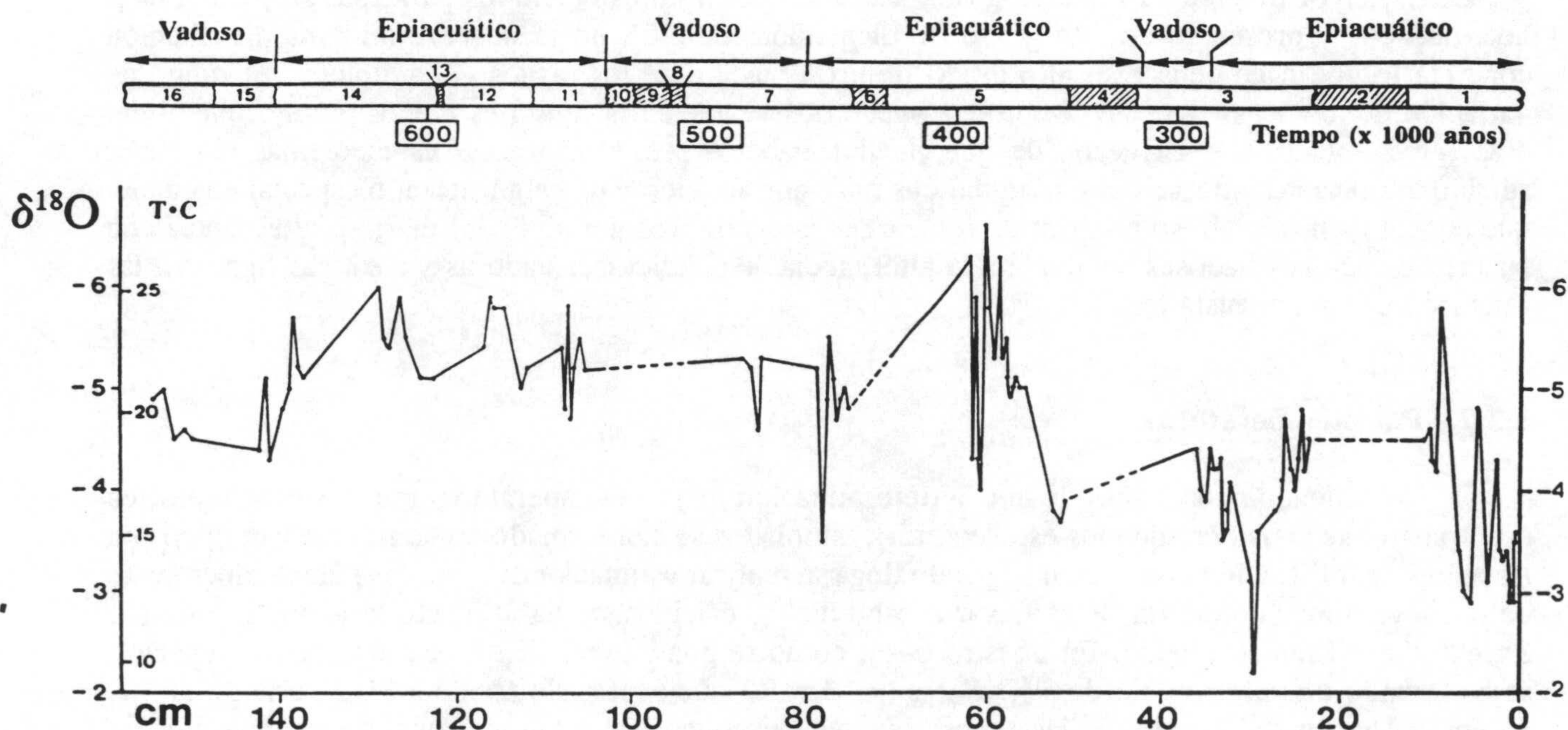


Figura 50.- Curva de variación de las paleotemperaturas deducidas a partir de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos a lo largo de la perforación estudiada.

En este apartado se realiza una comparación de la curva isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ obtenida en el estudio de la perforación 18 con la curva de $\delta^{18}\text{O}$ obtenida a partir de sondeos realizados por el DSDP (site 502B) en el mar del Caribe (Williams *et al.*, 1988). En la figura 51 se puede observar la tentativa de correlación realizada para el intervalo de tiempo representado en los espeleotemas estudiados (700.000 a 200.000 años). Se establece una relación entre los diferentes estadios isotópicos distinguidos en este periodo de tiempo con los intervalos diferenciados en la perforación 18. No todos los estadios se distinguen con claridad pero si se puede constatar la existencia de periodos alternantes cálidos y fríos. El estadio 18 corresponde a valores más positivos de $\delta^{18}\text{O}$ que rápidamente cambian a más negativos en el estadio 17 con varios puntos máximos comparables con los existentes en el estadio 17. El estadio 16 se correlaciona bastante bien y corresponde a valores más bajos de temperatura, sin embargo en el estadio 15 en el que se distinguen dos picos máximos estos no quedan muy bien representados en la perforación estudiada. La posible evolución de los estadios 14 y 13 se indican mediante líneas discontinuas por carecer de datos isotópicos para ese intervalo. El estadio 12 queda bien representado por una fuerte inflexión del valor de $\delta^{18}\text{O}$ el cual se hace más positivo y por tanto paleotemperaturas más bajas. El estadio 11 es muy fluctuante con varios máximos y mínimos que en general presentan una tendencia a describir un episodio cálido. A continuación le seguiría el estadio 10 cuya representación no llega a ser total debido también a la falta de datos isotópicos pero se puede constatar que sigue la misma tendencia. En el estadio 9 se pueden distinguir tres puntos de inflexión máximo, mínimo, máximo que podrían correlacionarse con los existentes en la perforación estudiada en la cual se detecta también un grupo de valores máximos, mínimos y máximos. El estadio 8 tampoco queda representado por falta de datos y se indica su evolución mediante trazas discontinuas. Finalmente, el estadio 7 con varios picos fluctuantes está representado por tres picos máximos que se correlacionan muy bien con los existentes en la perforación estudiada.

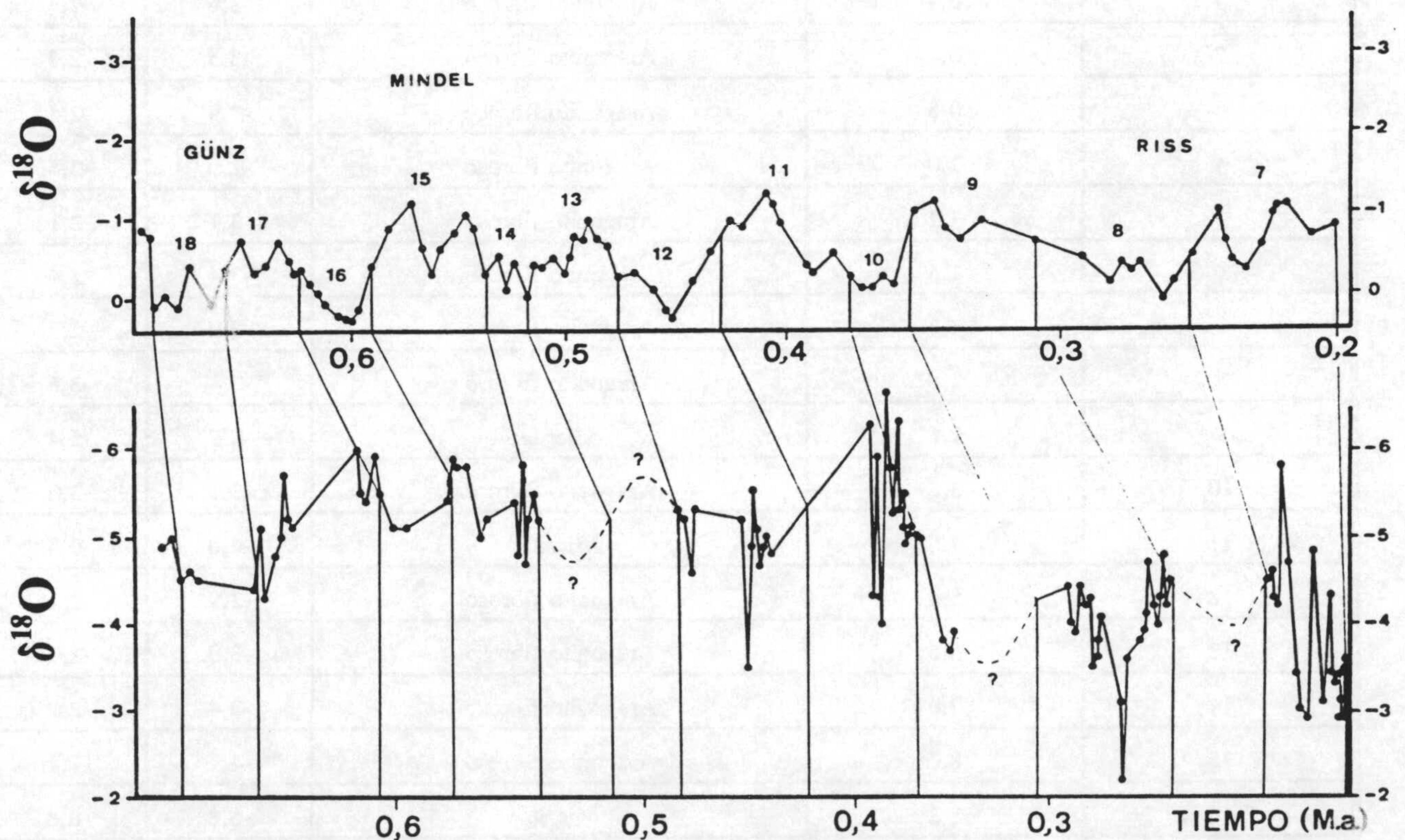


Figura 51.- Correlación entre la curva isotópica obtenida para la perforación 18 y la curva de $\delta^{18}\text{O}$ obtenida a partir de sondeos realizados por el DSDP (site 502B) en el mar Caribe (Williams *et al.*, 1988). Se establece una tentativa de correlación entre los diferentes estadios isotópicos diferenciados en este intervalo de tiempo (700.000 a 200.000 años).

En general, al observar la figura 51 se pone de manifiesto una cierta similitud entre las curvas que se comparan, aunque existen diferencias importantes entre ambas principalmente debido al hecho de que la comparación se establece con materiales marinos profundos en los cuales la temperatura del agua es mucho más fría (unos 4°C). Esto hace que los valores obtenidos de $\delta^{18}\text{O}$ en el sondeo 502B sean mucho más positivos que los obtenidos en las muestras aquí estudiadas. Por otra parte, no hay que olvidar la complejidad de los procesos que actúan en la formación de los depósitos de espeleotemas estudiados en los cuales actúan tanto las aguas de origen meteórico (con valores de $\delta^{18}\text{O}$ más negativos), y las aguas marinas (con valores de $\delta^{18}\text{O}$ más positivos). A estas dificultades existentes hay que añadir otra que no deja de ser menos importante pues este registro es bastante incompleto debido a los procesos de disolución de los materiales, y a la interrupción o en su caso disminución del depósito de los mismos. No obstante, y pese a las dificultades existentes, como se observa en la figura 48, existe una buena correlación entre los periodos cálidos y fríos, de manera que en los materiales estudiados ha quedado reflejada la evolución paleoclimática del área estudiada para el intervalo de tiempo considerado.

Tabla 12.- Relación de los valores isotópicos obtenidos para las muestras estudiadas a lo largo de la perforación 18. Se incluye la distancia (cm) a la que se sitúan las muestras, medida siempre desde el exterior al interior de la pared perforada, asimismo se indica el tipo textural identificado mediante el estudio al microscopio de réplicas de acetato realizadas sobre la perforación.

Número de Muestra	Distancia(cm)	Tipo Textural	$\text{‰}\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\text{‰}\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$
1	0,4	Aragonito fibroso	-3,6	-2,4
2	0,7	Aragonito fibroso	-3,5	-2,3
3	0,8	Aragonito fibroso	-2,9	-2,5
4	1,0	Aragonito fibroso	-2,9	-2,8
5	1,2	Aragonito fibroso	-3,1	-2,1
6	1,5	Aragonito fibroso	-3,4	-2,4
7	1,6	Aragonito fibroso	-3,2	-2,7
8	1,8	Aragonito fibroso	-3,4	-3,5
9	2,6	Micrita	-4,3	-5,4
10	3,8	Aragonito fibroso	-3,1	-3,0
11	4,8	Micrita	-4,8	-6,5
12	5,4	Aragonito fibroso	-2,9	-2,4
13	6,6	Aragonito fibroso	-3,0	-2,7
14	7,0	Aragonito fibroso	-3,4	-2,9
15	8,2	Aragonito fibroso	-4,7	-7,1
16	8,8	Micrita	-5,8	-6,8
17	9,6	Calcita fibrosa epiacuática	-4,2	-5,6
18	10,0	Calcita fibrosa epiacuática	-4,3	-6,1
19	10,4	Calcita fibrosa epiacuática	-4,6	-6,6
20	10,6	Calcita fibrosa epiacuática	-4,5	-6,6

Tabla 12.- (Continuación).

Número de Muestra	Distancia (cm)	Tipo Textural	$\% \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\% \delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$
21	23,8	Micrita	-4,5	-4,5
22	24,0	Micrita	-4,2	-4,3
23	24,4	Micrita	-4,8	-5,5
24	25,0	Calcita fibrosa epiacuática	-4,3	-5,1
25	25,4	Calcita fibrosa epiacuática	-4,0	-5,2
26	25,8	Calcita fibrosa epiacuática	-4,2	-5,5
27	26,6	Micrita	-4,7	-5,9
28	26,6	Calcita fibrosa epiacuática	-4,1	-5,7
29	27,0	Calcita fibrosa epiacuática	-3,9	-3,2
30	27,4	Calcita fibrosa epiacuática	-3,8	-3,9
31	29,8	Calcita fibrosa epiacuática	-3,6	-2,9
32	30,0	Aragonito + Calcita	-2,2	2,7
33	30,2	Calcita fibrosa epiacuática	-3,1	-1,3
34	33,2	Micrita	-4,1	-3,0
35	33,4	Calcita fibrosa epiacuática	-3,8	-3,1
36	33,6	Calcita fibrosa epiacuática	-3,6	-2,8
37	33,8	Calcita fibrosa epiacuática	-3,5	-3,1
38	34,0	Calcita fibrosa epiacuática	-4,3	-6,1
39	34,2	Calcita fibrosa epiacuática	-4,2	-4,1
40	34,4	Calcita fibrosa epiacuática	-4,2	-6,0
41	34,6	Micrita	-4,4	-6,8
42	35,2	Calcita fibrosa vadosa	-3,9	-6,0
43	36,0	Calcita fibrosa vadosa	-4,0	-8,1
44	36,4	Calcita fibrosa vadosa	-4,4	-6,2
45	51,2	Sedimento	-3,9	-4,7
46	51,8	Micrita	-3,7	-4,1
47	52,6	Micrita	-3,8	-2,0
48	56,0	Calcita fibrosa epiacuática	-5,0	-6,7
49	56,6	Calcita fibrosa epiacuática	-5,0	-7,3
50	57,0	Calcita fibrosa epiacuática	-5,1	-6,9
51	57,2	Calcita fibrosa epiacuática	-5,0	-6,7
52	57,4	Micrita	-4,9	-7,3
53	57,8	Calcita fibrosa epiacuática	-5,1	-6,8
54	58,0	Micrita	-5,5	-7,2
55	58,0	Micrita	-5,3	-7,3

Tabla 12.- (Continuación).

Número de Muestra	Distancia(cm)	Tipo Textural	$\text{‰}\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\text{‰}\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$
56	58,4	Calcita fibrosa epiacuática	-6,3	-4,0
57	59,0	Calcita fibrosa epiacuática	-5,3	-4,8
59	59,8	Calcita fibrosa epiacuática	-6,6	-3,2
60	60,8	Calcita fibrosa vadosa	-4,0	-2,4
61	61,0	Calcita fibrosa vadosa	-4,3	-3,5
62	61,2	Calcita fibrosa epiacuática	-5,9	-2,6
63	61,4	Calcita fibrosa vadosa	-4,3	-2,3
64	61,8	Calcita fibrosa epiacuática	-6,3	-4,0
65	75,2	Calcita fibrosa epiacuática	-4,8	-1,7
66	75,4	Micrita	-5,0	-3,9
67	75,8	Calcita fibrosa epiacuática	-4,9	-1,5
68	76,3	Calcita fibrosa epiacuática	-4,7	-1,4
69	76,9	Calcita fibrosa epiacuática	-5,1	-2,2
70	77,3	Calcita fibrosa epiacuática	5,5	-2,0
71	77,7	Calcita fibrosa epiacuática	-4,9	-2,4
72	78,1	Calcita fibrosa vadosa	-3,5	-0,4
73	78,6	Calcita fibrosa vadosa	-5,2	-6,8
74	85,0	Calcita fibrosa vadosa	-5,3	-7,3
75	85,5	Calcita fibrosa vadosa	-4,6	-4,7
76	86,1	Calcita fibrosa vadosa	-5,2	-7,0
77	86,6	Calcita fibrosa vadosa	-5,3	-7,9
78	105,4	Calcita fibrosa vadosa	-5,2	-7,3
79	106,0	Calcita fibrosa vadosa	-5,5	-6,5
80	106,3	Calcita fibrosa vadosa	-5,2	-6,0
81	106,9	Calcita fibrosa vadosa	-4,7	-5,7
82	107,3	Calcita fibrosa epiacuática	-5,8	-5,3
83	107,5	Calcita fibrosa vadosa	-4,8	-5,6
84	107,7	Calcita fibrosa vadosa	-5,4	-6,3
85	111,9	Calcita fibrosa epiacuática	-5,2	-4,5
86	112,4	Calcita fibrosa epiacuática	-5,0	-3,5
87	114,0	Calcita fibrosa epiacuática	-5,8	-4,1
88	115,4	Calcita fibrosa epiacuática	-5,8	-4,0
89	115,9	Calcita fibrosa epiacuática	-5,9	-4,4
90	116,3	Calcita fibrosa epiacuática	-5,4	-4,0
91	112,5	Sedimento	-5,2	-4,4

Tabla 12.- (Continuación).

Número de Muestra	Distancia(cm)	Tipo Textural	$\text{‰}\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\text{‰}\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$
92	123,5	Microesparita	-5,2	-3,9
93	124,9	Calcita fibrosa epiacuática	-5,5	-3,9
94	125,5	Calcita fibrosa vadosa	-5,9	-7,4
95	126,7	Sedimento	-5,4	-6,3
96	127,1	Calcita fibrosa vadosa	-5,5	-7,2
97	127,7	Calcita fibrosa vadosa	-6,0	-7,1
98	136,9	Calcita fibrosa epiacuática	-5,1	-5,8
99	137,3	Calcita fibrosa epiacuática	-5,2	-6,3
100	137,6	Calcita fibrosa epiacuática	-5,7	-4,7
101	138,0	Calcita fibrosa epiacuática	-5,0	-7,4
102	139,0	Calcita fibrosa epiacuática	-4,8	-5,2
103	140,3	Calcita fibrosa vadosa	-4,3	-5,3
104	140,5	Calcita fibrosa vadosa	-5,1	-5,7
105	140,7	Calcita fibrosa vadosa	-4,4	-5,8
106	148,7	Calcita fibrosa vadosa	-4,5	-6,3
107	149,7	Calcita fibrosa vadosa	-4,6	-6,9
108	150,9	Calcita fibrosa vadosa	-4,5	-6,4
109	151,9	Calcita fibrosa vadosa	-5,0	-7,2
110	153,1	Calcita fibrosa vadosa	-4,9	-6,9

6.- ESTUDIO GEOQUIMICO DE LA CICLICIDAD EN SECUENCIAS DE SOMERIZACION

El estudio en detalle de los procesos que rigen la sedimentación y sus resultados en las rocas estratigráficas pone de manifiesto que con gran frecuencia los cambios que ocurrieron durante el depósito fueron repetitivos. Estos cambios quedan reflejados en una sección estratigráfica por los ciclos sedimentarios de diferente naturaleza y rango.

Las causas de la ciclicidad han prestado una gran atención en los últimos años dentro del campo de la Estratigrafía. En la actualidad la mayoría de los autores consideran que son la tectónica y el clima los causantes de la ciclicidad. Los procesos de tectónica global provocan cambios en el nivel del mar (eustáticos) que son reconocidos en márgenes continentales muy alejados entre sí, de este modo se forman los ciclos de 1º, 2º y 3º orden (Vera, 1994). Los cambios climáticos globales que se producen como consecuencia de modificaciones orbitales originan los ciclos de 5º orden (ciclos de Milankovitch). Los ciclos de 4º orden pueden formarse tanto por factores tectónicos como climáticos (Vera, 1994).

Los ciclos se detectan en materiales depositados en diferentes medios sedimentarios. En los medios mareales (y plataformas carbonatadas someras) estos ciclos se expresan con la repetición de secuencias de somerización (James, 1984; Tucker y Wright, 1990; Osleger y Read, 1991).

En este apartado se realiza un estudio geoquímico (isótopos estables y elementos traza) de estas secuencias de somerización con el fin de establecer un modelo geoquímico y sedimentario. Igualmente, se analiza la periodicidad y la génesis de la ciclicidad de estos materiales, así como su equivalencia con los ciclos de Milankovitch.

6.1.- CARBONATOS DE MEDIOS MAREALES

Para llevar a cabo este estudio se seleccionó una sección estratigráfica correspondiente a las facies *Purbeck* del Prebético, que son facies carbonatadas mareales y/o lacustres de edad Portlandiense superior-Berriasiense y localmente Valanginiense. Estas calizas mareales, han sido previamente estudiadas por García-Hernández (1978, 1981), García-Hernández y López-Garrido (1979), García-Hernández *et al.* (1979, 1981), y Jiménez de Cisneros y Vera (1993) quienes identificaron secuencias elementales de 2-3 m de espesor formadas por depósitos submareales, intermareales y supramareales, que se interpretan como debidos a fenómenos glacioeustáticos los cuales quedan reflejados en las fluctuaciones de los valores de $\delta^{18}\text{O}$. Joachimski (1994) realiza un estudio isotópico ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) sobre carbonatos perimareales del *Purbeck* (Cretácico inferior) en el Jura e indica la posibilidad de utilizar la señal isotópica del carbono para evaluar la duración de los periodos de exposición subaérea que quedan reflejados en estas secuencias.

6.1.1.- Localización geográfica y geológica

La región estudiada se localiza en la provincia de Jaén, concretamente en la Sierra del Pozo (figura 52) entre las poblaciones de Quesada y Pozo-Alcón. El afloramiento se sitúa en el camino forestal que va desde el pueblo de Pozo-Alcón hasta el nacimiento del río Guadalquivir y pertenece al dominio Prebético Interno, pero muy cerca del límite con el Prebético Externo, de las Zonas Externas de la Cordillera Bética (figura 52).

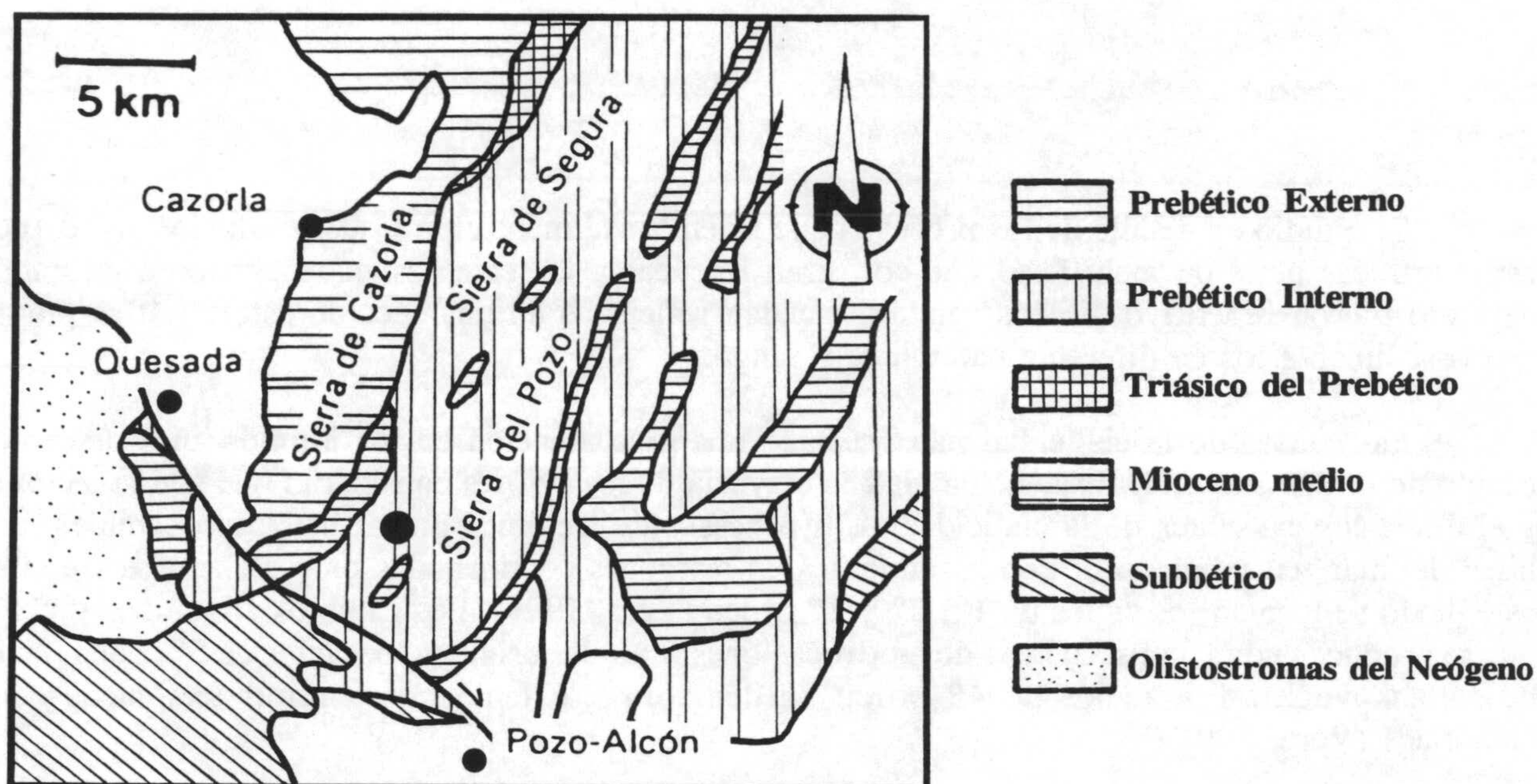


Figura 52.- Localización geográfica y geológica del área estudiada.

Los materiales estudiados forman parte de la Formación Sierra del Pozo, definida por Vera *et al.* (1982), la cual está constituida por una unidad litoestratigráfica carbonatada de edad Portlandiense superior-Berriasiense. Esta formación está constituida por dos miembros, uno inferior de 325 m de potencia formado por rocas carbonatadas de facies submareales y otro superior de 50 m de potencia constituido por calcarenitas bioclásticas que contienen capas de calizas arrecifales (facies submareales a supramareales). Este estudio se centra en la parte alta del miembro inferior formado por calizas mareales y ritmitas margosas (figura 53).

Jiménez de Cisneros y Vera (1993) estiman que la unidad estudiada está comprendida entre los 129 y 135,5 Ma, lo que equivale a un intervalo de tiempo de 5,5 Ma.

6.1.2.- Estratigrafía y Sedimentología

En la figura 54, tomada de Jiménez de Cisneros y Vera (1993) se presenta la columna estratigráfica detallada de la sección tipo de la Formación Sierra del Pozo. Esta sección fue descrita previamente por Foucault (1971), García-Hernández (1978), García-Hernández *et al.* (1979) y Vera *et al.* (1982).

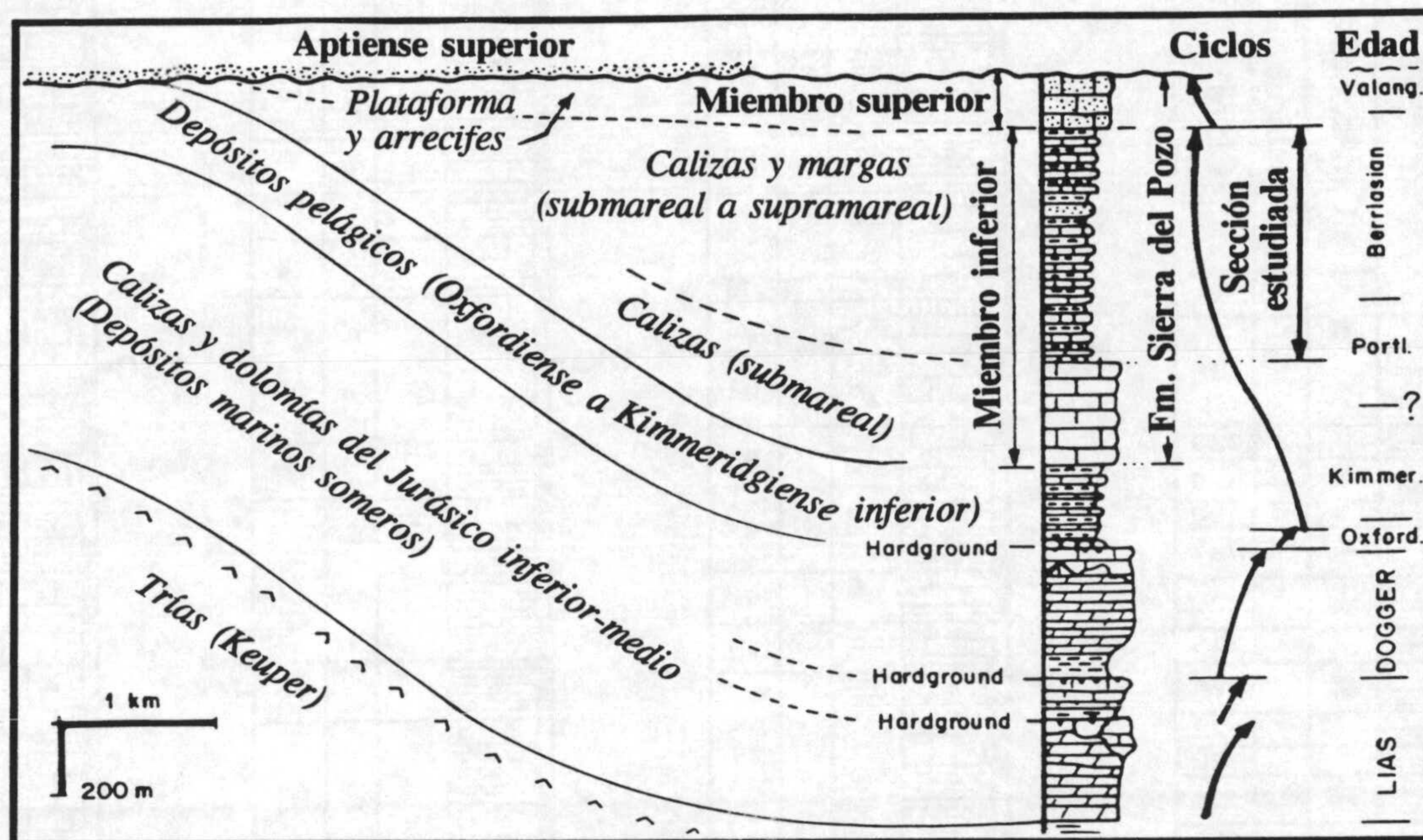


Figura 53.- Reconstrucción palinspástica donde se indican las unidades litoestratigráficas, su equivalencia con las unidades cronoestratigráficas y la posición de la sección estudiada en el miembro superior de la Formación Sierra del Pozo (según Jiménez de Cisneros y Vera, 1993).

La potencia de la sección estratigráfica estudiada en estas facies mareales es de 280 m, de los que tan sólo 8 m no son visibles, por lo que se trata de una sección estratigráfica de excepcionales condiciones de observación. Dentro de esta sección se han distinguido 141 ciclos en función de la distribución y localización de las facies y las características de la superficie de estratificación (por ejemplo superficies de omisión, grietas de desecación). Fundamentalmente, esta sección está constituida por *mudstones* de color beige.

6.1.2.1.- Facies

Las facies submareales están representadas por biomicritas o biomicritas margosas con una estratificación mal definida y de unos 50 cm de espesor. Contienen lituólidos (*Anchispirocyclina*) y algas dasycladáceas (*Clypeina*). Las texturas y microfacies de estas rocas sedimentarias pueden ser interpretadas como depósitos típicos de un ambiente subaéreo cálido (Flügel, 1982). Los niveles con abundantes *Anchispirocyclina lusitanica* (figura 55A) pudieron originarse en un ambiente submareal altamente restringido inapropiado para el desarrollo de otros organismos (García-Hernández, 1978).

Las facies intermareales, con espesores de 30-40 cm, están representadas por calizas de color blanco-grisáceo, que en algunos casos están finamente estratificadas y que presentan texturas fenestrales. Con la excepción de algunos miliólidos pequeños, estas facies se caracterizan por la ausencia de fósiles. Las fenestras que aparecen son de dos tipos (Shinn, 1983a,b) irregulares y laminadas (figura 55B); las primeras se disponen en el seno de una micrita sin laminación, suelen ser equidimensionales y su tamaño varía de 1-5 mm. Algunos de estos huecos pudieron deberse a huecos de cristales de yeso disueltos que posteriormente se rellenaron primero por un sedimento micrítico geopetal y después por calcita.

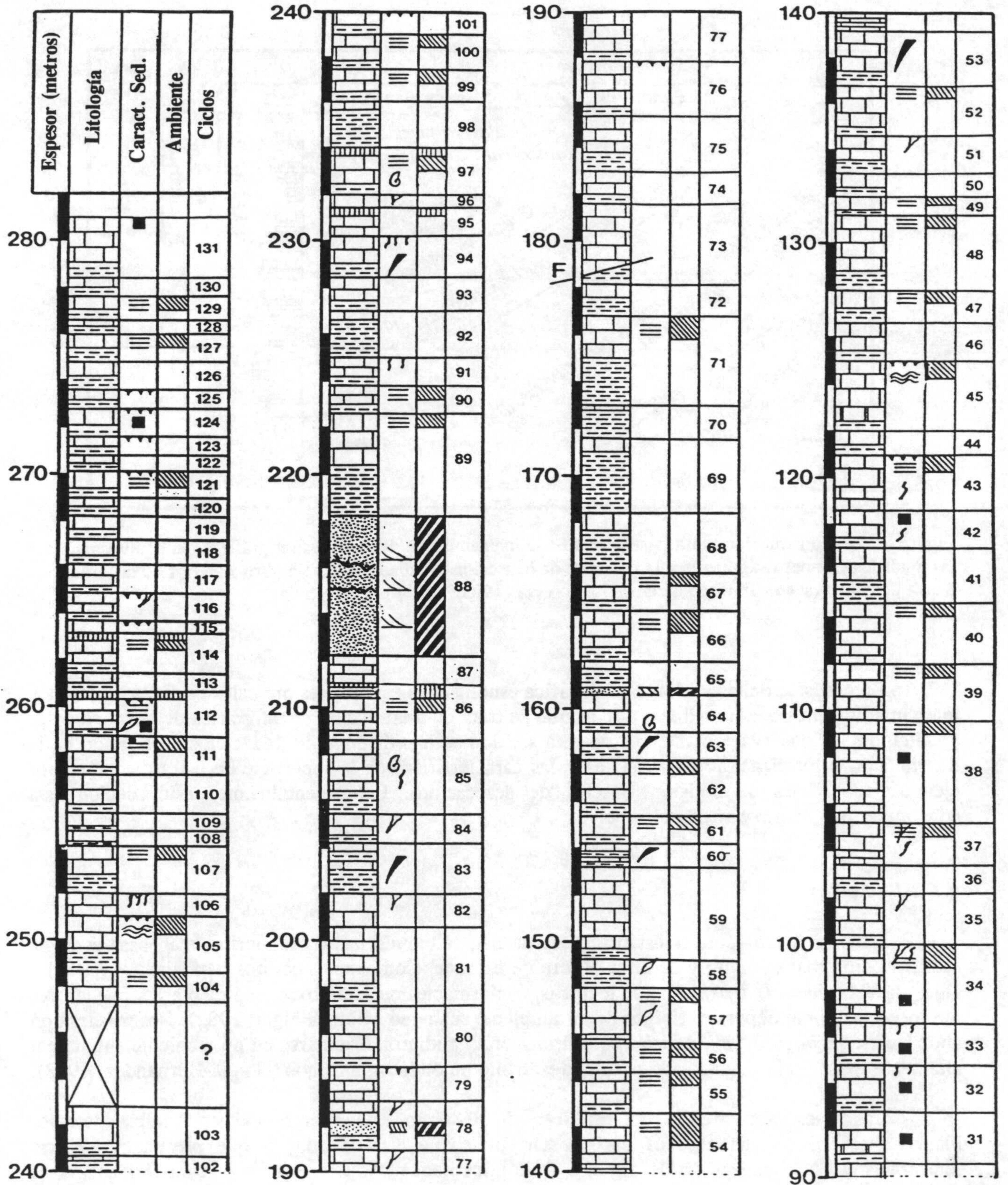


Figura 54.- Sección estratigráfica de las rocas carbonatadas perimareales en la sección tipo de la Formación Sierra del Pozo (tomada de Jiménez de Cisneros y Vera, 1993).

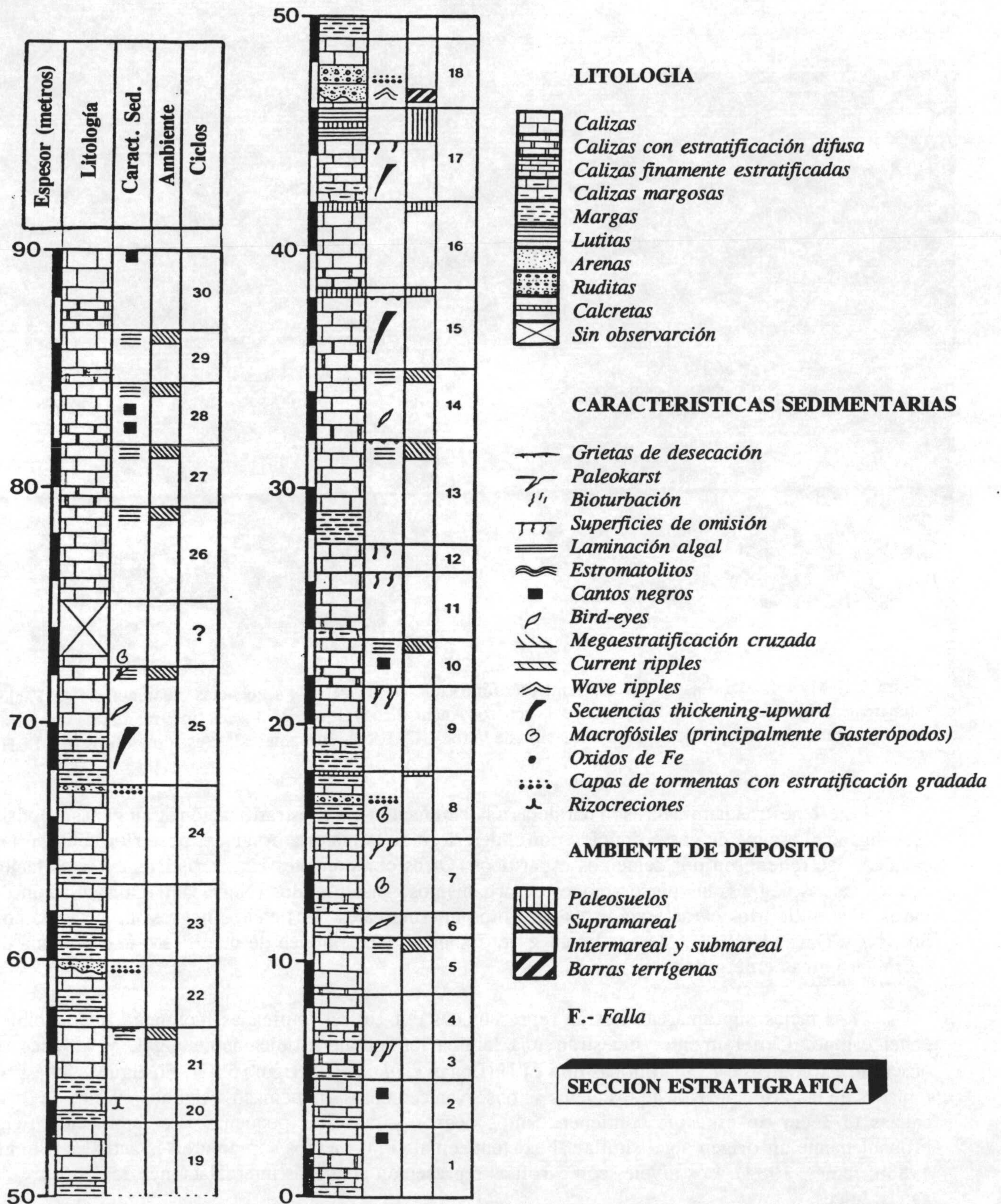


Figura 54.- Continuación de la sección estratigráfica de las rocas carbonatadas perimareales en la sección tipo de la Formación Sierra del Pozo (tomada de Jiménez de Cisneros y Vera, 1993).

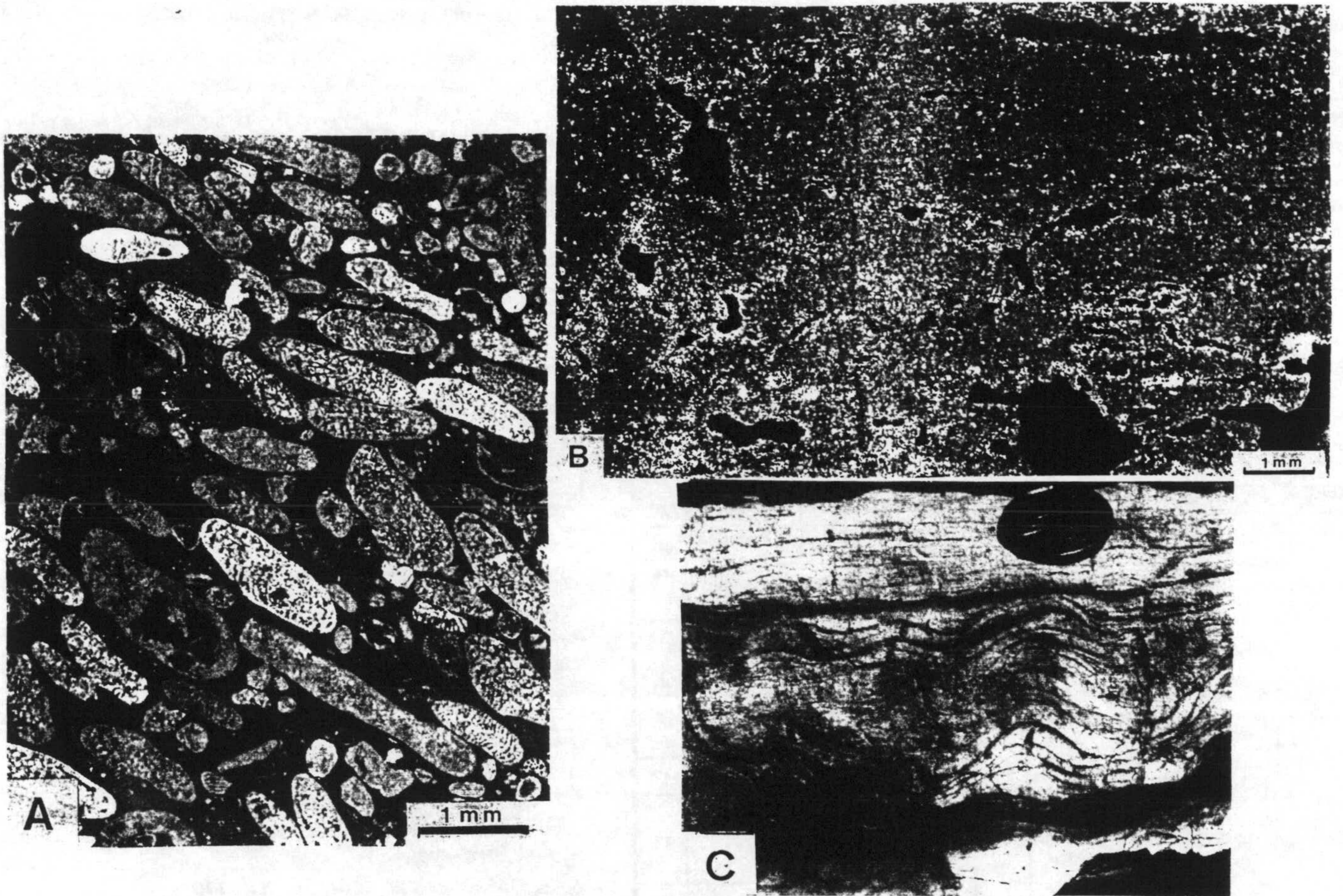


Figura 55.- Microfotografías de los diferentes términos que componen las secuencias elementales. A) Facies submareales: biomicritas con lituólidos del género *Anchispirocyclus*. B) Facies intermareales: fenestras laminadas generalmente paralelas a la laminación de la roca. C) Facies supramareales: estromatolitos tipo LLH.

Las fenestras laminadas son paralelas a la laminación y a la estratificación, y su génesis podría estar ligada al escape de gas producido por el deterioro de la materia orgánica, posteriormente, estas cavidades se rellenaron por cementos esparíticos. Otros componentes característicos de estas facies son los cantos negros, las perforaciones de organismos, gasterópodos (*Nerineas*). La asociación de fenestras y miliólidos caracteriza estos depósitos intermareales. Los cantos negros, de acuerdo con Strasser y Davaud (1983), Vera y Jiménez de Cisneros (1993) ponen de manifiesto la existencia de tierras próximas emergidas.

Las facies supramareales están representadas por calizas laminadas fácilmente reconocibles en el campo. Generalmente, muestran una laminación paralela típicamente algal, y a veces se observan estructuras estromatolíticas tipo LLH (Logan *et al.*, 1964) (figura 55C). En algunas muestras tomadas de la parte superior de los ciclos se observan cementos en menisco. Algunos niveles de estas calizas (1-3 cm de espesor) contienen cantos negros y carofitas pequeñas. La laminación tiene probablemente un origen algal similar al existente en algunos medios supramareales actuales (Shinn, 1983b; James, 1984). Los niveles con carofitas representan pequeñas intercalaciones de depósitos de aguas dulces.

Dentro de estas facies mareales se han observado cuatro niveles detríticos constituidos por calcarenitas y conglomerados calcáreos con cementos carbonatados. Tres de ellos, de algunos centímetros de espesor, en los ciclos 21, 75 y 88, y el cuarto con 6 m de espesor entre los ciclos 98 y 99 el cual es bastante continuo, y presenta estratificaciones cruzadas de gran escala. Estos niveles

han sido interpretados como debidos a retrabajamientos de laminas mareales y suelos y a su subsecuente depósito como barras en canales de marea (García-Hernández, 1978; García-Hernández *et al.*, 1979).

6.1.2.2.- *Techo de los ciclos*

El techo de cada uno de los ciclos distinguidos es variable pudiéndose distinguir un total de 7 tipos diferentes:

1) Superficies planas: es el tipo más simple y corresponde a cambios en la sedimentación y/o a pequeñas interrupciones en la acumulación.

2) Superficies con perforaciones de organismos, las cuales son interpretadas como superficies de omisión características de episodios de interrupción en la sedimentación.

3) Superficies cubiertas por costras, de espesor milimétrico, de óxidos de Fe análogas a los *hardground*.

4) Superficies con grietas de desecación indicando periodos de exposición subaérea.

5) Superficies con geometría irregular y una red compleja de cavidades que penetran 50-70 cm en las calizas infrayacentes, y que además se encuentran rellenas por sedimento de color amarillo, laminado que no contiene fauna. Esta superficies muestran una morfología kárstica donde el sedimento interno ocupó las cavidades mediante un relleno mecánico durante las pausas en la sedimentación.

6) Niveles micríticos de espesor centimétrico con rizocreaciones y con algunos pisolitos vadosos similares a los descritos por Esteban (1976) y Esteban y Klappa (1983). Estas características pueden ser consideradas como típicas de calcretas (James, 1972; Klappa, 1980). Niveles análogos han sido observados en el Purbeck al sur de Inglaterra (Francis, 1986) y en el Jura (Strasser y Davaud, 1982; Strasser, 1988).

7) Niveles de brechas (10-30 cm de espesor) cuya base es irregular y erosiva, y que muestran una matriz micrítica y una estratificación gradada de los cantos. Los cantos son de la misma naturaleza que la roca infrayacente y aparecen en los ciclos 9, 21, 27, y 31. Esta brechas calcáreas se interpretan como capas de tormentas.

6.1.2.3.- *Tipos de ciclos*

La tendencia general de los ciclos es la de secuencias somerizantes similares a las descritas en medios mareales actuales (Ginsburg, 1975; Shinn, 1983a,b; Sellwood, 1986) y en rocas formadas en medios similares (Fischer, 1964; Catalano *et al.*, 1974; James, 1984; Hardie, 1986; Tucker y Wright, 1990; Haas, 1991; Strasser, 1991). Los límites entre los ciclos han sido establecidos identificando el techo de los mismos. En cuanto al espesor de los ciclos este varía entre 60-70 cm (ciclos 6, 12, 20, 108, 115 y 120) y 4 m (ciclos 13, 17, 25, 38 y 71) con un espesor medio de 2 m. Siguiendo las ideas de Goodwin y Anderson (1985, 1988), Goodwin *et al.* (1986) estos ciclos corresponden a los ciclos de agradación pulsante (*punctuated aggradational cycles, PACs*) que separan etapas sucesivas de somerización seguidas de episodios bruscos de profundización.

En general, en la mayor parte de los ciclos se han podido diferenciar las facies submareales, intermareales, supramareales, paleosuelos, y canales de mareas (figura 56). En algunos ciclos la distinción en el campo entre las facies submareales e intermareales no se ha podido realizar teniendo en estos casos que recurrir al estudio de su microfacies. Varios tipos de ciclos individuales se han podido diferenciar en función de la asociación de facies y del tipo de superficie existente a techo del ciclo:

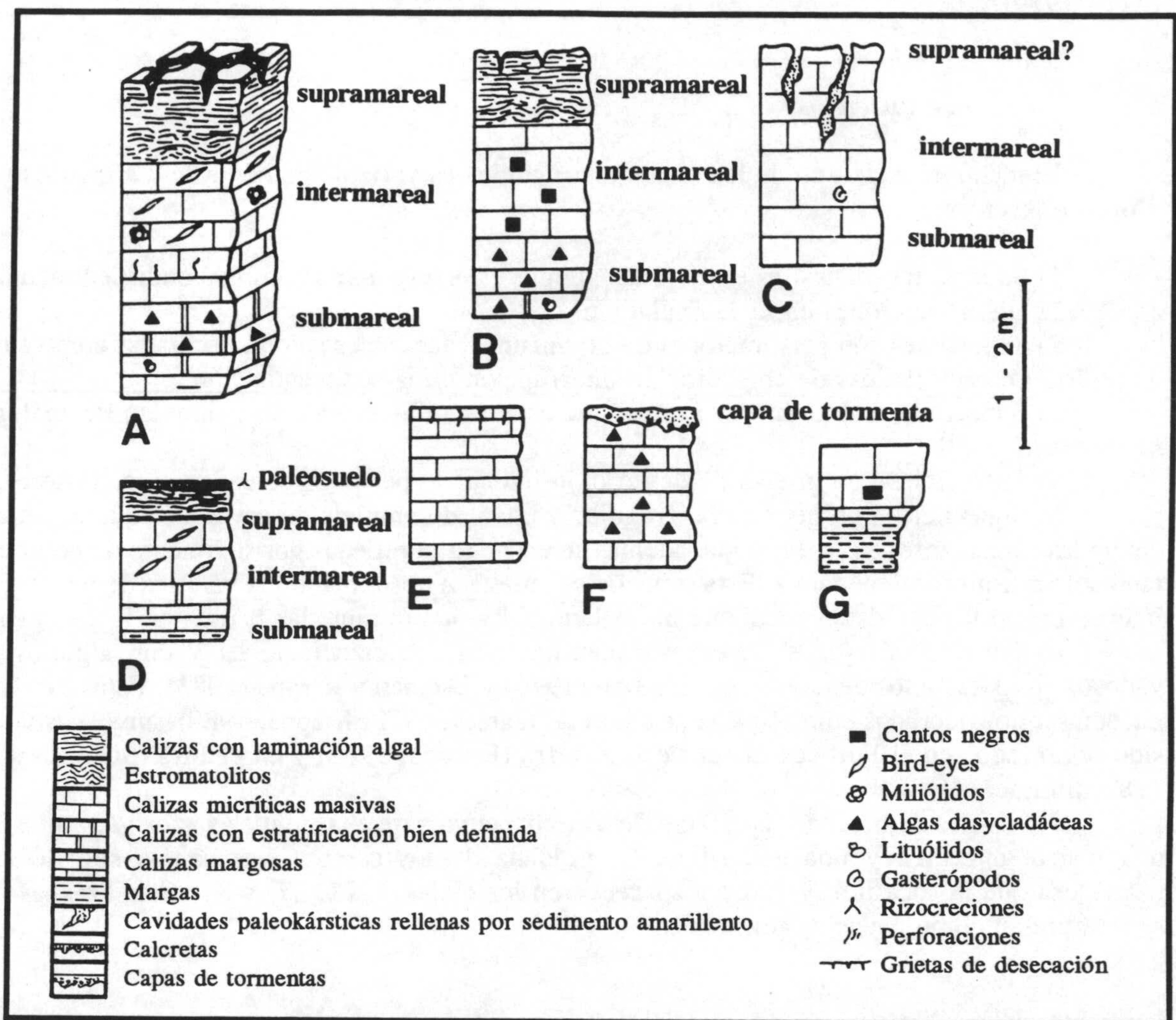


Figura 56.- Tipos de ciclos observados. Explicación en el texto (según Jiménez de Cisneros y Vera, 1993).

Tipo A: ciclo completo en el que aparecen claramente desarrollados los tres intervalos. Las facies submareales corresponden a micritas o micritas margosas y contienen algas daycladaceas, con miliólidos en la parte más baja de la secuencia. Las facies intermareales están representadas por micritas con fenestras y en algunos casos con miliólidos. Las facies supramareales están compuestas por micritas laminadas, a veces con estromatolitos y comúnmente con grietas de desecación en el techo. De los 141 ciclos diferenciados, 21 de ellos muestran esta secuencia lo que supone un total del 15%.

Tipo B: equivalente al tipo A, sólo se diferencian en la presencia de cantos negros en las facies submareales e intermareales (ciclos 12, 38, 44 y 48).

Tipo C: este tipo de secuencia elemental presenta a techo superficies kársticas desarrolladas comúnmente en las facies supramareales (ciclos 34, 44 y 47) e intermareales (ciclos 3, 7, 45, 61 y 92).

Tipo D: esta secuencia se caracteriza por presentar en el techo un nivel de calcreta con rizocrecciones. Se han diferenciado 6 ciclos lo que supone un 4% del total.

Tipo E: son secuencias en las que faltan los términos supramareales. El techo presenta superficies de omisión (ciclos 13, 14, 19, 42, 104 y 116) y localmente costras de óxidos de hierro.

Tipo F: en estas secuencias las facies supra e intermareales están ausentes. A techo de las facies submareales aparecen capas de tormentas.

Tipo G: esta secuencia está representada por una ritmita margosa y por calizas. Las facies supramareales están ausentes, y el contenido fosilífero de estas margas pone de manifiesto el origen submareal de estos depósitos. Algunas de estas secuencias contienen cantos negros (ciclos 1, 2, 40, 41, 43 y 52).

Los primeros cuatro tipos de ciclos A, B, C y D pueden ser considerados como ciclos mareales completos y en todos ellos el carácter somerizante se pone de manifiesto. El ciclo A, el más simple, indica que existió un intervalo de exposición subaérea al final del mismo, mientras que en el tipo B existió un redepósito de cantos negros. La presencia de cavidades paleokársticas en el tipo C indica que tras la somerización y emersión siguió una caída relativa del nivel del mar, de manera que se produjo el desarrollo de las cavidades. Esto resulta ser de gran importancia en la interpretación genética, indicando cambios periódicos del nivel del mar, y que simplemente los procesos de progradación no pueden ser la causa para explicar los procesos somerizantes. El tipo D se caracteriza por la presencia de paleosuelos (calcretas) sugiriendo que los periodos de exposición subaérea fueron algo más largos.

Los otros tres tipos de ciclos E, F y G corresponden a ciclos incompletos. Las facies muestran una tendencia somerizante, al igual que en los otros tipos, pero en estos casos no existen evidencias de exposición subaérea con lo cual se indicaría que no hubo emersión. Estos ciclos pueden ser interpretados como ciclos en los cuales los cambios relativos del nivel del mar fueron pequeños de manera que no se llegó a una emersión al final de cada periodo de acumulación.

6.1.3.- Análisis geoquímicos

Se seleccionaron dos ciclos somerizantes completos para realizar el estudio geoquímico de estos materiales. La secuencia X correspondiente al ciclo 55, donde se han analizado un total de 20 muestras que fueron tomadas cada 10 cm desde los términos más bajos a los más altos. La segunda secuencia ha sido la Y y corresponde al ciclo 57, y con un total de 12 muestras analizadas tomadas con un espaciado similar al de la secuencia X.

Todos los análisis se han realizado sobre la matriz micrítica y los resultados obtenidos se muestran en la tabla 13. Gráficamente se muestran en la figura 57 y 58 las variaciones composicionales obtenidas para ambas secuencias.

En las 32 muestras analizadas el mineral principal que aparece es la calcita, acompañado en algunas muestras por dolomita (3-10%), cuarzo y minerales de la arcilla. La estroncianita se detectó solamente en la muestra Y12. Los análisis químicos de Mg indican que las muestras presentan porcentajes que varían entre 1-3 % en moles de CO_3Mg con lo cual se pone de manifiesto que la calcita es baja magnesiánica (LMC). El contenido en materia orgánica (TOC) es generalmente muy bajo en las muestras en que aparece variando entre 0,01 y 0,05% con un valor medio de 0,03%.

El contenido en Sr en ambas secuencias es muy alto con un intervalo de variación de 1400-9600 ppm en la secuencia X y 7700-11900 ppm en la secuencia Y. El valor medio de este elemento en las dos secuencias es de 6000 ppm. En general se observa que el contenido de este elemento en estos materiales disminuye progresivamente desde las facies submareales a las supramareales, de forma que las concentraciones más bajas se localizan en los términos superiores de las secuencias. El

MUESTRAS	% CO ₃ Ca	%mol CO ₃ Mg	M.O.	Dol	Q+MA	Sr	Mn	δ ¹³ C	δ ¹⁸ O
X1	94,5	1,57	0,02	-	1,5	1700	31	1,19	-1,51
X2	94,9	2,21	-	-	1,1	1400	32	1,34	-1,64
X3	92,3	1,91	-	-	0,2	2200	38	1,36	-2,21
X4	97,1	2,04	0,02	-	0,8	3000	40	1,91	-0,95
X5	96,9	1,74	0,04	-	3,5	5400	47	1,82	-1,28
X6	96,1	1,74	-	-	1,3	5700	47	2,03	-0,89
X7	97,6	2,54	-	4,4	1,3	7100	43	2,25	-0,75
X8	96,0	2,62	-	5,8	0,8	5600	48	2,13	-0,99
X9	96,4	2,12	0,03	-	1,6	5800	42	2,08	-1,15
X10	94,7	1,25	-	-	0,9	5900	42	2,04	-1,23
X11	96,9	1,74	0,03	-	4,4	3200	36	2,16	-0,98
X12	97,4	2,91	-	6,0	1,6	6700	51	1,98	-1,07
X13	96,1	1,21	0,05	-	8,0	6500	51	1,60	-1,72
X14	98,0	1,66	0,03	-	3,7	7900	45	1,80	-1,07
X15	98,2	1,74	-	-	2,3	7200	46	1,72	-1,23
X16	98,5	1,87	-	-	2,2	9600	59	1,59	-1,33
X17	93,7	1,33	0,03	-	5,3	8300	58	1,49	-1,29
X18	94,3	1,99	-	-	6,5	9500	60	1,63	-1,37
X19	89,7	2,70	-	4,8	8,0	8600	58	1,14	-1,72
X20	91,8	1,38	0,05	-	5,0	9300	63	1,60	-1,42
Y1	91,5	1,79	0,04	-	1,7	8100	100	1,47	-1,56
Y2	92,7	1,87	0,02	6,2	-	7900	100	1,55	-1,13
Y3	93,7	3,12	0,04	5,6	0,4	7700	87	1,80	-0,91
Y4	93,4	3,45	-	10,3	-	9100	94	1,87	-0,66
Y5	95,4	2,29	0,01	3,1	-	9800	94	1,72	-0,73
Y6	96,2	2,08	0,04	-	1,1	9600	96	1,66	-0,69
Y7	96,6	2,21	0,03	5,9	1,0	10400	100	1,69	-0,85
Y8	95,4	2,70	-	4,8	0,8	10400	100	1,80	-0,88
Y9	95,2	1,83	0,02	-	2,0	10800	100	1,88	-0,72
Y10	86,4	1,54	0,02	-	4,3	8800	140	1,28	-2,28
Y11	91,1	1,99	0,01	-	2,2	8500	140	1,45	-1,74
Y12	88,2	1,83	0,02	-	8,8	11900	160	1,33	-1,30

Tabla 13.- Resultados obtenidos en el análisis químico, mineralógico, isotópico y de elementos traza en las muestras de facies mareales del Purbeck (Jiménez de Cisneros y Vera 1993).

contenido en Mn es muy bajo con valores máximos de 160 ppm y mínimos de 30 ppm. Su distribución es bastante uniforme a lo largo de las secuencias aunque parece observarse que las concentraciones más altas aparecen en las facies submareales. El valor medio para el Mn en la secuencia X es de 47 ppm y de 109 ppm para la secuencia Y.

Los valores isotópicos obtenidos para el conjunto de las muestras analizadas varían para el $\delta^{13}\text{C}$ entre 1,14 ‰ y 2,25 ‰ y entre -2,28 ‰ a -0,66 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$. El valor medio de $\delta^{13}\text{C}$ para la secuencia X es de 1,74 ‰ y de 1,63 ‰ para la secuencia Y siendo el valor medio total de 1,70 ‰. Para el $\delta^{18}\text{O}$ el valor medio en la secuencia X es de -1,29 ‰ y de -1,12 ‰ en la secuencia Y, siendo el valor medio total de -1,23 ‰. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en ambas secuencias muestran una distribución vertical muy interesante de manera que se constatan valores de $\delta^{13}\text{C}$ más altos en los términos intermareales. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en general muestra una ligera tendencia a hacerse más positivos desde las facies submareales a las supramareales, pero justo en los niveles terminales de las secuencias estos valores descienden significativamente haciéndose más negativos.

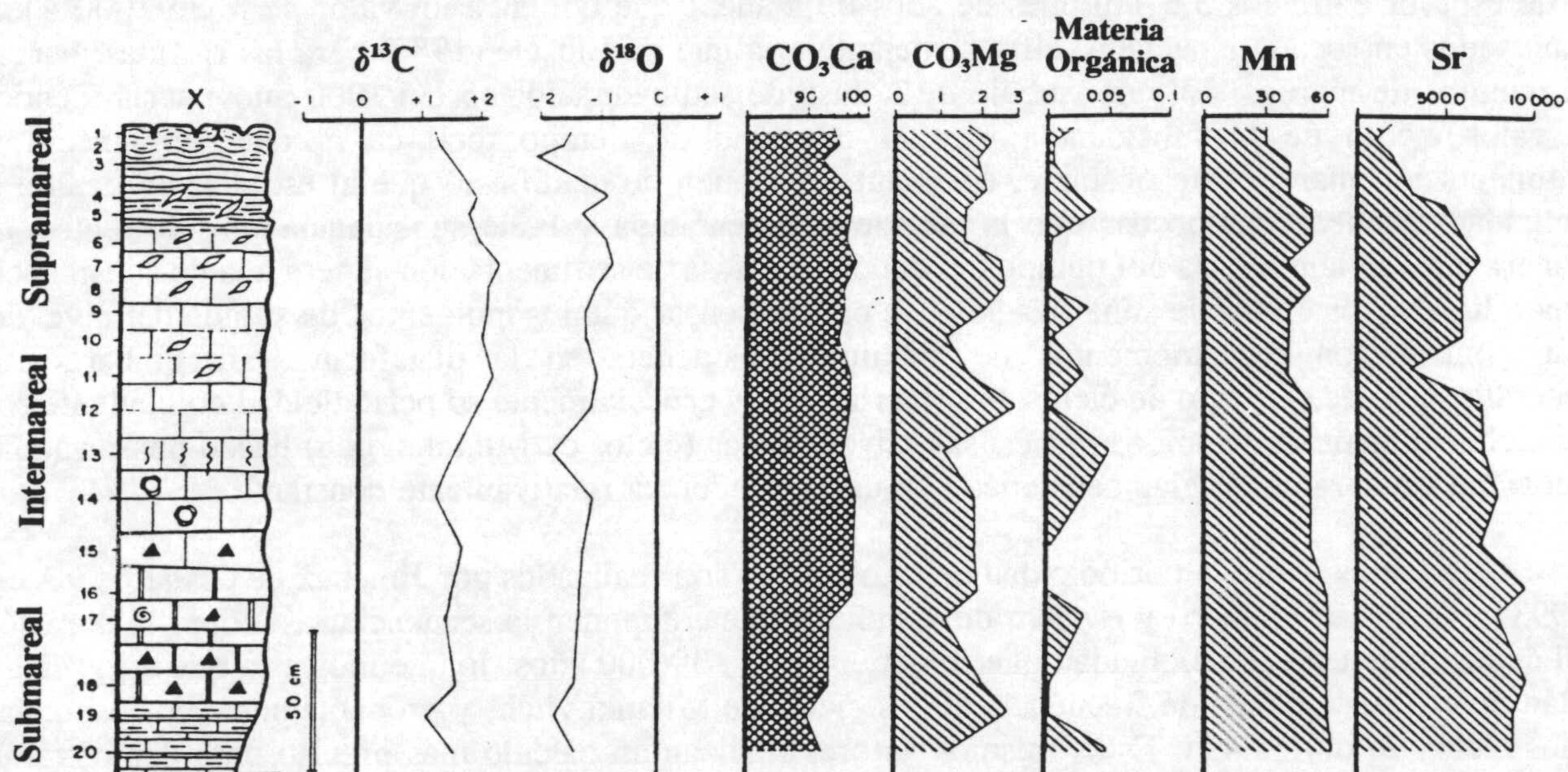


Figura 57.- Variaciones composicionales obtenidas para la secuencia de somerización X (según Jiménez de Cisneros y Vera, 1993).

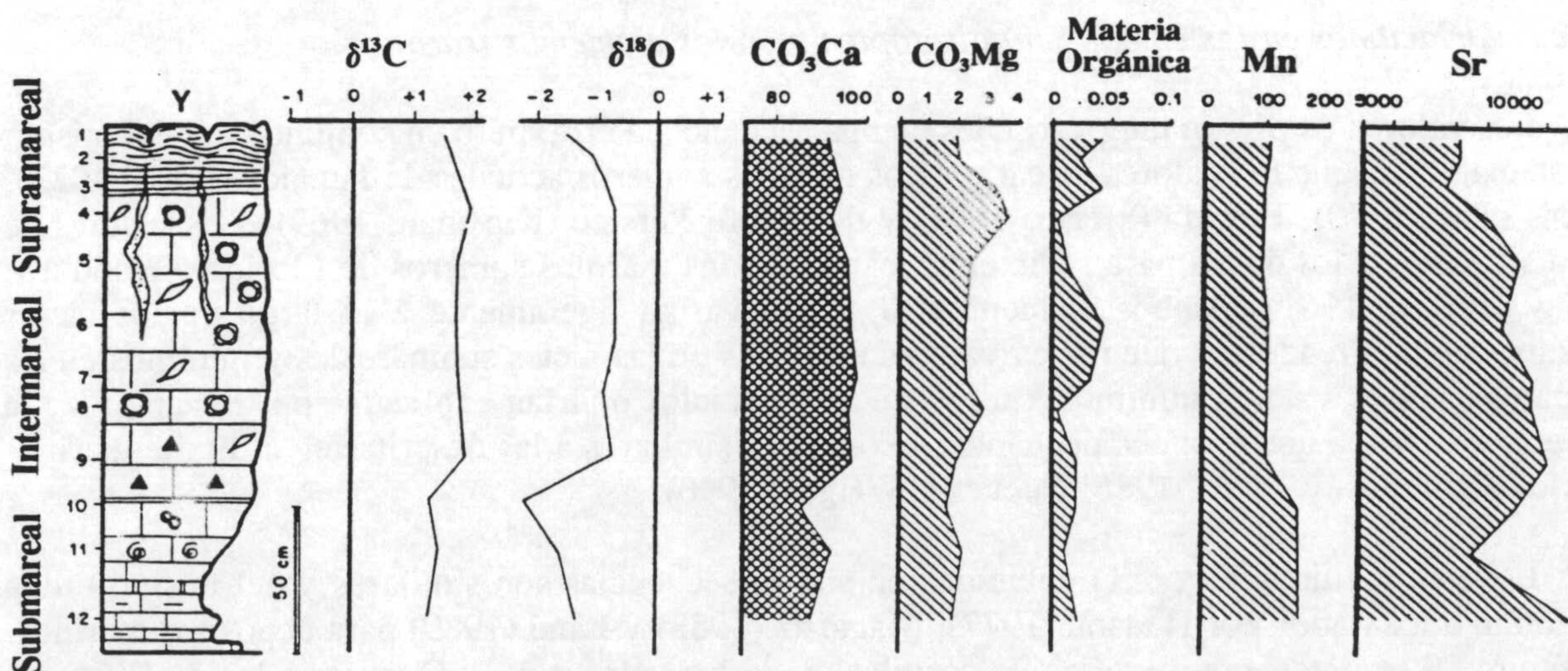


Figura 58.- Variaciones composicionales obtenidas para las secuencia de somerización Y (según Jiménez de Cisneros y Vera, 1993).

6.1.4.- Interpretación

6.1.4.1.- Ciclicidad y tasa de sedimentación

La ciclicidad de las rocas resulta de la superposición de las secuencias somerizantes típicas de medios carbonatados mareales y de plataforma marina somera (Ginsburg, 1975; Shinn, 1983a,b; James, 1984; Hardie, 1986). Los ciclos se inician con los sedimentos submareales y terminan con superficies que frecuentemente implican emersión. Se trata de un depósito en intervalos, con tendencia al relleno de la cuenca con cambios alocíclicos (eustáticos) bruscos de elevación del nivel del mar, que conllevan una profundización brusca.

Jiménez de Cisneros y Vera (1993) realizan una medida de la ciclicidad en esta sección estratigráfica estimando para ello, que la velocidad de sedimentación fue constante y la periodicidad variable (Schwarzacher y Fischer, 1982). Para calcular la tasa de sedimentación se dividen los 280 m de espesor entre los 5,5 millones de años de manera que obtienen un valor de 5 cm/1000 años, expresados en roca compactada, cifra semejante a la que da Einsele (1982) para las ritmitas/margas en llanuras de mareas. El valor medio de la tasa de sedimentación (5 cm/1000 años) sería idéntico al valor medio de la subsidencia para el intervalo de tiempo total en el que permaneció la sedimentación mareal. No obstante, estos autores ponen de manifiesto que al estudiar en detalle la ciclicidad se puede comprobar que la tasa de sedimentación y la de subsidencia son diferentes, de manera que, en la mayoría del tiempo del depósito la tasa de sedimentación supera a la de subsidencia dando lugar a los ciclos de somerización. Se podría pensar que los momentos de subida del nivel del mar coincidieron con momentos de máxima subsidencia en la plataforma, sin embargo, la generalización de este tipo de ciclos de somerización y especialmente su periodicidad coincidente con los ciclos climáticos inducidos por causas astronómicas (ciclos de Milankovitch) hacen pensar que la ciclicidad es claramente glacioeustática con una subsidencia relativamente constante.

Cálculos sobre la periodicidad de estos ciclos son realizados por Jiménez de Cisneros y Vera (1993) a partir del número y espesor de los ciclos que componen la secuencia, así como la duración del depósito de ésta. La ciclicidad que se obtiene es de 39.000 años, lo que indicaría que estos ciclos están dentro de la banda de frecuencia de los ciclos de Milankovitch, y probablemente correspondan a los ciclos de oblicuidad. Estos mismos autores realizan un cálculo más preciso para demostrar la periodicidad de estos ciclos utilizando para ello la transformada de Fourier y llegando a la conclusión de la existencia de una equivalencia entre las frecuencias encontradas y los ciclos de Milankovitch.

6.1.4.2.- Variaciones en las composición isotópica y en los elementos traza

Los valores de Sr son muy variables de una secuencia a otra, pero en conjunto son del mismo orden de magnitud que los valores de carbonatos marinos someros actuales de Jamaica (Land, 1973), Bahamas (Till, 1970), Florida (Siegel, 1961) y del Golfo Pérsico (Kinsman, 1969). Los valores de Mn son similares a los dados para sedimentos carbonatados marinos someros de Florida y Honduras (Stehli y Hower, 1961). Ambos elementos Sr y Mn varían ligeramente a lo largo de los ciclos estudiados con una tendencia que marca valores máximos en las facies submareales y mínimos en las supramareales. Los valores mínimos a techo de ambos ciclos podrían explicarse por la acción de la diagénesis meteórica que provoca pequeñas alteraciones similares a las descritas en el límite marino-meteórico (Humphrey *et al.*, 1985; Tucker y Wright, 1990).

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en ambas secuencias son similares y del mismo orden de magnitud a los dados por Hudson (1977), Magaritz (1983) y Land (1989) para depósitos marinos. En la figura 59 se presenta un gráfico de correlación de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los de $\delta^{18}\text{O}$ para la secuencia X e Y. En ambos casos, la distribución de los valores muestra una correlación en

covariante positiva similar a la descrita por Allan y Matthews (1982) para carbonatos modificados diagenéticamente en la zona de mezcla de agua marina-agua dulce. Marshall (1992) propone que las micritas de aguas someras pueden preservar los valores de $\delta^{13}\text{C}$ pero que los de $\delta^{18}\text{O}$ generalmente se ven alterados.

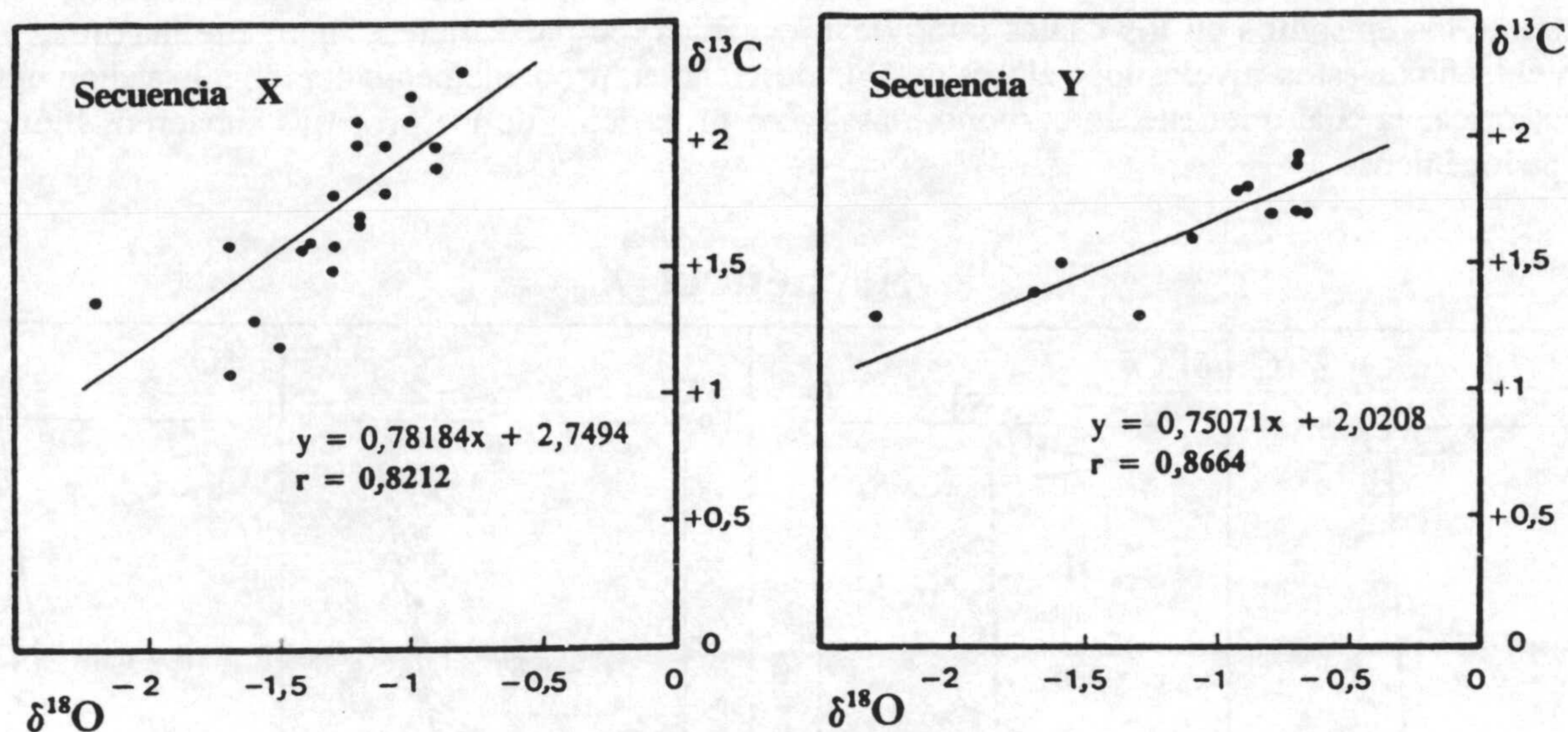


Figura 59.- Gráfico de correlación entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para las secuencias X e Y (según Jiménez de Cisneros y Vera, 1993).

Para realizar una evaluación más objetiva de los resultados obtenidos en cada secuencia se ha realizado un procesamiento de los datos y las posibles tendencias existentes se expresan matemáticamente en la figura 60. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para cada una de las muestras analizadas se han representado gráficamente en función de la profundidad o lo que es lo mismo atendiendo a su posición en la secuencia. Para ambas secuencias se pueden observar cuatro gráficos, dos de ellos para los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y otros dos para los de $\delta^{18}\text{O}$. Los gráficos A, B, C y D corresponden a la evolución de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para el conjunto de las muestras, mientras que los gráficos de letras A', B', C' y D' representan los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de parte de las muestras de manera que se eliminan los datos superiores y alguno anómalo con respecto al resto. Además, en cada gráfico se incluye la recta de regresión obtenida para el conjunto de las muestras de cada secuencia, así como el coeficiente de correlación.

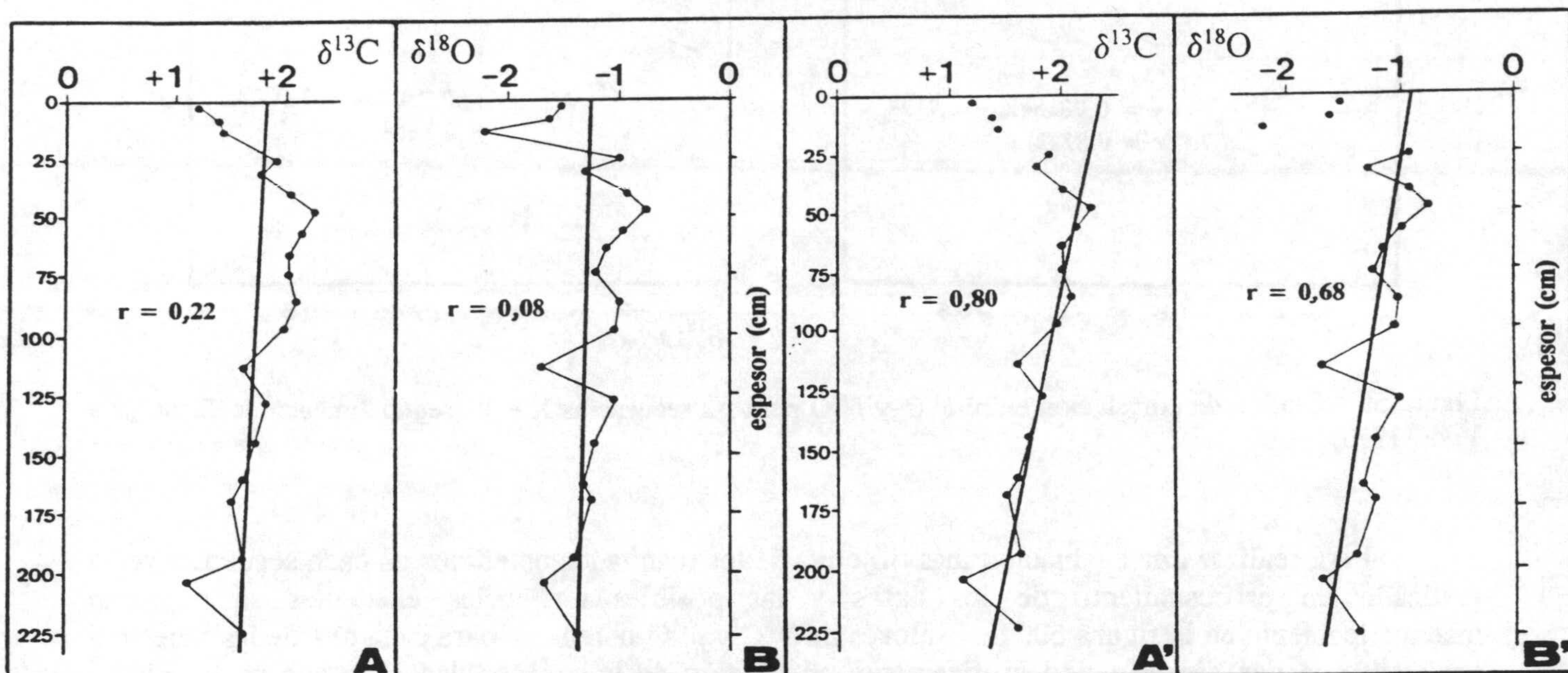
Se puede observar en la figura 60, que las dos secuencias muestran una tendencia clara en la distribución de los valores según rectas de regresión cuyos coeficientes de correlación en algunos de los casos son muy altos ($r=0,8$; $r=0,78$). Sin embargo, esta tendencia se hace aún más marcada si se eliminan los datos correspondientes a las muestras del techo de cada secuencia (X1, X2, X3, Y1, Y2 y Y3) y a un valor anómalo (Y13). El estudio matemático de los datos permite constatar un progresivo aumento de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ desde las facies submareales a las supramareales. Asimismo, puede deducirse que los posibles cambios diagenéticos se limitan a los niveles superiores, donde la disminución en los valores isotópicos podría ser explicada por la entrada de aguas meteóricas. Esta interpretación se hace más consistente al comprobar la existencia, exclusivamente en los niveles superiores, de cementos en menisco.

La tendencia de aumento de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ podría explicarse por la influencia de la evaporación (valores más positivos). Las paleotemperaturas obtenidas indicarían periodos cálidos para los niveles inferiores (facies submareales) y periodos fríos para los niveles superiores. Otro factor que

controla los valores de $\delta^{18}\text{O}$ es la influencia del agua meteórica durante los momentos de emersión.

La tendencia de aumento de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ desde los niveles submareales a los supramareales podría explicarse por los cambios en la productividad de carbonatos. La productividad máxima aparece en las partes más altas de cada ciclo mareal, es decir en los niveles supramareales, durante los episodios en los cuales la actividad orgánica (en particular la algal) fue máxima, y justo en el techo de estos niveles los valores de $\delta^{13}\text{C}$ descienden, probablemente debido a la acción del agua meteórica, la cual contiene un carbono más ligero procedente de los procesos subaéreos biogénicos y pedogénicos.

Secuencia X



Secuencia Y

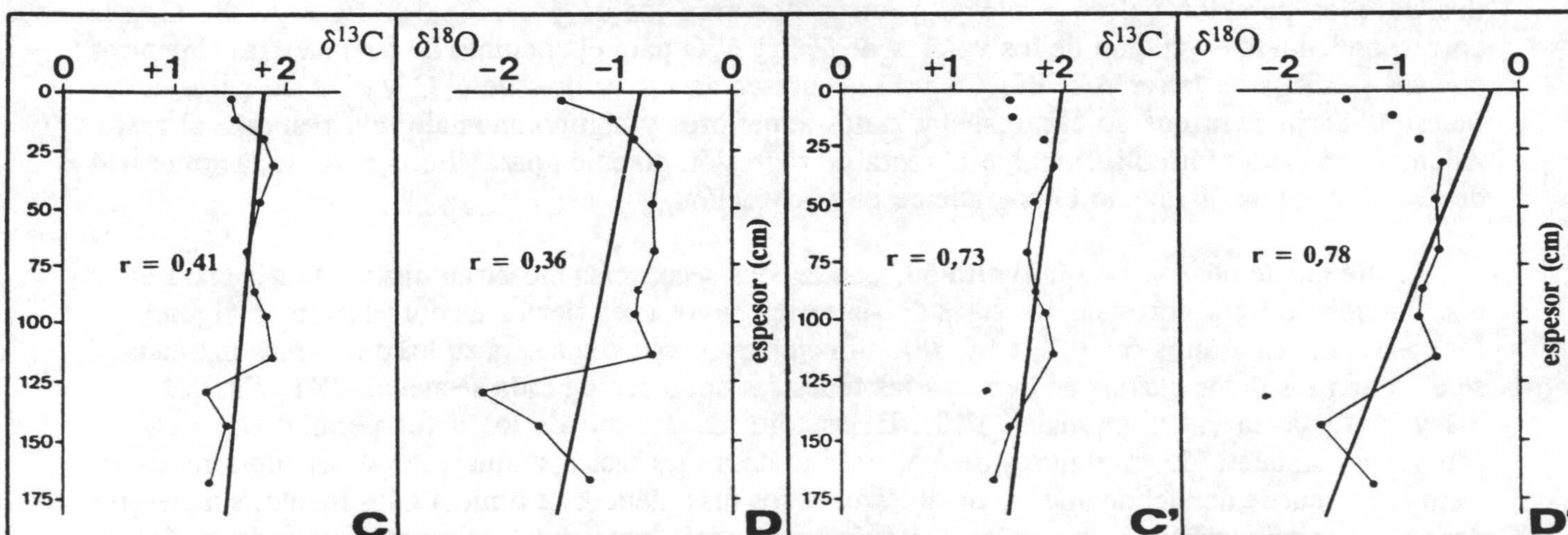


Figura 60.- Tendencias de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para las secuencias X e Y. Se muestran las líneas de regresión así como los coeficientes de correlación (r). A) Tendencia de $\delta^{13}\text{C}$ en el ciclo X considerando todos los datos. B) Tendencia de $\delta^{18}\text{O}$ en la secuencia X considerando todos los datos. C) Tendencia de $\delta^{13}\text{C}$ de la secuencia Y con todos los datos. D) Tendencia de $\delta^{18}\text{O}$ en la secuencia Y con todos los datos. A' B' C' D' son las tendencias equivalentes a A, B, C y D pero eliminando los datos superiores de los ciclos y un valor anómalo del ciclo Y (Y-10) (tomada de Jiménez de Cisneros y Vera, 1993).

6.1.4.3.- Modelo sedimentario

Un aspecto muy interesante de estos ciclos es su marcada asimetría, la cual es explicada por la mayoría de los autores como debido a que la fusión de los casquetes glaciales (subida del nivel del mar) es bastante más rápida que la etapa de crecimiento de dichos casquetes. De esta manera, los ciclos completos constan de tres términos (submareal, intermareal, submareal), y un intervalo inicial sin depósito. En los momentos en los que la bajada del mar supera en magnitud a la elevación que conlleva la subsidencia se produce una emersión y durante ella puede haber karstificación (figura 61).

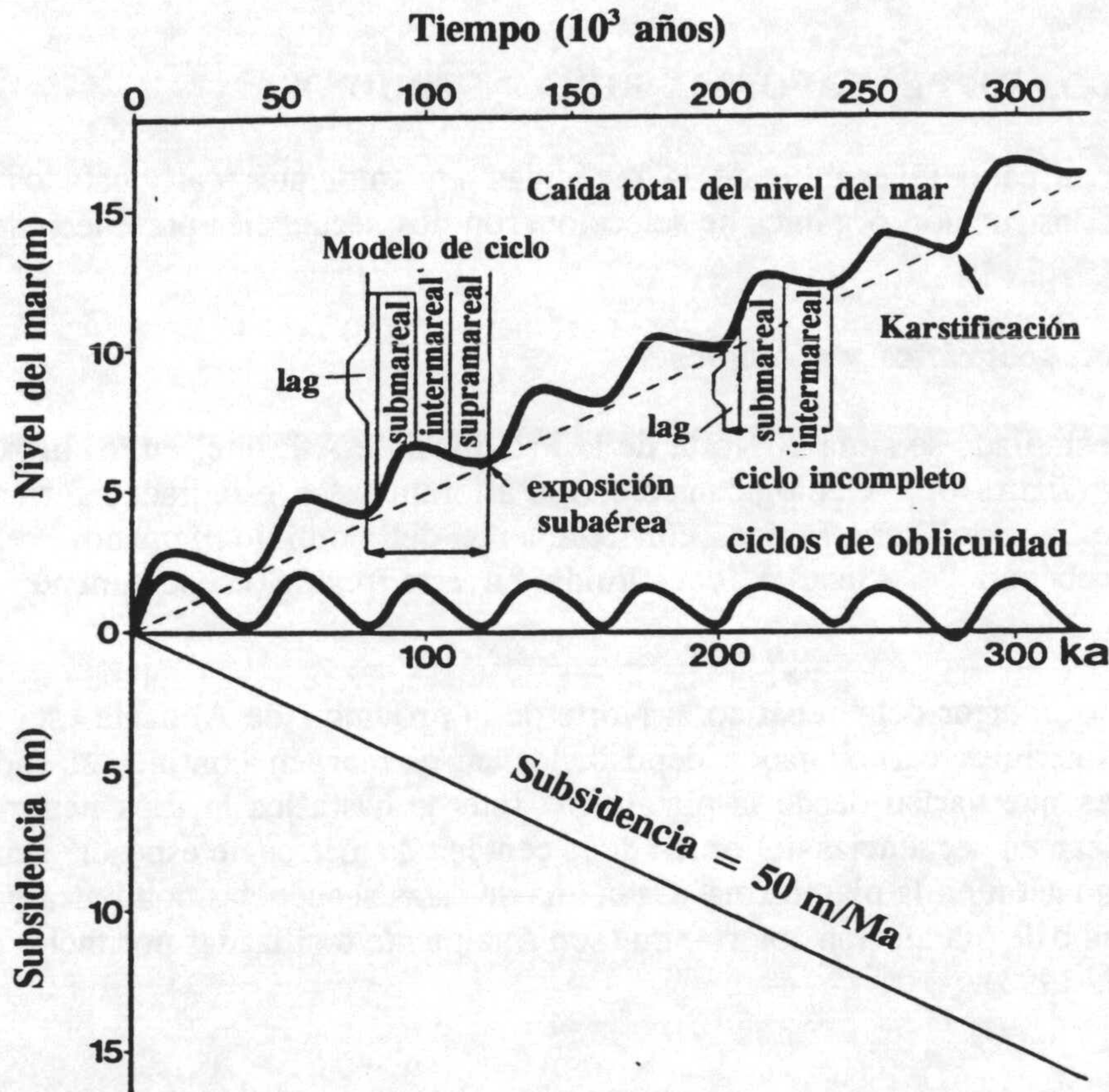


Figura 61.- Idealización de la asimetría de los ciclos de oblicuidad a partir del estudio de la ciclicidad en materiales de llanuras de mareas carbonatadas (según Jiménez de Cisneros y Vera, 1993).

El modelo sedimentario que se propone a partir de todos los datos sería el de una llanura de mareas adyacente al continente, que en el caso estudiado estaría localizada en el margen norte del Tethys, en la que los cambios climáticos de la banda de frecuencia de Milankovitch jugaron un papel importante. En dicho borde de margen y durante el intervalo de tiempo estudiado (Portlandense terminal-Berriasiense) la tasa de sedimentación superaría a la de subsidencia, salvo en los momentos de subidas del nivel del mar inducidas por factores glacioeustáticos. Fenómenos semejantes han sido puestos de manifiesto en facies *Purbeck* de muy diferentes localidades como son en el Jura (Strasser, 1991) y en la Ibérica (Salas, 1989).

La ciclicidad climática, de estos materiales, quedaría reflejada en la alternancia ordenada en secuencias de somerización y corroborada por las fluctuaciones observadas de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en las secuencias analizadas. Los niveles supramareales corresponderían a los intervalos de mar bajo y los submareales a los de nivel del mar alto. Así pues, se pone claramente de manifiesto una relación en estos materiales entre, los ciclos climáticos debidos a factores orbitales (ciclos de Milankovitch) con el glaciario. Esta ciclicidad glacioeustática podría compararse con la observada en épocas del Plioceno-Pleistoceno y del Carbonífero, aunque la magnitud de los cambios del nivel del mar sería muy diferente, de manera que en el Cretácico estas fluctuaciones no alcanzarían los 10 metros, mientras que en los otros periodos la amplitud de estos fenómenos fue de unos 100 metros.

6.2.- CARBONATOS DE PLATAFORMA BIOCONSTRUIDOS

Para llevar a cabo el estudio de la ciclicidad en ambientes carbonatados de plataforma dominados por la construcción orgánica se seleccionaron dos secuencias pertenecientes al Prebético de Alicante.

6.2.1.- Localización geográfica y geológica

La región estudiada se sitúa al Norte de la Provincia de Alicante, en las proximidades de la costa mediterránea (figura 62). Geológicamente, los afloramientos estudiados forman parte de las Zonas Externas de la Cordillera Bética, concretamente del dominio llamado Prebético Interno, conocido como Prebético de Alicante, constituido en esta región esencialmente por materiales cretácicos.

El Cretácico inferior del Prebético al Norte de la provincia de Alicante está constituido por una sucesión de materiales carbonatados depositados en el margen continental sudibérico (Vera, 1988), en ambientes que varían desde la plataforma interna hasta los medios hemipelágicos; estos depósitos se organizan en secuencias del orden de la centena de metros de espesor, generadas durante episodios de progradación en la plataforma. Cada una de estas secuencias comienza por depósitos de facies hemipelágicas o de plataforma abierta, que son finalmente fosilizadas por facies de *lagoon* ricas en rudistas (Castro, 1993).

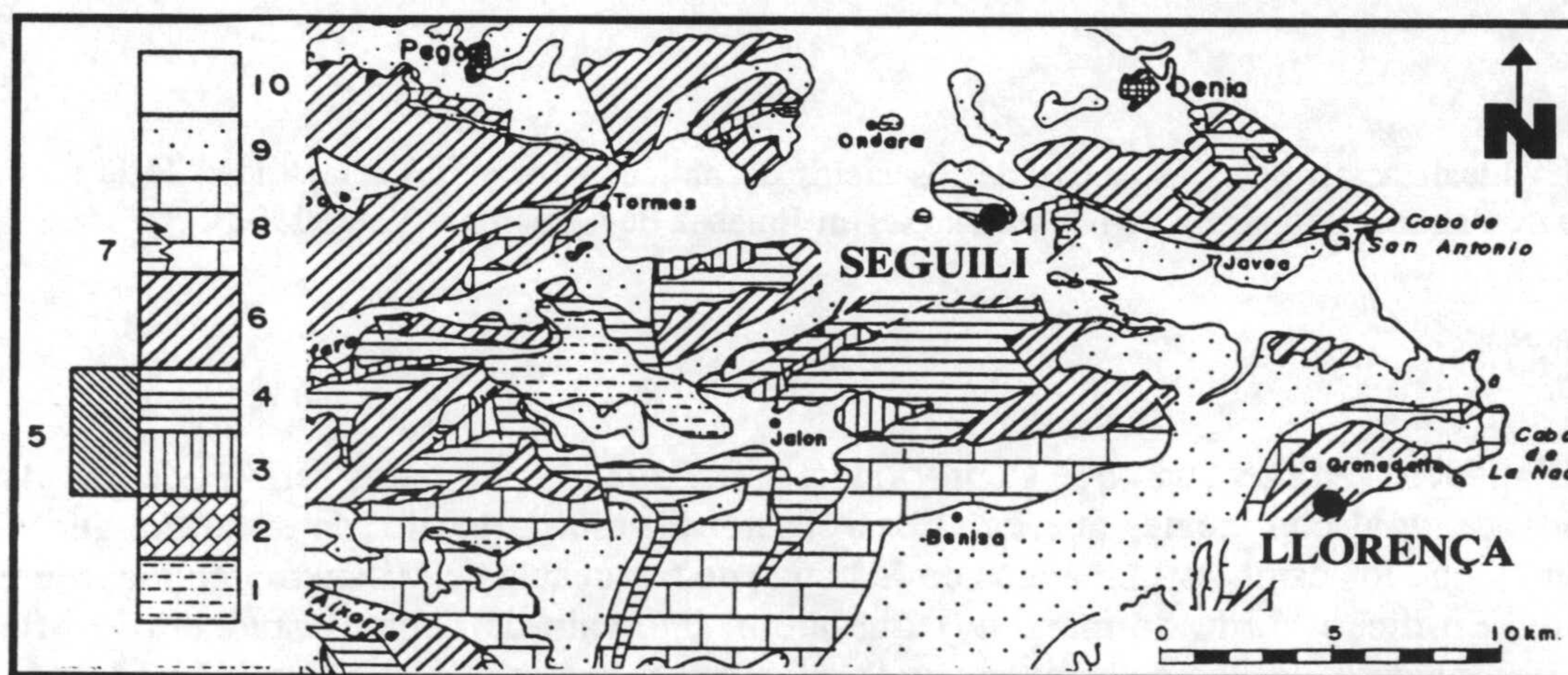


Figura 62.- Localización geográfica y geológica de los afloramientos de edad Aptiense-Albiense estudiados.

Los afloramientos estudiados son la Sierra de Seguilí y la Sierra de Llorençá; la unidad de Seguilí presenta una serie Valanginiense inferior-Albiense terminal (Castro y Ruiz-Ortiz, en prensa), mientras que la de Llorençá es Albiense-Cretácico superior. Los intervalos seleccionados para el estudio detallado de las secuencias elementales son el Aptiense superior de Seguilí y el Albiense superior de Llorençá, que se localizan dentro de la Formación Arroyo de los Anchos, de edad Barremiense superior-Albiense terminal (García-Hernández *et al.*, 1982).

6.2.2.- Estratigrafía y sedimentología

La Formación Arroyo de los Anchos se caracteriza por presentar una gran variedad de facies, pero principalmente predominan las calizas de plataforma carbonatada de facies urgonianas (García-Hernández *et al.* (1982) (figura 63). Esta formación presenta un importante desarrollo al Norte de la provincia de Alicante, con potencias del orden de los 500 m y está subdividida por dos importantes discontinuidades estratigráficas. Las dos discontinuidades, datadas como Aptiense inferior y límite Aptiense-Albiense dividen el registro en tres megasecuencias de progradación de plataforma, que culminan con un tramo de calizas con rudistas de lagoon. Son precisamente estos paquetes de rudistas los que presentan una mayor variedad de facies, que se organizan en secuencias elementales de escala métrica. Estas secuencias elementales son fácilmente reconocibles en el campo y sobre ellas se realiza el estudio geoquímico. Estos ciclos se caracterizan porque en ellos no se observan todos los términos que los componen, de manera que corresponden a ciclos incompletos en los cuales las facies intermareales están ausentes.

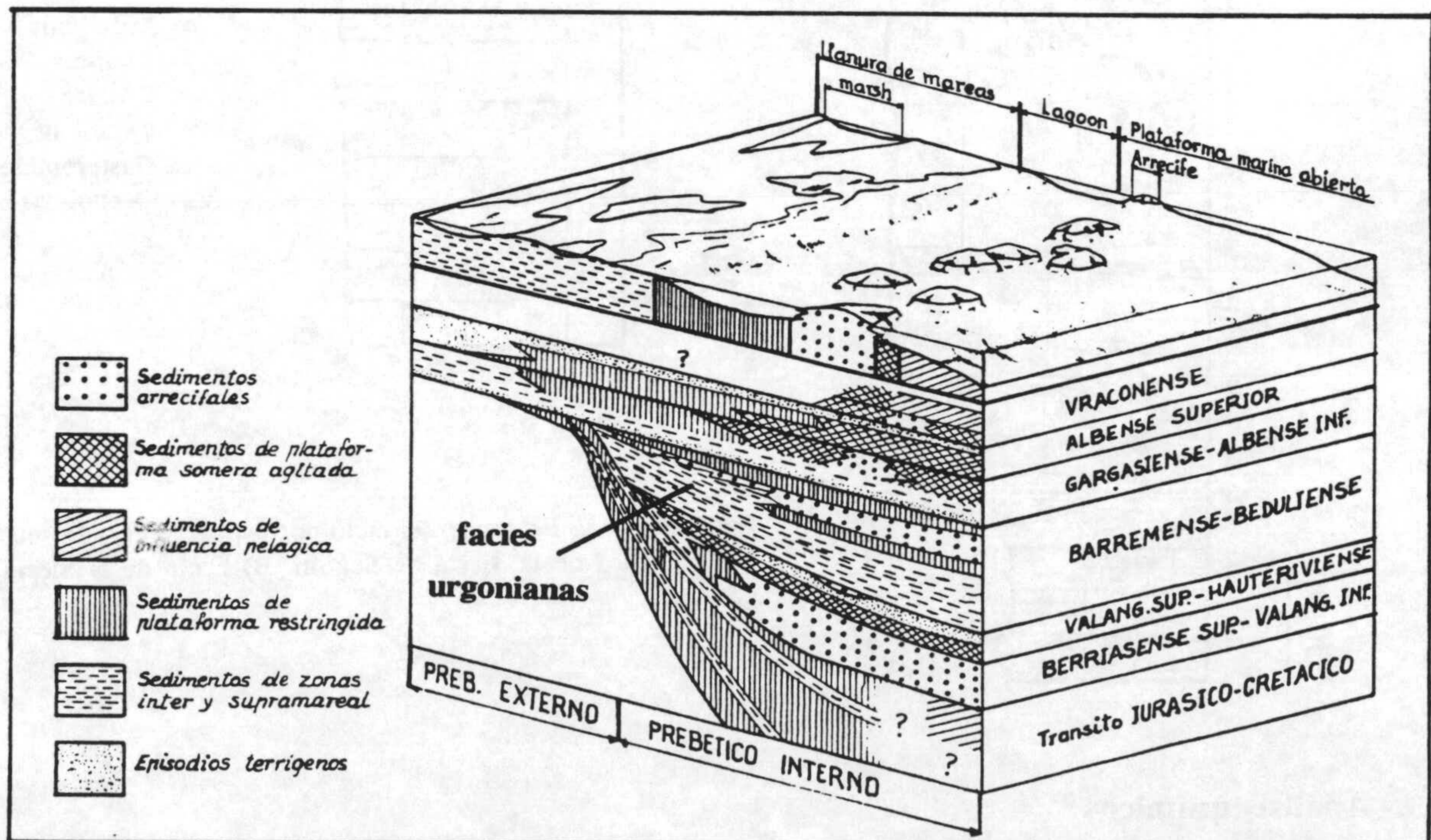


Figura 63.- Reconstrucción tridimensional de ambientes sedimentarios para el Cretácico inferior en las sierras de Cazorla y Segura, y que puede extenderse a la mayor parte del Prebético. En este diagrama se puede observar la posición de las facies urgonianas (tomada de García-Hernández 1978).

El ciclo seleccionado de la sección estratigráfica de Seguilí (figura 64A) es bastante completo con una potencia de 3,20 m y se caracteriza por presentar un alto contenido en organismos de gran diversidad. Las facies submareales están representadas por margocalizas con orbitolinas planas, las cuales pasan a ser puntiagudas en los niveles siguientes. El tránsito a facies intermareales no es claro y simplemente se observa un aumento en la diversidad de organismos con la aparición de gasterópodos, rudistas, corales y algún que otro miliólido. En los términos superiores del ciclo, correspondientes a las facies supramareales, la fauna queda de nuevo restringida a miliólidos y corales. El techo del ciclo se encuentra karstificado y posible observar pequeñas cavidades que penetran en las calizas infrayacentes.

El ciclo seleccionado correspondiente a la sección estratigráfica de Llorençá (figura 64B), presenta una potencia de 1 m y se caracteriza por presentar una fauna compuesta mayoritariamente por miliólidos, rudistas y orbitolínidos que se concentran principalmente en los niveles intermedios. El paso de las facies subamerales a las intermareales no es posible observarlo, mientras que por el contrario la aparición de las facies supramareales se puede detectar con mayor facilidad. Al igual que en el ciclo anterior el techo queda jalonado por la presencia de una superficie paleokárstica en la que es también posible observar cantos negros.

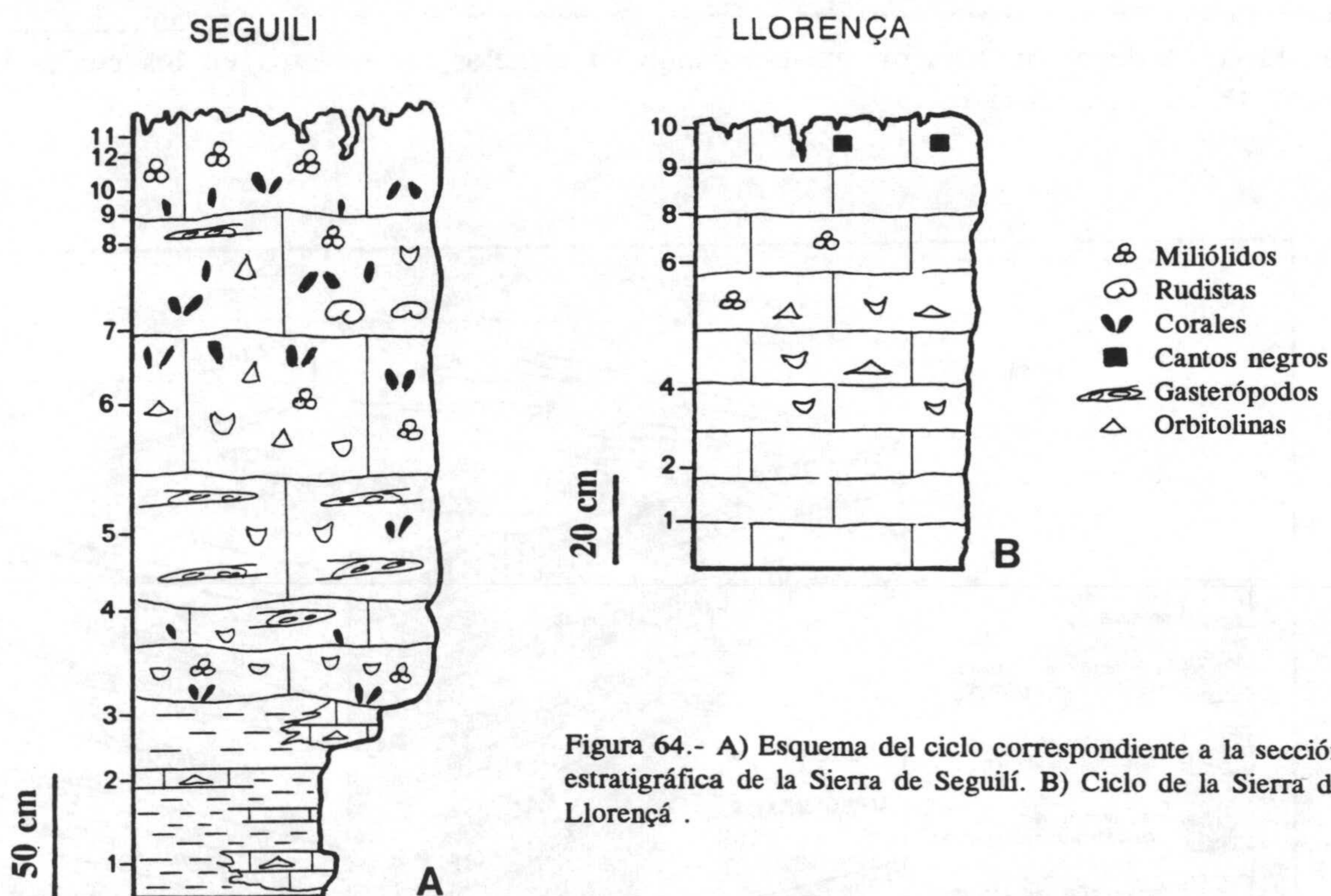


Figura 64.- A) Esquema del ciclo correspondiente a la sección estratigráfica de la Sierra de Seguilí. B) Ciclo de la Sierra de Llorençá .

6.2.3.- Análisis químicos

Se seleccionaron dos ciclos somerizantes de los más completos con rasgos de emersión en ambos casos, uno de la Sierra de Seguilí y otro de la de Llorençá, para realizar el estudio geoquímico de estos materiales. En la secuencia de Seguilí se analizaron un total de 12 muestras tomadas con espaciado de 40 cm para un total de 3,20 m (figura 65). Para la secuencia de Llorençá, con una potencia de 1 m, se tomaron 7 muestras dejando un espaciado de 20 cm excepto entre las muestras 5, 6 y 7 entre las que el intervalo fue de 10 cm (figura 66).

MUESTRAS	% CO ₃ Ca	Mg	Sr	Mn	δ ¹³ C	δ ¹⁸ O
LC-1	89,0	32,0	-	48,0	0,58	-3,37
LC-2	100,0	27,0	83,0	48,0	0,22	-3,49
LC-4	100,0	31,0	122,0	44,0	0,01	-3,84
LC-6	90,1	31,0	114,0	37,0	0,69	-3,27
LC-8	82,8	35,0	145,0	44,0	1,35	-2,91
LC-9	96,6	31,0	153,0	53,0	-0,15	-3,48
LC-10	92,8	32,0	161	47,0	-2,51	-4,17
SE-1	91,0	29,0	148,0	56,0	3,02	-2,77
SE-2	86,1	26,0	168,0	60,0	0,74	-3,70
SE-3	89,1	31,0	236,0	40,0	2,47	-2,65
SE-4	92,7	32,0	117,0	46,0	1,93	-2,18
SE-5	95,6	27,0	100,0	52,0	1,68	-3,53
SE-6	90,2	32,0	137,0	51	2,51	-2,67
SE-7	91,3	32,0	168,0	52,0	2,59	-2,45
SE-8	94,5	32,0	116,0	57,0	3,19	-3,24
SE-9	76,8	29,0	100,0	66,0	1,87	-4,01
SE-10	71,2	22,0	98,0	65,0	-1,89	-4,48
SE-11	70,0	30,0	214,0	71,0	-0,20	-3,57
SE-12	76,6	22,0	182,0	60,0	-0,29	-4,67

Tabla 14.- Resultados obtenidos en el análisis químico, mineralógico, isotópico y de elementos traza en las muestras de carbonatos de plataforma bioconstruidos de facies urgonianas.

Los análisis realizados, siempre que se ha podido, se han hecho sobre la matriz micrítica intentando evitar el muestreo sobre los organismos que constituyen estos materiales, pero la gran concentración de estos hace que sea prácticamente inevitable y en algunos casos se haya podido muestrear tanto matriz como organismos. Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 14 y gráficamente las variaciones composicionales pueden observarse en las figuras 65 y 66.

En las 19 muestras analizadas el mineral principal que aparece es la calcita, acompañado por cuarzo y minerales de la arcilla. Los análisis químicos de Mg indican que este elemento aparece como traza en estas muestras teniendo valores que varían entre 22 y 35 ppm, por lo que puede decirse que estos carbonatos están formados por calcitas bajas magnesianas.

El contenido en Sr en ambas secuencias no supera las 250 ppm. En la secuencia de Seguilí los valores de este elemento varían entre un mínimo de 98 ppm y un máximo de 236 ppm siendo el valor medio de 150 ppm; para la secuencia de Llorençá los valores son algo más bajos e incluso existe una muestra, la número 1, con valor cero. El valor medio en esta secuencia es de 130 ppm variando entre 83 ppm y 161 ppm. El valor medio de este elemento para las dos secuencias es de 140

ppm. En general se puede observar que el contenido de este elemento en estos materiales disminuye de manera progresiva desde los términos submareales a los supramareales. El contenido en Mn es muy bajo en ambas secuencias con valores máximos de 71 ppm y mínimos de 37 ppm. Su distribución a lo largo de las secuencias es diferente de manera que en la secuencia de Llorençá se detectan una inflexión en los niveles intermedios, mientras que en la secuencia de Seguilí este elemento sufre una ligera disminución desde los términos submareales a los supramareales. El valor medio de Mn para la secuencia de Llorençá es de 46 ppm y para Seguilí de 56 ppm.

Los valores isotópicos obtenidos para el conjunto de las muestras analizadas varían para el $\delta^{13}\text{C}$ entre $-2,51\text{‰}$ y $3,19\text{‰}$, y entre $-4,67\text{‰}$ a $-2,18\text{‰}$ para el $\delta^{18}\text{O}$. El valor medio de $\delta^{13}\text{C}$ para la secuencia de Seguilí es de $1,47\text{‰}$ para el $\delta^{13}\text{C}$ y de $-3,33\text{‰}$ para el $\delta^{18}\text{O}$, mientras que para la secuencia de Llorençá es de $0,03\text{‰}$ para el $\delta^{13}\text{C}$ y de $-3,5\text{‰}$ para el $\delta^{18}\text{O}$. En ambas secuencias los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ muestran una distribución vertical muy interesante de manera que se constatan los valores de $\delta^{13}\text{C}$ más negativos en las facies caracterizadas por rasgos de emersión. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en ambas secuencias siguen la tendencia de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ presentando una fuerte inflexión en las facies superiores equivalente a la del $\delta^{13}\text{C}$.

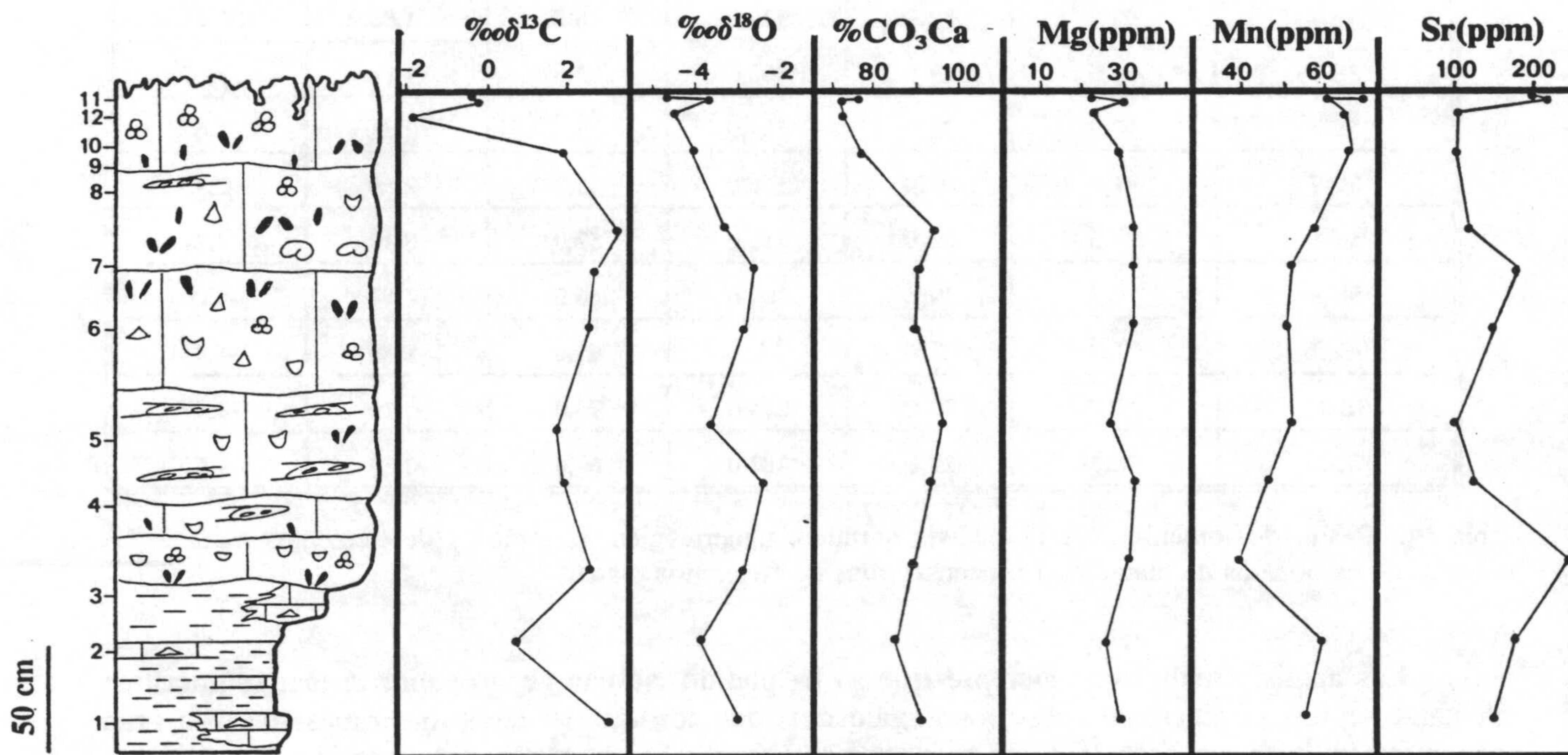


Figura 65.- Variaciones composicionales ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, CO_3Ca , Mg, Mn y Sr) obtenidas para la secuencia de somerización de la Sierra de Seguilí.

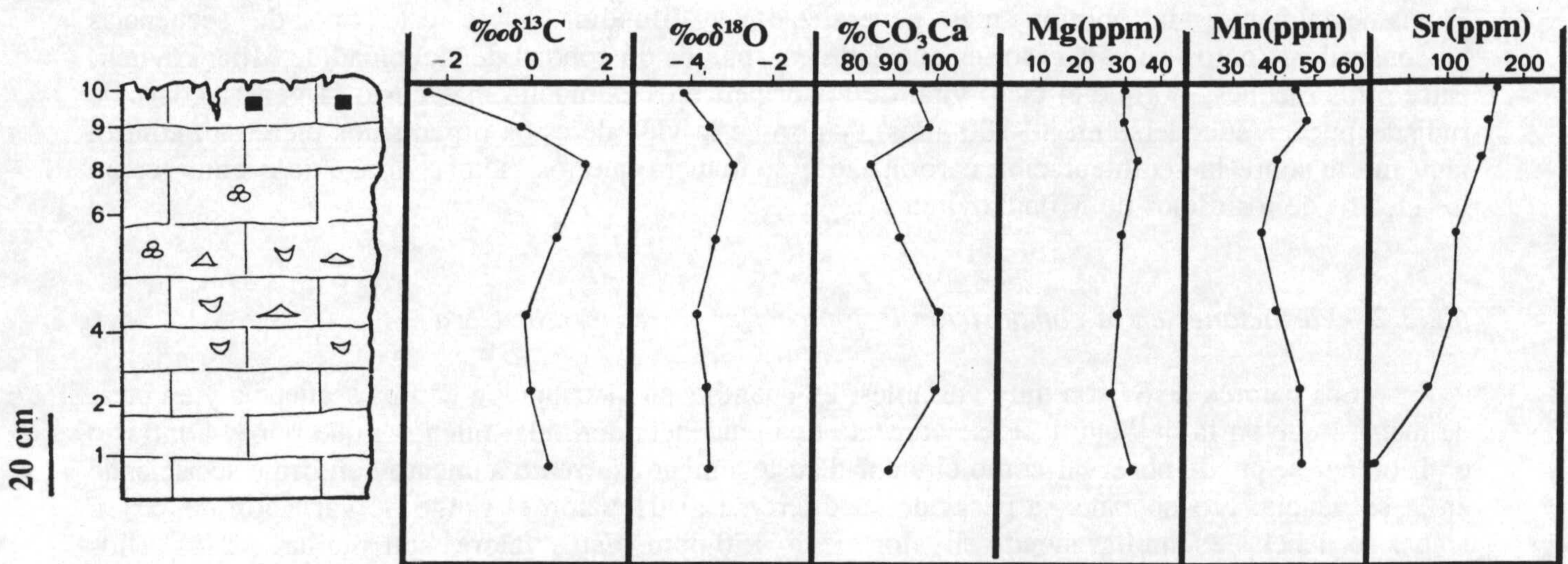


Figura 66.- Variaciones composicionales ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, CO_3Ca , Mg, Mn y Sr) obtenidas para la secuencia de somerización de la Sierra de Llorençá.

6.2.4.- Interpretación

6.2.4.1.- Ciclicidad y tasa de sedimentación

Al igual que en las facies mareales, estos ciclos de somerización presentan una ciclicidad, la cual puede ser medida estimando la velocidad de sedimentación. Para ello hay que considerar que la velocidad de sedimentación fue constante mientras que la periodicidad variable. Los cálculos obtenidos para estas secciones estratigráficas de Seguilí y Llorençá resultan muy problemáticos, ya que en estas áreas no puede medirse con precisión ni el espesor total del corte (dado que existen muchos tramos sin observación), ni el tiempo en que esta sedimentación tuvo lugar. No obstante, y considerando los datos de campo actualmente disponibles (comunicación verbal Castro, 1994) la potencia total para la serie de Seguilí sería de 125 m, con un número total de 43 ciclos y para un tiempo de depósito de 1,5 millones de años (Van Hinte, 1976 y Haq *et al.*, 1987). Para la sección de Llorençá los datos sobre la estimación de tiempo absoluto son menos precisos y las correlaciones con las biozonas de Van Hinte (1976) y Haq *et al.* (1987) indican un tiempo de depósito que varía entre 1-3 millones de años (como valor más representativo 1,5). En esta sección estratigráfica la potencia total estimada es de 170 m y el número de ciclos de 40.

Los cálculos de duración de los ciclos que se obtienen al dividir los 1,5 millones de años entre los 43 ciclos obtenidos para la serie de Seguilí dan valores de 35.000 años. Para la serie de Llorençá los valores que se obtienen son muy similares a la anterior siendo de 38.000 años. Estos datos obtenidos entrarían dentro de la banda de frecuencia de Milankovitch, pero no dejan de ser más que una probable estimación dado que se parte de valores aproximados. Por otra parte, no hay criterios que permitan afirmar que los ciclos tienen la misma duración, ni tampoco el carácter periódico de los mismos.

En cualquier caso, la interpretación de la ciclicidad de estas secuencias, formadas fundamentalmente por rudistas, como consecuencia de cambios climáticos es problemática. Fundamentalmente, la opinión más generalizada y difundida sobre este tipo de secuencias bioconstruidas (como en este caso) es que éstas escapan de un control de ciclicidad de Milankovitch, entre otras razones, porque el ciclo vital de los organismos es mucho más corto (4 generaciones de rudistas pueden sucederse en 80-100 años), y porque la vida de estos organismos ejerce un control muy fuerte sobre la sedimentación carbonatada, de manera que los factores biogénicos enmascaran los efectos de los ciclos de Milankovitch.

6.2.3.2.- Variaciones en la composición isotópica y en los elementos traza

Los valores de Sr son muy variables, en cuanto a su distribución en una secuencia y en otra, de manera que en la de Seguilí no se constata una tendencia definida, mientras que por el contrario en Llorençá se puede observar como el valor de este elemento sufre un aumento conforme se asciende en la secuencia. No obstante, a pesar de su diferente distribución el rango de variación del Sr en ambas secuencias es similar siendo el valor medio 150 ppm. Estos valores son similares a los dados por Veizer y Demovic (1974) para carbonatos marinos someros del Mesozoico. Los valores de Mn son del mismo orden de magnitud que los dados para sedimentos someros de Florida y Honduras (Stehli y Hower, 1961). Ambos elementos Sr y Mn sufren variaciones a lo largo de las secuencias que podrían ser explicadas por los procesos de diagénesis meteórica que afectaron a estos materiales, así como por la incorporación de estos elementos al caparazón de las distintas especies.

Los valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos sobre estos materiales muestran una tendencia general opuesta a la obtenida en las secuencias perimareales anteriores de las facies Purbeck, y únicamente coinciden en la fuerte inflexión que presentan los valores de las muestras correspondientes a las facies superiores. En ambas secuencias estudiadas la tendencia general es, para ambos isótopos, a tomar hacia el techo valores más negativos sobre todo en los términos superiores. Sin embargo, si se analizan detalladamente las secuencias, y no se tienen en cuenta los valores de los niveles superiores se observa que la tendencia general es hacia valores más positivos hacia el techo, lo cual podría explicarse como debido a procesos de evaporación causados por un confinamiento progresivo de las aguas. Esta posible evolución, siempre en un ambiente submareal tendría lugar por colmatación del *lagoon* y subsiguiente confinamiento de las aguas.

La parte superior de ambos ciclos culmina con emersión y karstificación clara en la Sierra de Seguilí en la cual además aparecen cantos negros. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en ambas secuencias muestran una gran inflexión hacia valores más negativos lo cual podría interpretarse como consecuencia de la entrada de aguas meteóricas o influencia edáfica cargadas en valores isotópicos más ligeros (más negativos). Probablemente, esta inflexión pudiera ser explicada por una caída relativa del nivel del mar, que supusiera una emersión temporal con desarrollo de suelos y vegetación.

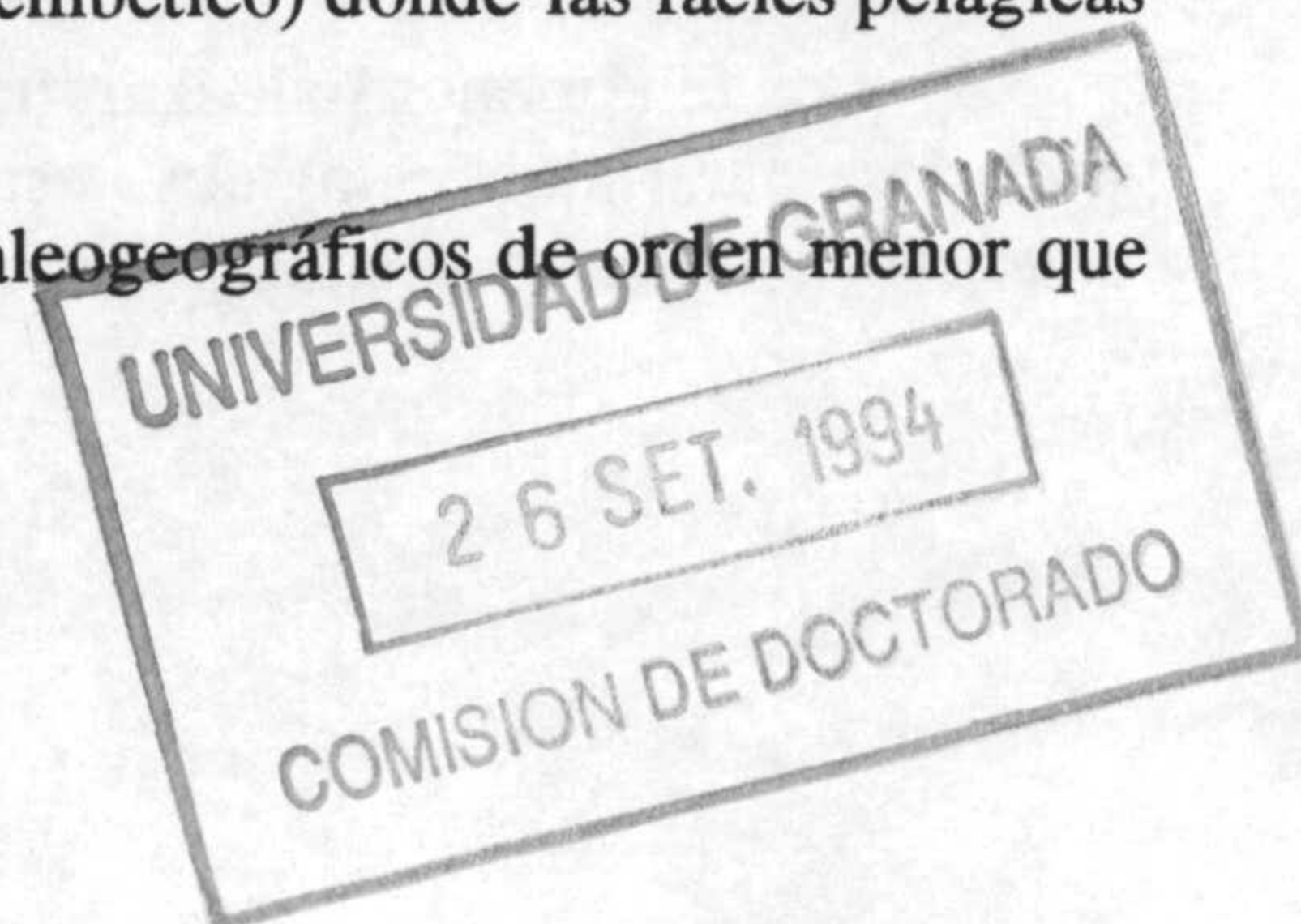
7.- GEOQUIMICA DE LOS MATERIALES ASOCIADOS CON EL PALEOKARST MESOZOICO DE LA CORDILLERA BETICA

Los trabajos de Vera (1984a, b); Vera *et al.* (1984, 1988); García-Hernández *et al.* (1988a, b); Martín-Algarra *et al.* (1992), sobre los materiales mesozoicos de la Cordillera Bética han permitido reconocer y sistematizar las diferentes interrupciones sedimentarias que quedaron reflejadas en discontinuidades estratigráficas. Muchas de estas discontinuidades son simultáneas o coincidentes en el tiempo con otras observadas en otros dominios alpinos mediterráneos (Alpes, Apeninos, Dinárides) como se deduce en los trabajos de Baud *et al.* (1975, 1979), Bourbon (1980), Farinacci *et al.* (1981), Fazzuoli *et al.* (1981), Vera (1988), etc. Todos estos dominios constituyeron durante el Jurásico y Cretácico márgenes continentales pasivos (Vera, 1981, 1988) adyacentes al Tethys, que posteriormente se deformaron. En otros márgenes de la misma época, pero sin posterior deformación compresiva, también se han constatado estos fenómenos mediante las campañas oceanográficas del DSDP y del ODP. Los estudios de estratigrafía sísmica y sondeos sobre márgenes pasivos actualmente sin deformar han constituido la base para reconocer los cambios relativos del nivel del mar (Vail *et al.*, 1977, 1984), los cuales pudieron afectar al conjunto de la Tierra (cambios eustáticos) o a cuencas sedimentarias más locales (controladas por factores tectónicos). Diversos autores han propuesto curvas de fluctuaciones del nivel del mar para el Jurásico y Cretácico a escala global (Hallam, 1978, 1988; Vail *et al.*, 1984; Haq *et al.*, 1987, 1988), así como para el mismo intervalo de tiempo en la Cordillera Bética (Vera, 1984b, 1988; Martín-Algarra *et al.*, 1992), en dichos trabajos se discute la isocronía y la escala de estos fenómenos.

Los cambios relativos del nivel del mar han quedado reflejados en las series estratigráficas mediante discontinuidades o rupturas sedimentarias, que se reconocen de manera diferente (Vera, 1984a). Las discontinuidades que afectaron a umbrales pelágicos presentan un interés especial ya que en los periodos de bajada del nivel del mar, se producirían emersiones temporales, a modo de islas, de los relieves calcáreos, en los cuales se desarrolló una karstificación reflejada en un paleokarst (Vera *et al.*, 1988) con incluso, localmente, formación de suelos y bauxitas (Molina *et al.*, 1991).

Los materiales depositados (desde el Trías al Mioceno inferior) en el margen meridional de la placa ibérica y emergidos a partir de la deformación de éste (Mioceno medio) son los que constituyen las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Este margen continental ha sido considerado como un margen pasivo (Vera 1981, 1988), y su individualización se produjo en el Lías medio tras una etapa de *rifting* intracontinental (García-Hernández *et al.*, 1989). Esta individualización dió lugar a dos grandes dominios paleogeográficos, uno más externo, el Prebético, caracterizado en el resto del Jurásico y en el Cretácico por facies continentales, costeras y marinas someras y otro dominio más interno, el Subbético (incluyendo las Unidades Intermedias y el Penibético) donde las facies pelágicas son predominantes (figura 67).

Dentro del Subbético se diferencian a su vez dominios paleogeográficos de orden menor que



correspondían durante parte del Mesozoico a surcos y umbrales dentro del margen continental de las Zonas Externas (Vera, 1981) lo que se refleja en una notable variabilidad en las series jurásicas. Los dominios Subbético Externo

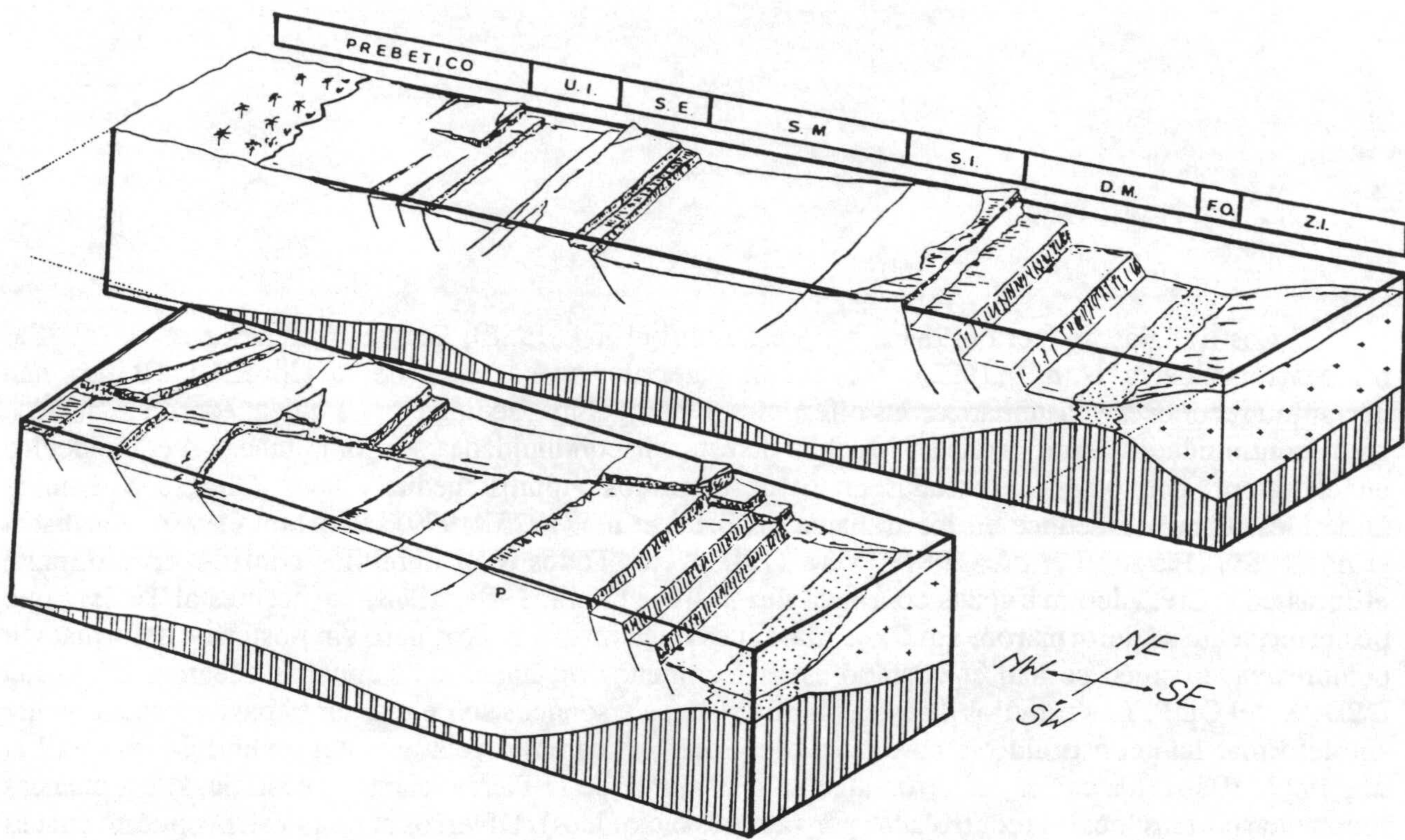


Figura 67.- Esquema tridimensional del margen ibérico de las Cordilleras Béticas para el inicio del Jurásico superior, donde se diferencian surcos y umbrales, y con accidentes de tipo transformante que lo cortan oblicuamente. En puntos: corteza continental muy adelgazada y corteza oceánica; manto superior: doble rayado vertical. U.I.- Unidades Intermedias. S.E.- Subbético Externo. S.M.- Subbético Medio. S.I.- Subbético Interno. D.M.- Dominio Meridional (materiales que no afloran por quedar cubiertos por el cabalgamiento de las Zonas Internas). F.O.- Fondo Oceánico. Z.I.- Zonas Internas. P.- Penibético (tomada de Vera, 1988).

y Subbético Interno durante el Jurásico medio-superior constituyeron umbrales donde se depositaron calizas nodulosas y otras facies carbonatadas (García-Hernández *et al.*, 1988a), mientras que el Subbético Medio (localizado entre ambos) era un surco subsidente con depósitos de ritmitas de calizas/margas, turbidíticos, radiolaríticos y con vulcanismo submarino. En determinados momentos, en el Subbético, se produjeron movimientos ligados a fallas lístricas que afectaron al margen ocasionando emersiones locales y temporales en los bloques basculados, especialmente cuando estos movimientos coincidían con bajadas del nivel del mar.

Los fenómenos paleokársticos se ponen de manifiesto claramente en las calizas de plataforma y en los materiales pelágicos, estos últimos se relacionaron con islas, las cuales temporalmente emergían y que tras la subsiguiente sumersión se fosilizarían por materiales marinos pelágicos (Vera

et al., 1986, 1988; García-Hernández *et al.*, 1988b, c, 1989).

El estudio detallado mediante técnicas geoquímicas de estos materiales (cementos y sedimentos) afectados por este tipo de procesos, permite obtener información muy valiosa sobre sus condiciones genéticas y, en definitiva, suministrar datos sobre el propio paleokarst, así como de su evolución temporal. Por este motivo, se seleccionaron diversas áreas geográficas de la Cordillera Bética pertenecientes a los distintos dominios paleogeográficos, en los que estuvieran representados los fenómenos paleokársticos en las distintas formaciones definidas. Con los datos obtenidos se pretende elaborar posteriormente un modelo genético en el cual se engloben los aspectos geoquímicos y estratigráficos determinados y observados respectivamente.

Como consecuencia de los procesos de disolución y recristalización los sedimentos carbonatados se ven sometidos a una estabilización mineralógica cuyo resultado se manifiesta a su vez en la estabilización de los isótopos de carbono y oxígeno, así como en la distribución y concentración de ciertos elementos traza.

El estudio de las relaciones entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y de los elementos minoritarios (Mg) y trazas (Fe, Mn y Sr) en los materiales carbonatados suministra información sobre sus condiciones genéticas, pudiendo diferenciar los materiales depositados en aguas dulces de los formados en medios marinos o de aguas de salinidad elevada. Esta interpretación se realiza por comparación de los datos obtenidos en los estudios sobre rocas sedimentarias antiguas con los suministrados en los estudios de medios actuales. En cualquier caso, la interpretación de los datos geoquímicos en este tipo de materiales es compleja dado que la composición geoquímica originaria de los mismos puede quedar enmascarada por los efectos diagenéticos y, además, presentar una gran variabilidad como consecuencia de la interacción de diversos factores ambientales.

El estudio geoquímico de los materiales afectados por los procesos kársticos implica un minucioso muestreo de las muestras en las cuales quedaran representados tanto la roca encajante del paleokarst como los sedimentos que rellenan las cavidades, así como los cementos que tapizan las paredes de las mismas. Este estudio se ha basado fundamentalmente en el análisis y en la interpretación de los resultados isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) complementados en algunos casos con los análisis de elementos traza y elementos mayoritarios, así como con los estudios de catodoluminiscencia observando la luminiscencia, si la hay, o no de los materiales, la cual es función del contenido en elementos minoritarios (Mn, Fe, Co, Ni y tierras raras).

7.1.- EL PALEOKARST MESOZOICO EN LA CORDILLERA BÉTICA

En los materiales mesozoicos pertenecientes a diversos dominios de la Cordillera Bética numerosos autores han reconocido la presencia de fenómenos paleokársticos: en el Penibético (Company *et al.*, 1982; González-Donoso *et al.*, 1983; Martín-Algarra, 1987; Martín-Algarra y Vera, 1989), en el Subbético interno (Martín-Algarra *et al.*, 1983 y Martín-Algarra, 1987), en el Subbético medio (García-Hernández *et al.*, 1986a y b; 1988a, b, c; Molina, 1987; Vera *et al.*, 1986, 1988; Vera 1988), en el Subbético externo (Seyfried, 1978, 1979, 1981; Vera *et al.*, 1984; Molina *et al.*, 1985; Ruiz-Ortiz *et al.*, 1985; Molina, 1987; García-Hernández *et al.*, 1988c) y también constatan este tipo de fenómenos en la Unidad de la Almola próxima al contacto entre las Zonas Externas y Zonas Internas. En el Prebético, dominio paleogeográfico inmediatamente adyacente al continente ibérico durante el Mesozoico, por el momento no se conocen claros ejemplos de paleokarst mesozoico, posiblemente debido a que pudieron haberse destruido por sucesivas fases de erosión y desmantelamientos antes de su fosilización.

Diferentes etapas de paleokarst jurásicas relacionadas con épocas de bajada del nivel del mar,

y que afectaron a umbrales pelágicos, fueron descritas por Vera *et al.* (1988) para el conjunto de la Cordillera Bética. García-Hernández *et al.* (1988) definieron umbral pelágico como "una región del fondo marino elevada con respecto a las adyacentes y situada muy lejos de las áreas continentales emergidas, suministradoras de terrígenos". Sobre estos umbrales se depositaron materiales pelágicos, en especial constituidos por carbonatos, que con frecuencia contienen abundantes restos esqueléticos de organismos nadadores y flotadores, característicos de mar abierto. Vera *et al.* (1988) estudiaron monográficamente las discontinuidades estratigráficas detectables en los materiales jurásicos y que son reconocidas a nivel regional, y tipificaron e interpretaron en un contexto de evolución de un umbral sedimentario sometido a cambios relativos del nivel del mar, en parte controlados por factores tectónicos.

Estos autores reconocieron diferentes etapas de paleokarst acaecidas durante el Jurásico relacionadas con bajadas del nivel del mar que afectaron a estos umbrales pelágicos y propusieron un modelo genético para estos umbrales con episodios de emersión y de karstificación. Estos autores basaron la interpretación del paleokarst en un conjunto de argumentos e indican que no admiten la fase de karstificación salvo que coincidan varios de estos argumentos, aunque alguno por sí sólo pudiera parecer inequívoco. Los argumentos según Vera *et al.* (1988) son los siguientes:

- Morfología de la superficie y de las cavidades
- Naturaleza de los materiales que rellenan las cavidades
- Sedimentos laminados semejantes a los vadosos
- Espeleotemas que tapizan cavidades
- Brechas de colapso que rellenan parcialmente cuevas
- Presencia de suelos y materiales con características edáficas
- Alteraciones diagenéticas de las rocas encajantes

El paleokarst con grandes cavidades (Vera *et al.*, 1986-87, 1988); García-Hernández *et al.*, 1986-87a, b; Martín-Algarra *et al.*, 1989) se desarrolló en las partes más elevadas de los bloques basculados de las fallas lítricas. La escasa tasa de sedimentación de los umbrales se pone de manifiesto por el reducido espesor de las secciones estratigráficas. En las áreas más próximas al nivel del mar se desarrollaron paleokarst de tipo *kamenitza* (García-Hernández *et al.*, 1986-87a, 1988b; Martín-Algarra *et al.*, 1989) caracterizados por cavidades de fondos planos y con profundidades decimétricas. En las partes sumergidas se desarrollaron superficies de omisión y superficies con costras con óxidos de hierro y manganeso que constituyen fondos endurecidos o "*hardgrounds*" (García-Hernández *et al.*, 1989) con rasgos que pueden confundirse con los propios de una etapa de emersión con paleokarst aéreo. El estudio geoquímico de los materiales relacionados con el paleokarst puede aportar criterios de diagnóstico que se unan a los ya indicados. Así pues, tomando este modelo como hipótesis de trabajo, se pretende aportar datos de carácter geoquímico que permitan mostrar la posible validez total o parcial, o en su caso la no validez del mismo.

7.1.1.- Unidades estratigráficas en las que se observa el paleokarst

Se resumen a continuación las características de los materiales que se relacionan con el paleokarst, bien por ser la roca encajante del mismo, o bien por constituir el relleno de las cavidades. Las edades de estos materiales son muy diferentes, y principalmente, las formaciones que presentan estos procesos son:

Formación Gavilán: De edad Lías infradomeriense está presente en todos los dominios y se caracteriza por un conjunto calizo-dolomítico con calizas de crinoides en la parte más alta. El techo de esta

formación es muy variable, en unos casos la transición con la formación suprayacente (Formación Zegrí) es gradual de manera que se produce una aparición progresiva de niveles de calizas margosas y margas, en otros puntos aparece un *hardground* bien desarrollado con una costra limonítica de hasta 1 cm de espesor, y en otros casos localmente a techo de las calizas de crinoides se puede observar una superficie irregular de origen kárstico.

Formación Zegrí: De edad Domeriense-Toarciense está presente en todos los dominios, y consta de un potente tramo inferior compuesto de una alternancia de calizas margosas y margas con ammonites del Domeriense y Toarciense, y un tramo superior de escasa potencia de facies "*Ammonítico rosso margoso*".

Formación Camarena: De edad Jurásico medio es exclusiva del dominio Subbético externo, y se caracteriza por calizas constituidas principalmente por ooides (calizas oolíticas). A techo de esta formación existe una importante discontinuidad estratigráfica de extensión regional (Molina *et al.*, 1983; Vera *et al.*, 1984; Vera *et al.*, 1988). Esta discontinuidad se caracteriza por distintos rasgos asociados a ella como son la existencia de un relieve paleokárstico, diques neptúnicos, *hardground*, brechas sinsedimentarias. La morfología kárstica de este relieve a veces es difícil de observar debido a la intensa karstificación reciente de los materiales y en algunas ocasiones es muy difícil asegurar que se trate de un karst fósil, sin embargo, hay abundantes casos en que se constata la morfología claramente kárstica con la presencia de cavidades que penetran en las calizas oolíticas y que están rellenas de calizas del Malm o de calizas margosas del Cretácico con cementos formados en medios de carácter vadoso y/o freático.

Formación Veleta: De edad Jurásico medio (Bajociense inferior, Bajociense), formada por calizas tableadas de color gris claro con abundante sílex en nódulos y lechos. Estas calizas presentan escasa macrofauna, sólo aparecen algunos belemnites y huellas inclasificables de ammonites.

Formación Ammonítico Rosso: De edad Jurásico superior y, localmente además, el medio está constituido por calizas nodulosas y a veces algo margosas, en especial hacia la base y hacia la parte alta de la formación. En la base de esta formación, se han observado pequeñas cavidades cuyas paredes están tapizadas por espeleotemas. Por otra parte, se han observado superficies de discontinuidad dentro de las calizas rojas (en algunos casos con aspecto noduloso) que corresponden a superficies de morfología irregular de apariencia kárstica y que muestran un sistema complicado de elevaciones y depresiones.

Formación Carretero: De edad Cretácico inferior y constituida por una ritmita de calizas y margas con fauna de ammonites, microfauna de foraminíferos planctónicos, radiolarios y nannofósiles. Suele fosilizar los episodios más modernos del paleokarst.

7.1.2.- Rasgos macroscópicos

7.1.2.1.- Morfología de las superficies

Uno de los rasgos más comunes en el reconocimiento del karst en el registro geológico es la presencia de superficies con cuevas y cavidades asociadas. La geometría de estas cavidades muestra gran semejanza con la de los karst recientes y es un elemento crítico a la hora de discernir si su origen es de carácter freático (con morfologías elípticas) o vadoso (morfologías trapezoidales), no obstante es importante considerar el hecho de que existan modificaciones debido a los procesos de disolución posterior.

Comúnmente, la morfología de las cavidades puede observarse en los cortes verticales a la

estratificación, y en algunas ocasiones es posible observarla en secciones horizontales, o lo que es lo mismo en el techo de la formación que se karstifica. En la figura 68 se recogen varias morfologías de cavidades que han sido observadas en el campo, y se pueden distinguir los distintos tipos de relleno (brechas de colapso, calizas de crinoides, sedimento pelágico, espeleotemas, etc) que pueden presentar dichas cavidades. El desarrollo de los sistemas de cuevas es muy variable de manera que se han constatado cavidades que penetran en la roca infrayacente magnitudes que varían entre la escala métrica y hectométrica. La figura 69 tomada de Vera *et al.* (1988) muestra distintas morfologías de cavidades (en la Fm. Gavilán) de gran tamaño observadas en varias localidades de las Zonas Externas. En general, la presencia de las cavidades está asociada con la existencia de una densa red de fracturas.

7.1.2.2.- *Sedimentos que rellenan las cavidades*

La presencia de sedimentos que rellenan las cavidades parcial o totalmente y que incluso en algunas ocasiones pueden actuar como matriz de brechas de colapso ocupando los niveles inferiores de las cuevas. Este sedimento se caracteriza por ser limoso-calcáreo, laminado, con intercalaciones calcíticas milimétricas y por tener un color gris-amarillento. A veces estas laminaciones pueden estar deformadas como consecuencia de movimientos postdeposicionales dentro de la cavidad. En ciertos casos, el relleno de estas cavidades pudo realizarse análogamente a como se rellena un reloj de arena, de manera que eso daría lugar a la fina laminación que se presenta en este sedimento. Por otra parte, este tipo de relleno en reloj de arena podría verse alterado por la presencia de pequeños resaltes que ocasionarían cambios en el depósito del sedimento originando cambios en la estratificación, deformaciones, etc. En otras ocasiones los sedimentos que rellenan las cavidades son de origen marino lo cual queda reflejado por su contenido fosilífero (organismos planctónicos o bentónicos). En éste caso constituyen "diques neptúnicos" de gran interés ya que es posible precisar la edad de la formación de la cavidad datando el relleno marino y la roca encajante. De esta manera, se puede afirmar que se trate de fenómenos kársticos mesozoicos y diferenciarlos de fenómenos análogos que se hayan podido producir en el Neógeno o en el Cuaternario. En la figura 70 se recogen varias fotografías realizadas en el campo sobre pequeñas cavidades, incluso con morfologías tipo *kamenitzas* y presencia de varias generaciones de espeleotemas, las cuales presentan diferentes tipos de relleno

7.1.2.3.- *Espeleotemas*

Los espeleotemas constituyen otro aspecto fundamental en las facies kársticas. Son los primeros materiales que cubren las paredes de las cavidades y corresponden a concreciones carbonatadas producto de la precipitación de carbonatos disueltos previamente durante los procesos de karstificación. No siempre están presentes pero cuando aparecen lo hacen como costras de grosor variable, en los que alternan láminas con textura esparítica y láminas con textura micrítica. Al microscopio se observa que están constituidas por cristales columnares de calcita. En algunas ocasiones llegan a constituir el único relleno de la cavidad.

7.1.2.4.- *Brechas de colapso*

Relacionadas con las cavidades kársticas también aparecen las "*brechas de colapso*" relleno de cavidades, en especial en la parte inferior de las mismas. Normalmente forman un cuerpo sedimentario de morfología lenticular con muro claramente erosivo. Tanto el tamaño como la naturaleza de los cantos que constituyen las brechas es muy variable. Con frecuencia dominan los cantos procedentes de las paredes de las cavidades. La matriz, en la cual se encuentran inmersos los clastos, también es muy variable, y a veces es escasa o inexistente.

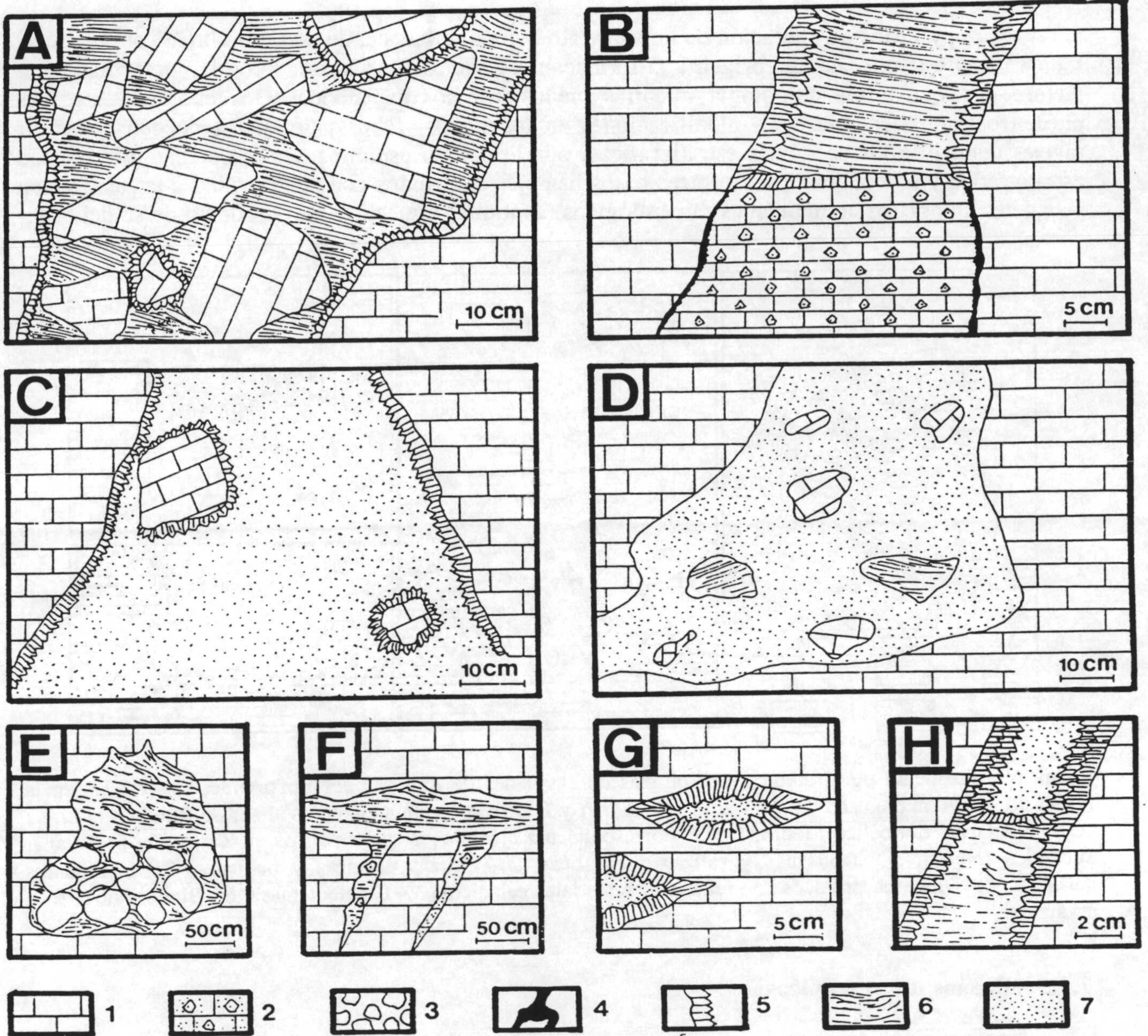


Figura 68.- Diferentes esquemas en los que se muestran las diferentes geometrías y rellenos de las distintas cavidades observadas. A) Brecha de colapso con espeleotemas que tapizan las paredes de la cavidad y algunos clastos. B) Dique neptúnico con dos tipos de relleno (caliza de crinoides y sedimento laminado, con espeleotema entre ambos). C) Dique neptúnico relleno de sedimento pelágico con algunos clastos de roca encajante. D) Dique neptúnico, sin espeleotema tapizando las paredes de la cavidad, relleno de sedimento que presenta cantos de diversa naturaleza. E) Cavidad kárstica rellena por una brecha de colapso y sedimento laminado. F) Diques neptúnicos tipo Q y S (según la clasificación de Wendt, 1971). G) Cavidades tapizadas por espeleotemas y rellenas por sedimento interno. H) Dique neptúnico con espeleotema y dos tipos de sedimento interno, el primero un limo laminado y el segundo una caliza pelágica. 1.- Roca encajante (caliza de la Fm. Gavilán); 2.- Caliza de crinoides; 3.- Brechas de colapso; 4.- Diques neptúnicos; 5.- Espeleotemas; 6.- Sedimento interno laminado; 7.- Sedimento interno pelágico.

7.1.2.5.- Paleosuelos

Los procesos de alteración de un substrato bajo la influencia de factores climáticos, bióticos, topográficos y temporales da origen a la formación de suelos. La intensidad con la que actúan estos factores es la que define la tipología, mientras que los procesos diagenéticos y los fenómenos erosivos pueden ocasionarles diferentes modificaciones en los suelos. Estos paleosuelos pueden constituir niveles dentro de las secciones estratigráficas, por lo que su estudio permite obtener información estratigráfica y paleoclimática. En otros casos han sido destruidos con anterioridad a la fosilización y se detectan por los componentes mineralógicos (caolinita, esmectita, etc) producto de su depósito.

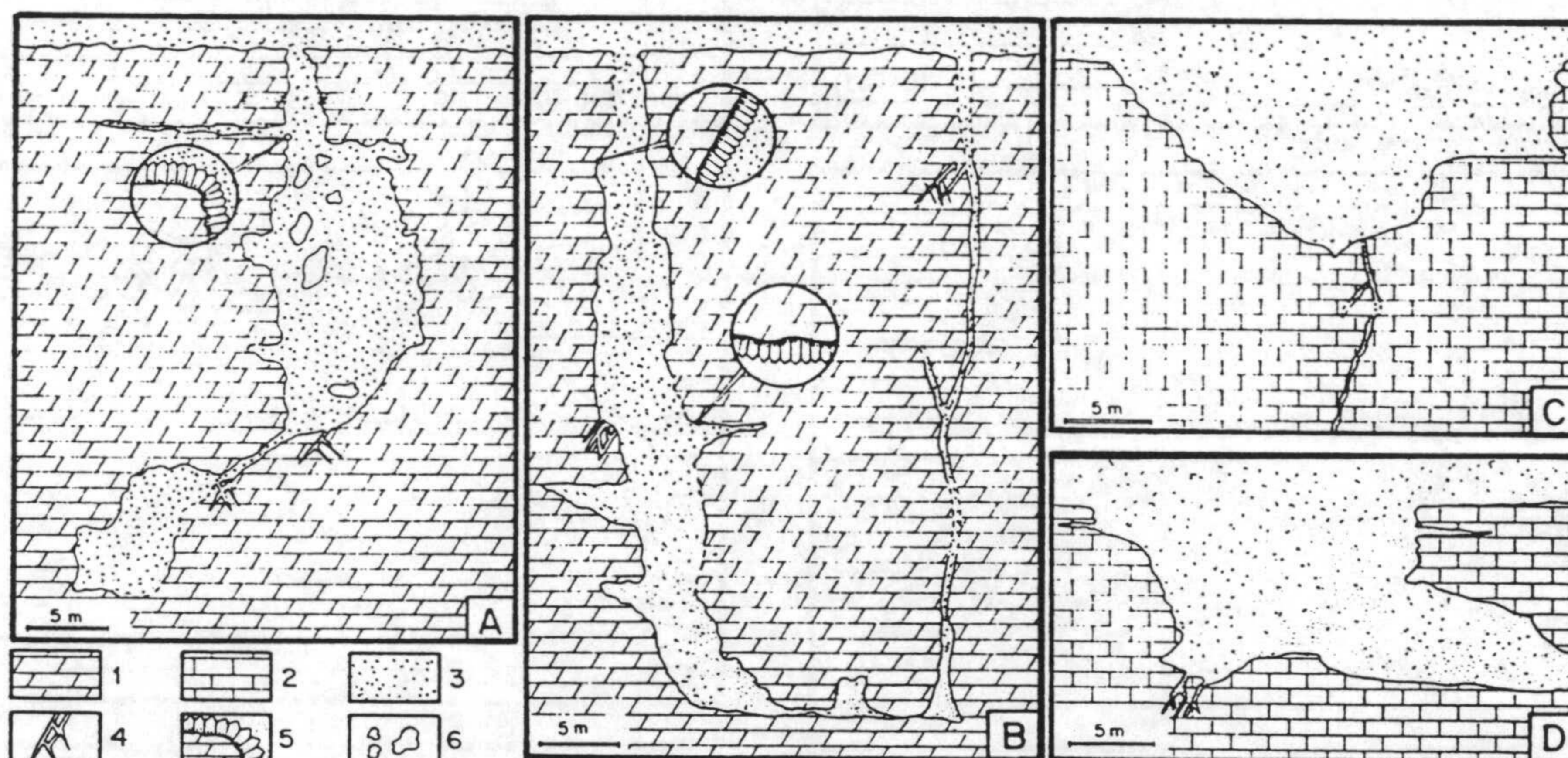


Figura 69.- Esquema de diferentes morfologías de cavidades de dimensiones importantes observadas en la Formación Gavilán (tomada de Vera *et al.*, 1988). A y B corresponden a ejemplos al sur de Rute, en la Loma de las Ventanas, Subbético Medio; C y D corresponden a ejemplos de paleodolinas en Zarzadilla de Totana, Subbético Interno. 1.- Dolomías y calizas dolomíticas, 2.- Calizas neríticas y mareales, 3.- Sedimentos pelágicos, 4.- Diques neptúnicos con relleno de materiales pelágicos, 5.- Espeleotemas y 6.- Bloques de la roca encajante.

7.1.3.- Rasgos microscópicos

El estudio mineralógico mediante difracción de rayos X de los espeleotemas pone de manifiesto que están compuestos únicamente por calcita. Al microscopio los espeleotemas aparecen como costras formadas por cristales columnares de calcita a modo de fibras que en general aparecen paralelas entre sí, aunque en algunas ocasiones muestran una textura radiada y convergente. Con nicoles cruzados presentan una extinción ligeramente ondulada. En general, suelen existir muy pocas inclusiones y al observarlos en lámina delgada los cristales son transparentes aunque en muestras de mano aparecen blancos o translúcidos. Su observación al microscopio permite detectar la existencia de varias fases de crecimiento de cementos que fundamentalmente responden a etapas fibroso-radiaciales. Las capas de crecimiento diferenciadas son similares a las descritas por Folk y Assereto (1976) y Kendall y Broughton (1978). La zonación ideal de fábricas (figura 71) de cementos que constituyen los espeleotemas sería:

- una capa de 0,5 a 1 mm de espesor formada por pequeños cristales fibrosos calcínicos apoyada directamente sobre la roca encajante (similar al "coconut-meat" descrito por Folk y Assereto 1976).

- una capa de calcita formando una empalizada de cristales transparentes radiales de espesor 0,1 y 0,8 mm.
- un segundo tipo de calcita en empalizada compuesta por cristales columnares de espesor variable con las terminaciones de los cristales piramidales.
- una capa de calcita laminada.

Ocupando los poros existentes en las rocas encajantes se distinguen cementos calcícticos de tipo esparítico. En algunas ocasiones se encuentran en las cavidades tipo "*stromatactis*" y en otras aparecen formando un relleno geopetal, disponiéndose sobre un sedimento con lo cual pueden ser utilizados como criterio de polaridad.

Por otra parte, resulta de gran interés el estudio de las rocas encajantes al microscopio ya que permite reconocer las características diagenéticas de las mismas. Los fenómenos de disolución sinsedimentarios o diagenéticos quedan puestos de manifiesto por la morfología irregular del techo de algunos niveles, donde incluso existen ammonites con la parte inferior bien conservada y la superior corroída o disuelta. Otro fenómeno son la presencia de estilolitos y de "*stromatactis*" así como otras cavidades de disolución a veces con brechas de colapso y relleno de cemento vadoso. En otras ocasiones aparecen grandes cavidades con paredes tapizadas por espeleotemas fósiles y que están rellenas por sedimento. Estos dos últimos rasgos son indicativos de momentos de exposición subaérea.

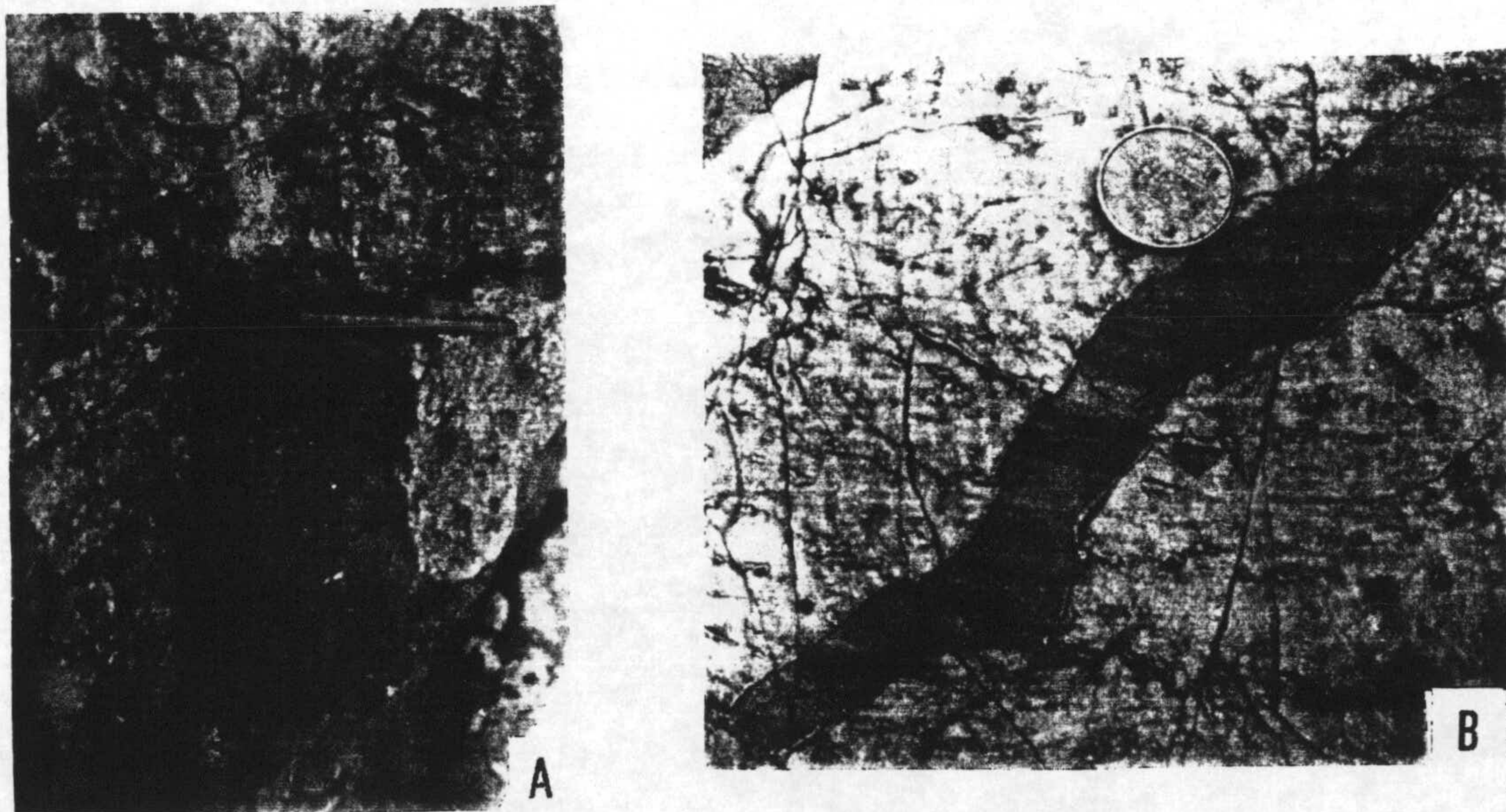


Figura 70.- Fotografías de campo en las que se observan las morfologías de las cavidades así como el relleno de las mismas (tomada de Vera *et al.*, 1988). A) Morfología de kamenitza observada en Sierra Elvira (Subbético Medio), la roca encajante es una calizas de crinoides de edad Carixiense y el relleno es una biomicrita con abundantes ammonites del Domeriense inferior. B) Cavity con espeleotema tapizando las paredes con relleno de sedimento observada en la localidad de Sierra Gorda (Subbético Interno).

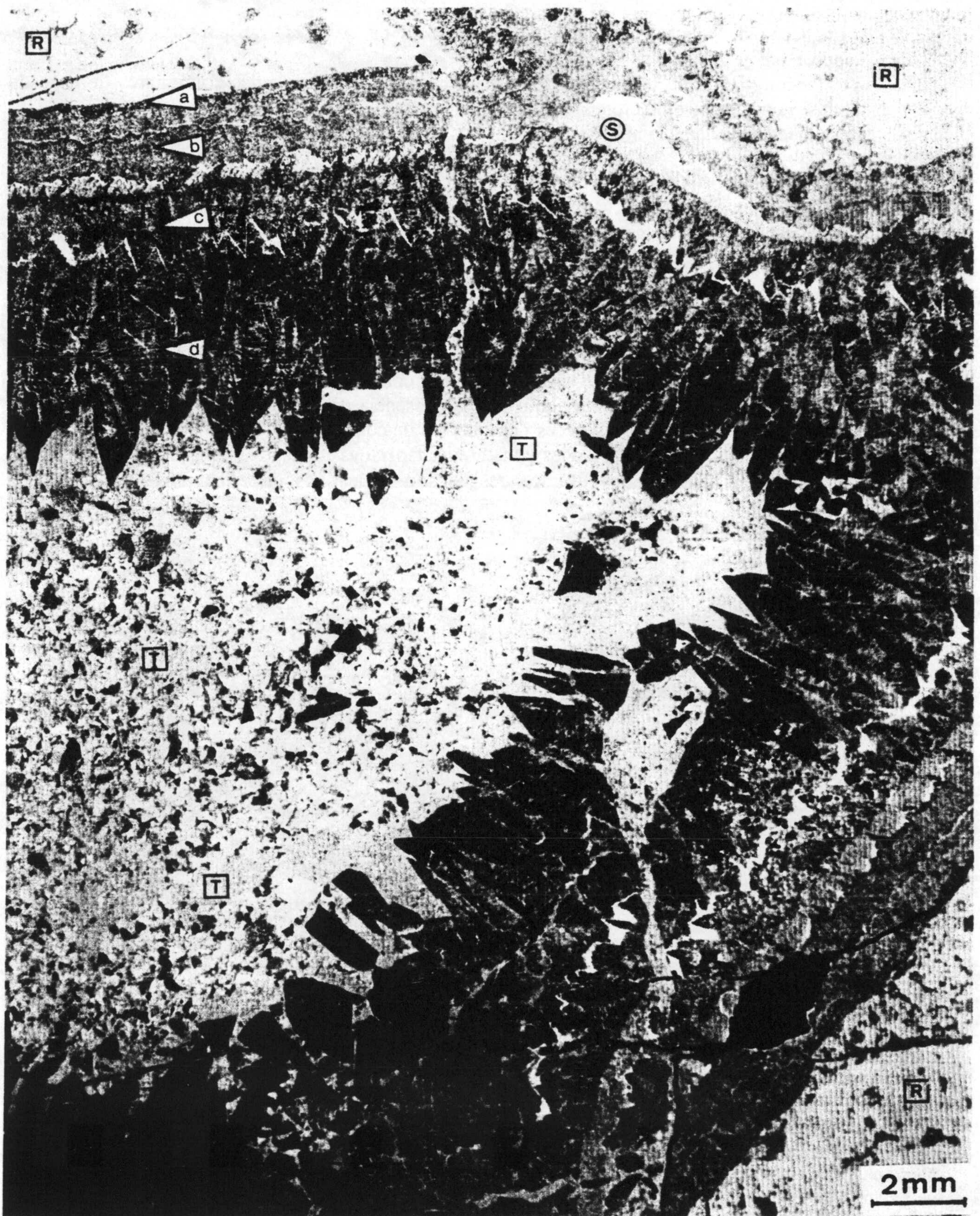


Figura 71.- Fotografía de la microfacies de una cavidad en la que se observa la roca encajante (R), el espeleotema (S) que tapiza la pared de la cavidad y que está constituido por varias fases de crecimiento de cementos (a, b, c y d) entre los que se observa algún sedimento intercalado y finalmente un sedimento interno (T) que completa el relleno de la cavidad.

7.2.- AREAS ESTUDIADAS

Geológicamente, las regiones estudiadas se enclavan fundamentalmente en las Zonas Externas y una de ellas, concretamente la Unidad de la Almola, atribuible a las Zonas Internas de la Cordillera Bética (Martín-Algarra, 1987). Las unidades estudiadas pertenecen a los dominios del Subbético externo e interno de las Zonas Externas los cuales constituyeron, durante el Jurásico medio y superior, umbrales sedimentarios. Previamente a la selección de los lugares idóneos para la obtención de las muestras a estudiar se realizaron diferentes campañas de campo con el equipo del Dr. J.A. Vera y en todos los casos se realizó un estudio exhaustivo de geología de campo y de la estratigrafía de detalle con el fin de deducir la posición estratigráfica de los materiales y su relación con las superficies de discontinuidad. Las áreas seleccionadas para la toma de las diferentes muestras corresponden a las provincias de Granada, Córdoba, Jaén, Sevilla, Málaga y Murcia (figura 72).

Estas áreas seleccionadas pertenecen a las Zonas Externas de la Cordillera Bética, excepto la Unidad de la Almola, con características estratigráficas un tanto particulares que hace que no sea adscrita ni a las Zonas Internas ni a las Externas sino correspondiente al sector paleogeográfico comprendido entre ellas.

En la tabla 15 se especifica la localidad y el número de muestras estudiadas, asimismo se detallan en todos los casos las muestras de roca encajante, de espeleotemas que tapizan las paredes de las cavidades y los sedimentos que rellenan dichas cavidades. En esta misma tabla también se indican el número de láminas delgadas estudiadas mediante microsonda y catodoluminiscencia. El total de análisis isotópicos realizados ha sido de 248. Todos los resultados isotópicos se incluyen al final de este apartado en la tablas 16, 17, 18, 19, 20, 21 y 22.

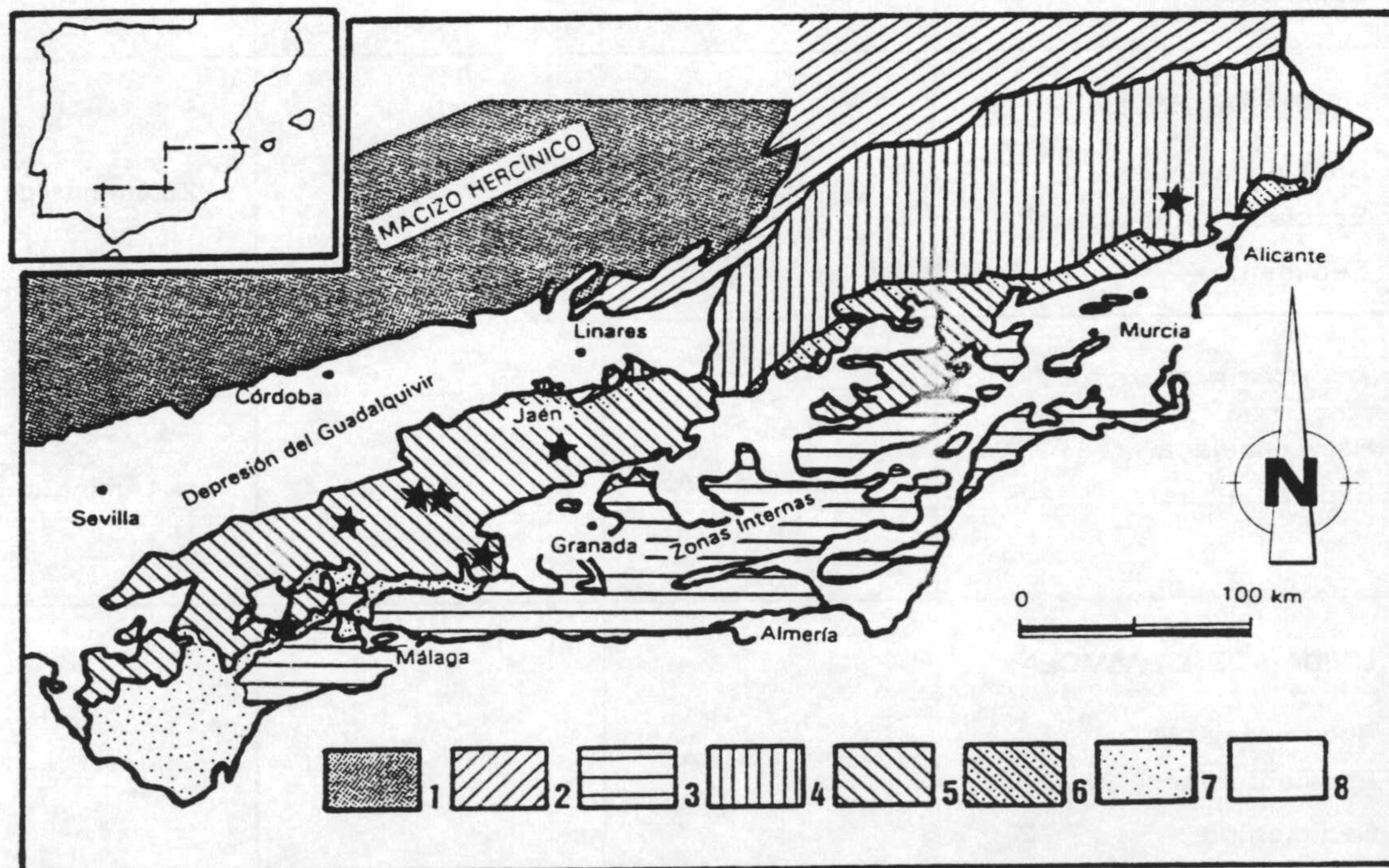


Figura 72.- Unidades geológicas del sur de España. 1.- Macizo Hercínico de la Meseta; 2.- Cobertera tabular de la Meseta (Trías) y cobertera Mesozoica de la Cordillera Bética; 3.- Zonas Internas de la Cordillera Bética; 4, 5 y 6.- Zonas Externas de la Cordillera Bética; 4.- Zona Prebética; 5.- Zona Subbética; 6.- Dominio Intermedio; 7.- Complejo del Campo de Gibraltar. 8.- Materiales Neógenos. En este mapa se indican mediante asteriscos las áreas estudiadas.

LOCALIDAD	Nº Muestras	Isótopos Estables	Microsonda	Catodoluminiscencia
CUILLAS				
Roca encajante	12	40 MUESTRAS		4 Láminas delgadas
Espeleotemas	21			
Sedimentos	7			
SIERRA DE ESTEPA				
Roca encajante	3	8 MUESTRAS		
Espeleotemas	3			
Sedimentos	2			
SIERRA GORDA				
Roca encajante	85	151 MUESTRAS	5 Láminas delgadas	20 Láminas delgadas
Espeleotemas	29			
Sedimentos	37			
SIERRA DE RECLOT				
Roca encajante	5	23 MUESTRAS		2 Láminas delgadas
Espeleotemas	15			
Sedimentos	3			
NORTE DE ZAMORA				
Roca encajante	4	11 MUESTRAS		1 Lámina delgada
Espeleotemas	7			
UNIDAD DE LA ALMOLA				
Roca encajante	8	16 MUESTRAS		
Espeleotemas	6			
Sedimentos	2			

Tabla 15.- Número y distribución de las muestras estudiadas relacionadas con el paleokarst Mesozoico de las Cordilleras Béticas. Se detalla la localidad, el número de análisis isotópicos realizados, y el número de láminas utilizadas para llevar a cabo los análisis mediante microsonda y catodoluminiscencia.

7.2.1.- Cuillas

Las muestras estudiadas, pertenecen a un ejemplo de paleokarst localizado dentro de la Formación Ammonítico Rosso superior (Molina, 1987) del Subbético externo, al sur de la provincia de Córdoba, junto al cortijo Cuillas (hoja nº 989 Lucena del Mapa Topográfico Nacional 1:50.000). En la figura 73, tomada de García-Hernández *et al.* (1988c) se detalla la situación geográfica y geológica del afloramiento (figura 73A), así como el corte geológico (figura 73B) y la sección de Cuillas (figura 73C). Las muestras estudiadas responden a las siglas -CU- y se indican en la figura 73D que corresponde a un esquema de la cantera situada junto al cortijo Cuillas.

La Formación Ammonítico Rosso superior en esta sección estratigráfica tiene una edad Calloviense-Berriasiense (Molina, 1987) y se sitúa sobre las calizas oolíticas de la Formación Camarena. La superficie de paleokarst existente dentro de la Formación Ammonítico Rosso se caracteriza por un rasgo morfológico destacable, que es la presencia de kamenitzas de hasta 30 cm de altura. Algunas de ellas están desgajadas de la discontinuidad y englobadas, en posición horizontal en el sedimento suprayacente. Bajo la superficie de discontinuidad, desarrollados dentro de las calizas bioclásticas, se observan espeleotemas paralelos a la estratificación y diques neptúnicos con rellenos secuenciales que intersectan y desplazan a los espeleotemas. En el caso más completo de relleno de diques, este comienza por un sedimento grisáceo laminado, sobre él hay brechas de colapso y completa el relleno del dique un sedimento pelágico rosado. Sobre la superficie de discontinuidad son abundantes las laminaciones algales estromatolíticas, las superficies de omisión y las cúpulas estromatolíticas desarrolladas normalmente sobre ammonites. También se han observado grietas de desecación en algunos bloques sueltos extraídos de la cantera, que indican posibles emersiones temporales.

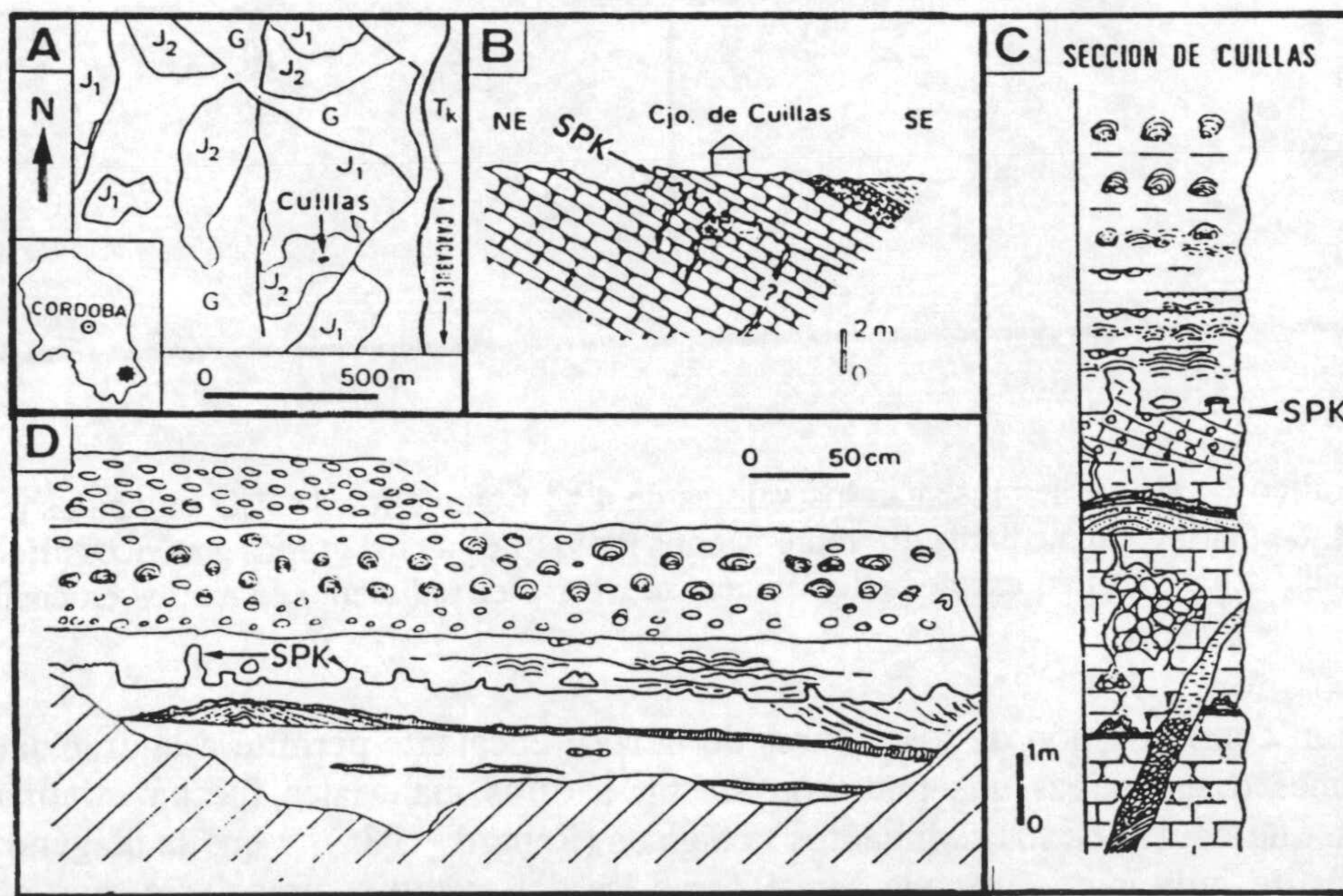


Figura 73.- A) Situación geográfica y geológica de los afloramientos estudiados en Cuillas, donde J₁ es la Formación Camarena, J₂ es la Formación Ammonítico Rosso, G es la Formación Carretero y T_k es el Trías de facies Keuper. B) Sección de Cuillas (SPK, superficie de paleokarst). C) Esquema de la cantera cercana al cortijo Cuillas (tomada de García-Hernández *et al.*, 1988).

7.2.1.1.- Análisis isotópicos

El número de análisis isotópicos realizados sobre las muestras seleccionadas en este área ha sido de 40, de ellos 21 corresponden a espeleotemas, 21 a roca encajante, y 7 al sedimento que rellena las cavidades. Los valores medios obtenidos para cada grupo genético diferenciado son: para los espeleotemas el $\delta^{13}\text{C}$ es de 1,98‰ y de -0,04‰ para el $\delta^{18}\text{O}$; para la roca encajante el $\delta^{13}\text{C}$ es de 2,87‰ y para el $\delta^{18}\text{O}$ de 0,41 ‰; para el sedimento los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son de 2,26 ‰ y -0,14‰ respectivamente. En la figura 74 se presenta un gráfico de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a $\delta^{18}\text{O}$ donde pueden diferenciarse los valores de los espeleotemas, la roca encajante y el sedimento. Estos datos obtenidos ponen de manifiesto la concentración de los valores de la roca encajante entorno al intervalo de $\delta^{13}\text{C}$ de 2,5 a 3‰, y $\delta^{18}\text{O}$ de 0 a 1‰ y los de los espeleotemas entorno a $\delta^{13}\text{C}$ 1,5 a 2,5‰, $\delta^{18}\text{O}$ de -1 a 1‰. Los valores obtenidos para los sedimentos son semejantes a los de los espeleotemas pero con la diferencia de que los datos varían entre 0 y -1‰. En la tabla 16 se detallan los resultados isotópicos obtenidos para el conjunto de muestras estudiadas en esta localidad.

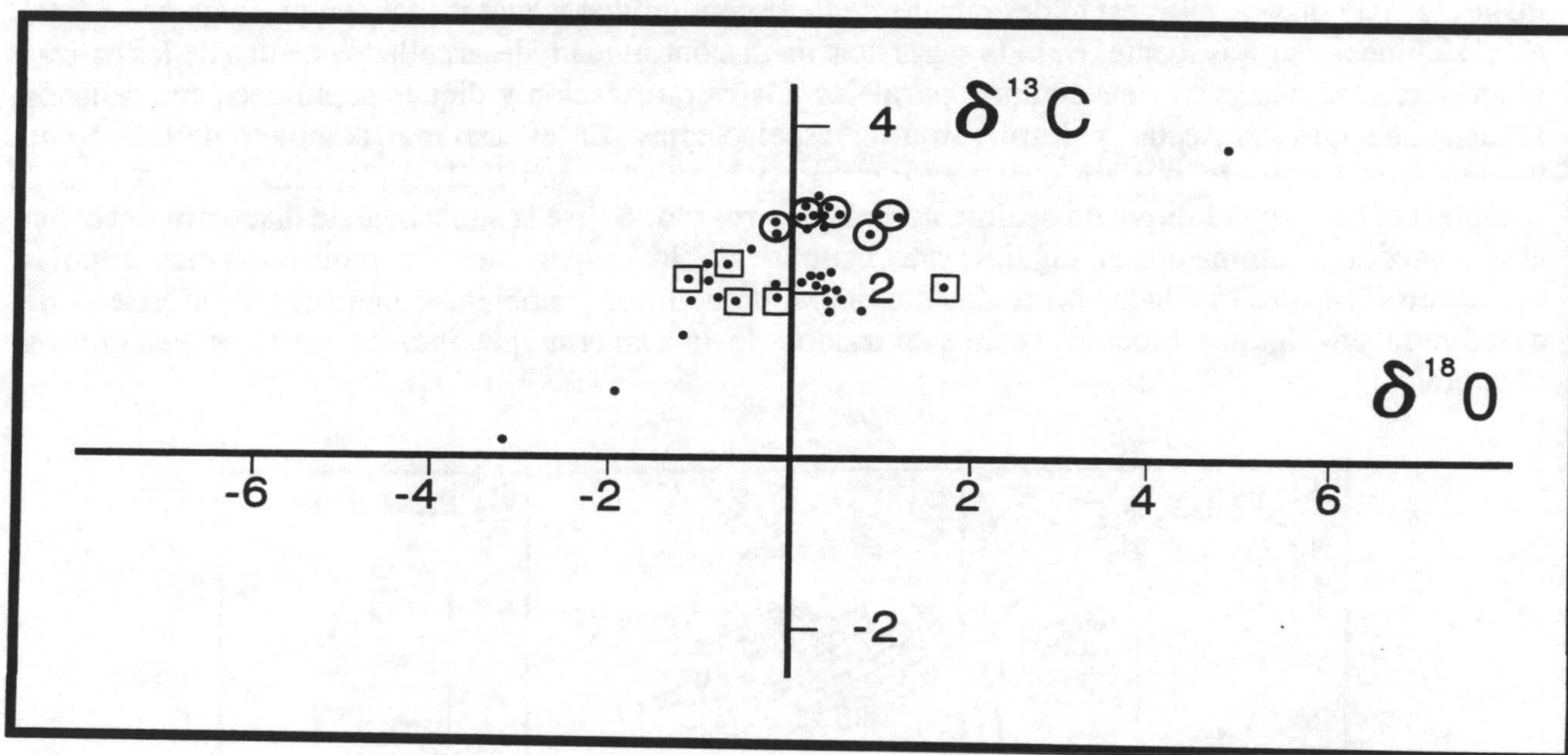


Figura 74.- Gráfico en el que se presentan los valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para el conjunto de las muestras. Se distinguen mediante diferentes signos los valores de los grupos genéticos diferenciados (roca encajante: envueltos en círculos, espeleotemas puntos negros, y el sedimento envueltos en cuadrados).

La gran concentración de los valores de la roca encajante permite asegurar que las posibles transformaciones diagenéticas que pudieron afectar a estos materiales fueron mínimas de manera semejante a lo que ocurre en los sedimentos pelágicos (Renard, 1985), y que la diagénesis tuvo lugar en condiciones de quimismo del agua semejante a las del medio sedimentario, con algún episodio eventual de aguas freáticas que pudieron causar pequeñas modificaciones.

Los resultados isotópicos de las muestras de espeleotemas, como ya se indica anteriormente, presentan también una gran concentración aunque se constatan tres muestras cuyos valores son ligeramente diferentes. El hecho de que estos valores sean bastante semejantes a los obtenidos para la roca encajante, hace que se piense que genéticamente estos espeleotemas precipitaron a partir de las paredes de las cavidades. Por otro lado, estos resultados, muy diferentes a los obtenidos para las

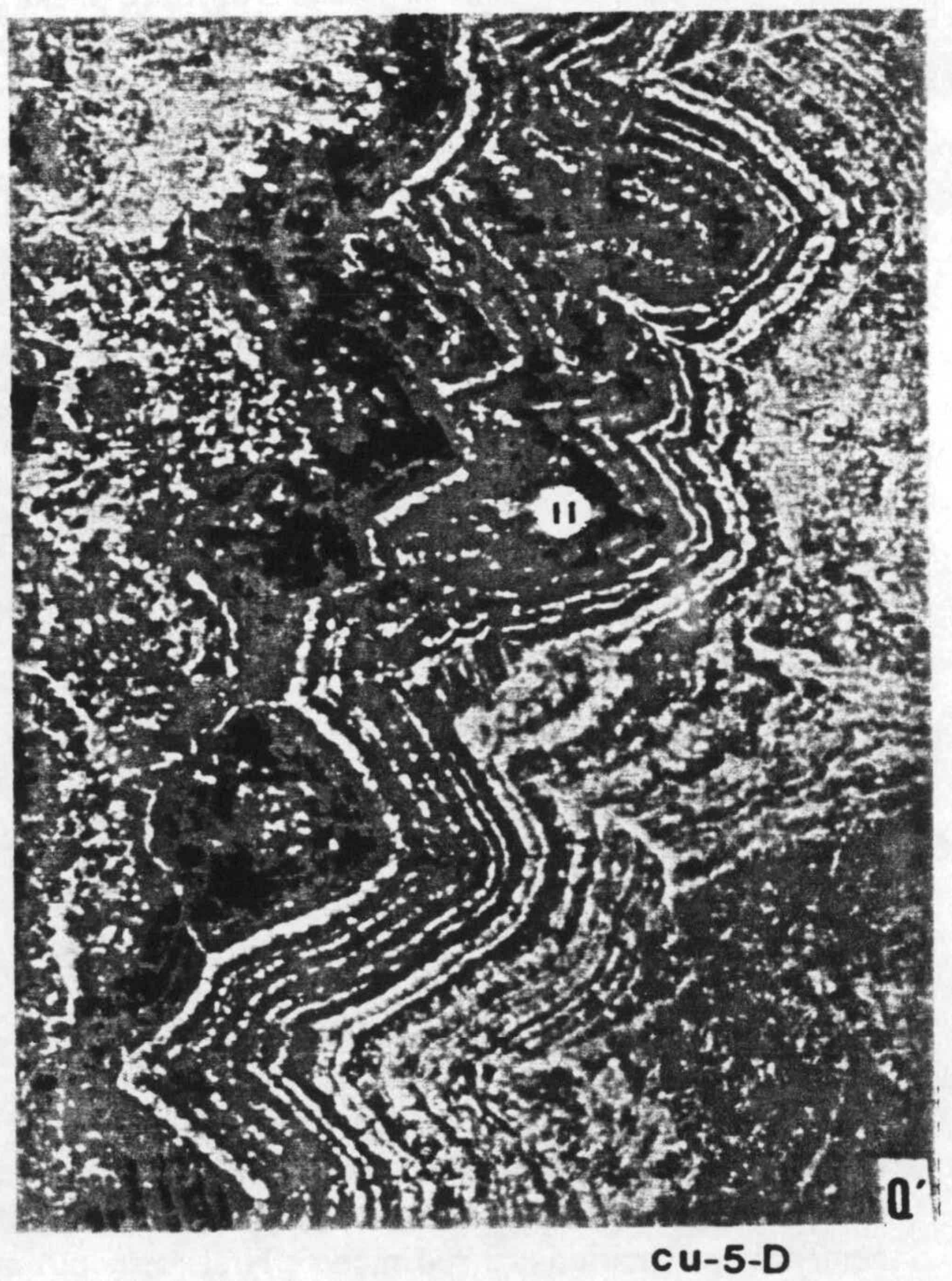
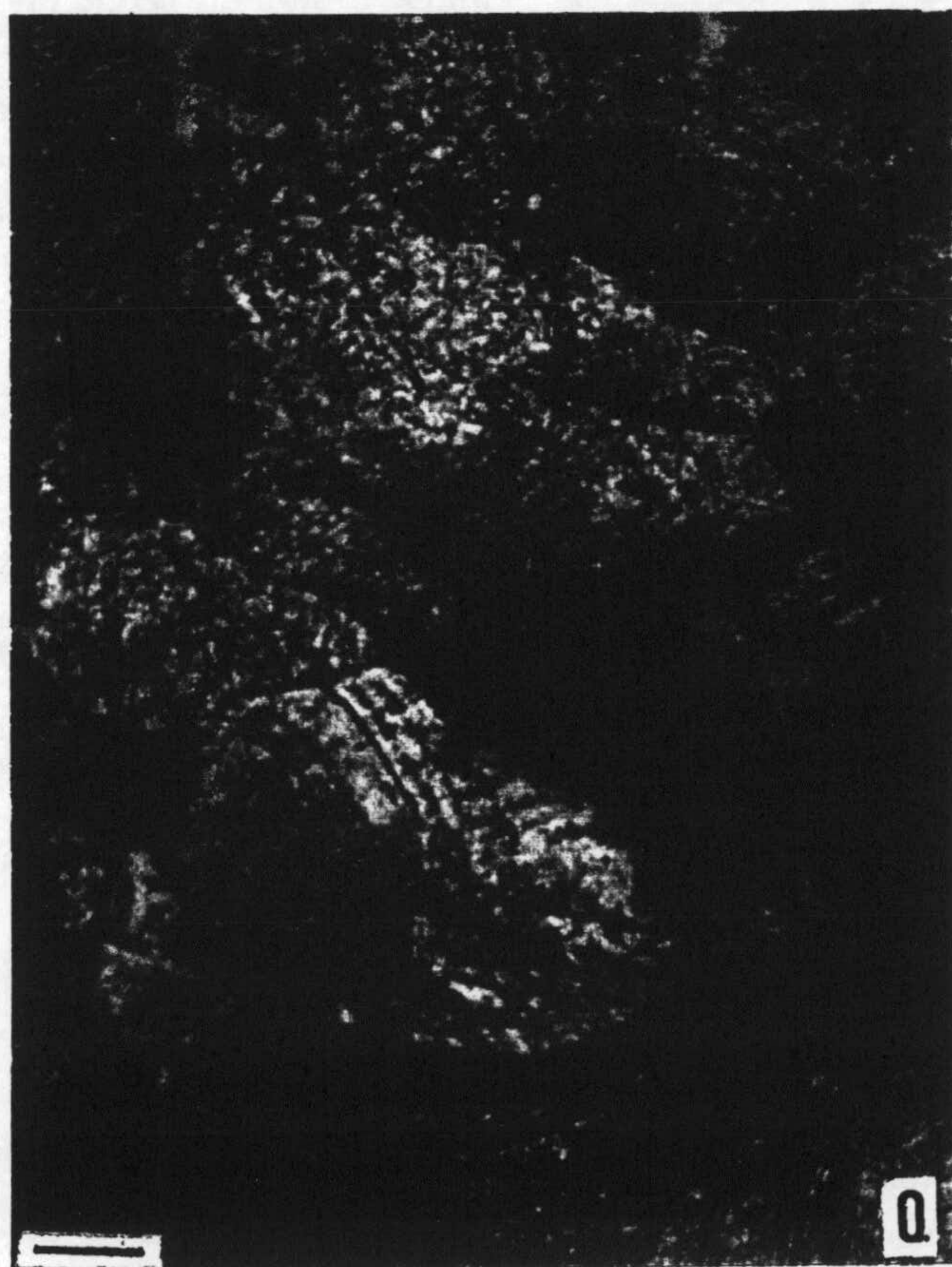
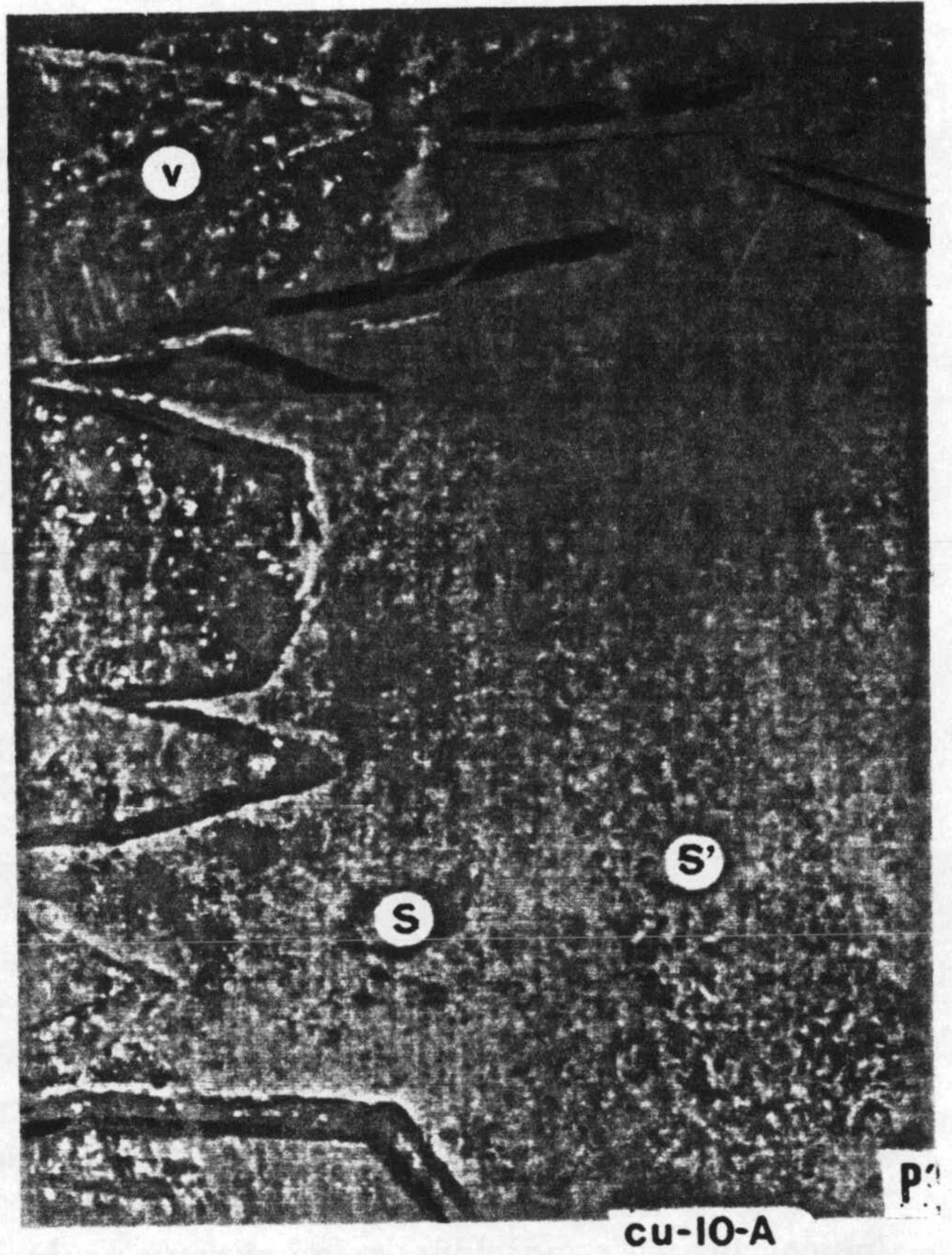
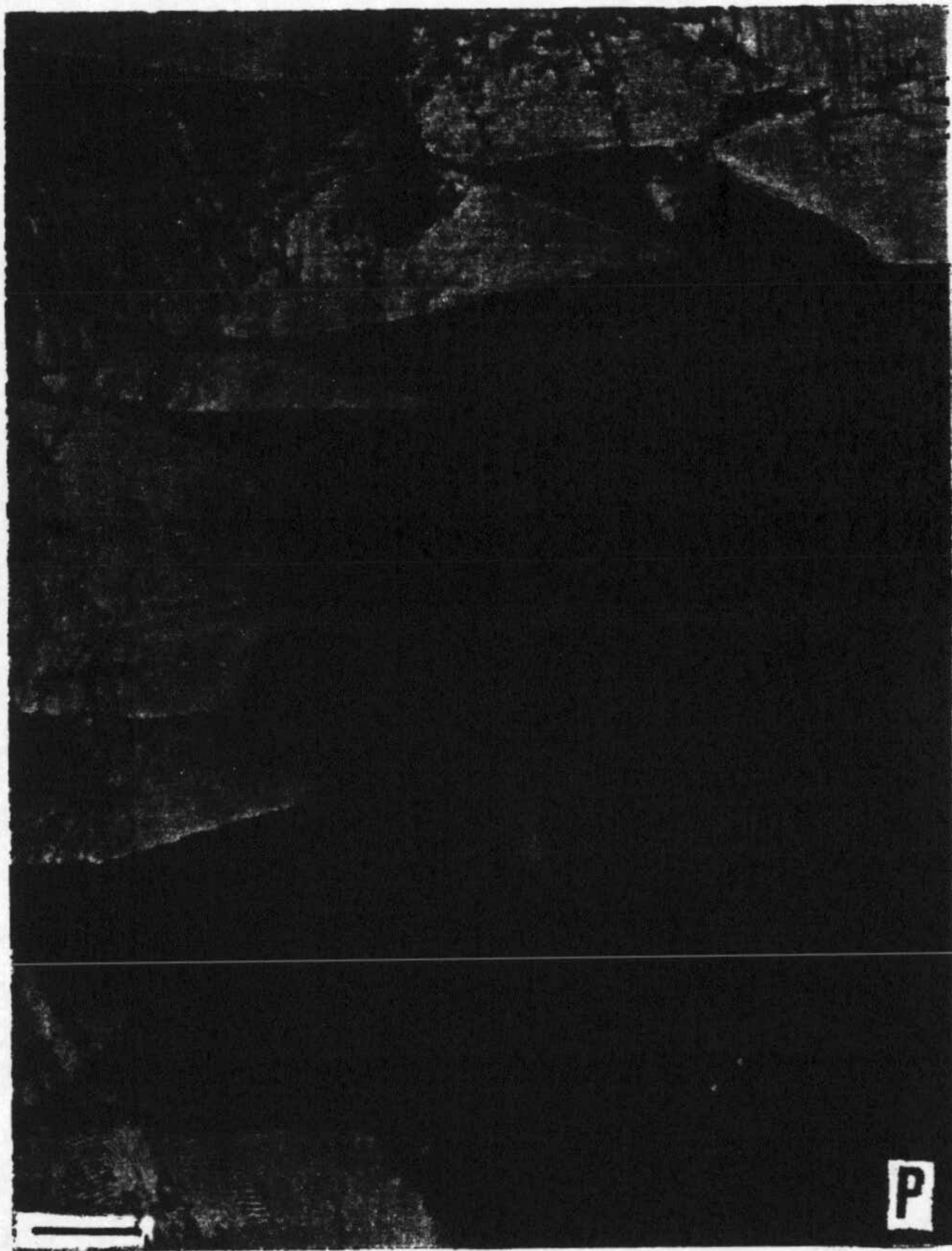


Figura 75.- Fotografías obtenidas mediante el estudio de catodoluminiscencia en las muestras CU-10-A y CU-5-D. P y Q son fotografías realizadas con microscopía normal y P' y Q' mediante catodoluminiscencia.

falsas ágatas, espeleotemas cuaternarios, travertinos, pone de manifiesto que su precipitación tuvo lugar en condiciones freáticas de aguas marinas.

Los valores de los sedimentos, similares a los de los espeleotemas, son típicos de una sedimentación en medios marinos de aguas de salinidad normal (Milliman, 1974; Hudson, 1977; Anderson y Arthur, 1983).

7.2.1.2.- Catodoluminiscencia

Los estudios sobre catodoluminiscencia llevados a cabo en este área fueron realizados por García-Hernández *et al.* (1988c), y para ello realizaron diferentes análisis sobre cuatro muestras de espeleotemas seleccionadas. Estas muestras seleccionadas responden a las siglas CU-4-A, CU-5-A, CU-5-D, CU-10-A, y pueden observarse en la figura 75 algunas de las fotografías realizadas mediante microscopia normal y catodoluminiscencia. Con este trabajo y a partir de todos los resultados obtenidos estos autores establecen una secuencia ideal en la que se suceden fases de cristalización en distintas condiciones, y de erosión de las mismas. Esta secuencia ideal (figura 76) representativa de la distribución de los materiales que forman los espeleotemas que tapizan las cavidades existentes en este área seleccionada consta de una primera generación de cementos fibrosos-radiales no luminiscentes cuya formación es atribuida a condiciones freáticas submarinas con circulación activa (condiciones oxidantes) en un medio somero energético; a esta generación le sigue un episodio de corrosión que correspondería a un medio más profundo con menos circulación. Posteriormente, una nueva generación de cementos de grandes cristales prismáticos luminiscentes brillantes o zonados que indicarían unas condiciones relativamente profundas y con circulación restringida (ambiente reductor). A esta etapa le sigue otra de disolución y otra generación de cementos prismáticos o fibroso-radiales no luminiscentes. De nuevo y tras una profundización rápida se volvería a unas condiciones reductoras con la presencia de un cemento prismático luminiscente brillante que acabaría con otra etapa de disolución. El relleno del dique se produce por un sedimento luminiscente que no siempre está presente.

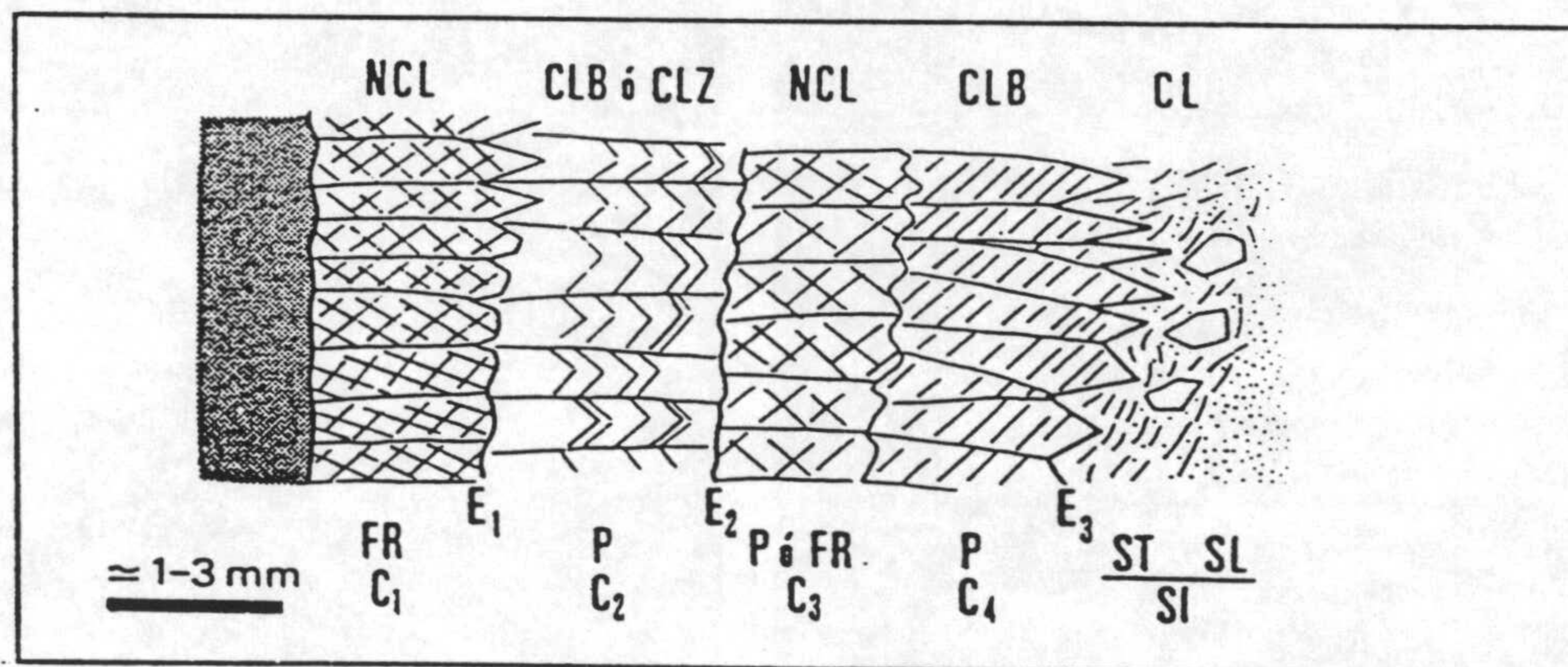
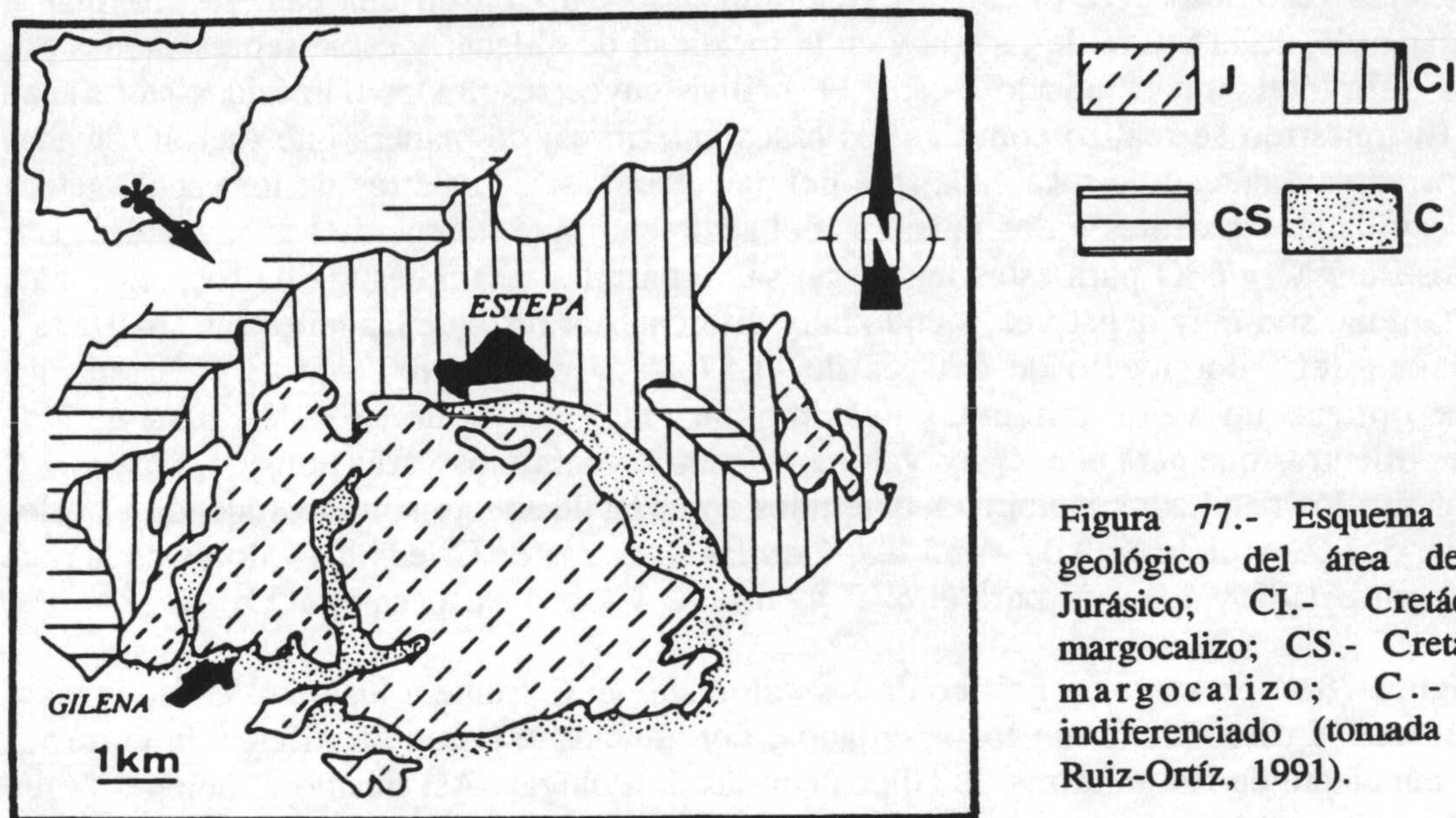


Figura 76.- Secuencia ideal obtenida a partir de los datos de catodoluminiscencia de los cementos que constituyen los espeleotemas en Cuillas (García-Hernández *et al.*, 1988c). C₁, C₂, C₃ y C₄ representan las diferentes generaciones de cementos; E₁, E₂ y E₃ las etapas de erosión; FR cementos fibroso radiales; P cementos prismáticos; S sedimento; NCL cemento no luminiscente; CLB cemento con luminiscencia brillante; CLZ cemento con luminiscencia zonada y CL cemento luminiscente.

7.2.2.- Sierras de Estepa

Los relieves que constituyen estas sierras pertenecen al dominio del Subbético Externo, y concretamente son el Becerrero, Pleites, Aguila, Guichón, Hacho de Lora y Mingo (figura 77). Las Sierras de Estepa constituyen el afloramiento más occidental del Subbético Externo, y se encuentran rodeadas por los materiales triásicos del denominado clásicamente manto de Antequera-Osuna, y parcialmente cubiertas por materiales neógenos post-orogénicos. Geográficamente, estas sierras se sitúan entre las poblaciones de Estepa, Gilena y Lora de Estepa.



Los estudios estratigráficos realizados en la zona (Castro, 1990) han hecho posible diferenciar dos secciones estratigráficas, la primera de ellas engloba los relieves del Hacho de Lora-Mingo-Guichón, y la segunda el relieve de Becerrero. La primera serie estratigráfica se caracteriza por presentar una intensa karstificación reciente que hace que la estratificación no siempre sea patente.

La Formación Gavilán, con una potencia máxima de 600 m, está representada por un conjunto dolomítico basal y otro calizo superior, y el techo de esta formación lo constituye un *hardground*. La edad de la Formación Gavilán en esta área, a partir del estudio de la fauna existente y en base a las correlaciones con el resto de la Zona Subbética se puede considerar como Hettangiense-Carixiense. Sobre esta formación se sitúa la Formación Zegrí constituida por materiales fundamentalmente margosos, cuyo espesor varía entre 25 y 60 m. Las dataciones mediante fósiles ponen de manifiesto que la edad está comprendida entre el Domeriense superior y el Toarciense superior.

Sobre la Formación Zegrí aparece la Formación Camarena la cual cambia lateralmente a la Formación Veleta en el relieve de Pleites. La Formación Veleta, con un espesor de 25 m, está representada por unas calizas tableadas con abundante silex en forma de nódulos, y su edad se atribuye, por correlación con otras secciones del Subbético Externo de la provincia de Córdoba (Molina, 1987), al Dogger. La Formación Camarena, de edad Dogger, con un espesor que varía entre 55-100 m, está representada por calizas oolíticas, calizas con crinoides u otros bioclastos.

La segunda sección estratigráfica corresponde a la Sierra de Becerrero, en la cual no se reconocen de manera clara sedimentos atribuibles al Lías, comenzando la sección con materiales de la Formación Camarena de edad Dogger. La potencia de esta formación es variable con un espesor máximo de 670 m, estando la base constituida por dolomías de carácter brechoide que gradual e irregularmente cambian a calizas oolíticas. A continuación afloran unas calizas micríticas con textura

fenestral y finalmente unas calizas oolíticas-oncolíticas con corales. Sobre esta formación aparece la Formación Ammonítico Rosso con un espesor que oscila entre 17 y 54 m. Se trata de calizas rojas incipientemente nodulosas que contienen abundantes restos de ammonites conservados en estado de molde. Los datos paleontológicos atribuyen a esta formación una edad Malm.

7.2.2.1.- Análisis isotópicos

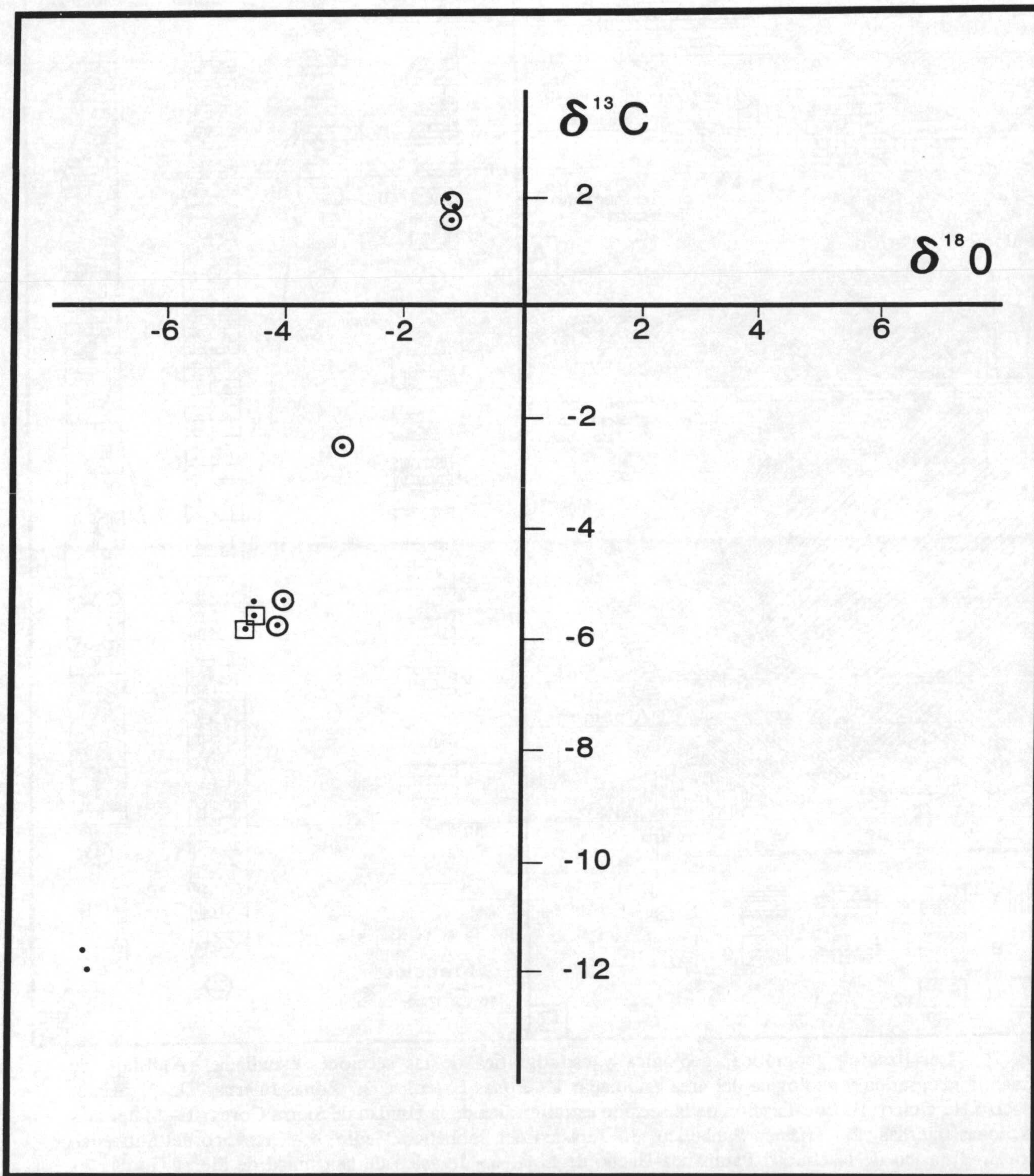
Las muestras recogidas para el estudio geoquímico se tomaron en una cantera próxima al pueblo de Polugar al W de la Sierra de Estepa y en la localidad de Gilena, y están representadas por las iniciales -ES-. En total se han llevado a cabo 11 análisis cuyos resultados numéricos se reflejan en la tabla 17. El muestreo se realizó como en los casos anteriores, de manera que fueron tomadas tres muestras correspondientes a la roca encajante del paleokarst, seis muestras de los espeleotemas que tapizan las cavidades existentes y dos muestras del sedimento que rellena dichas cavidades. Los valores obtenidos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para estas muestras, salvo para las tres muestras de roca encajante procedentes de Gilena, son muy negativos, siendo muy diferentes al resto de las muestras analizadas. En la roca encajante el valor medio de $\delta^{13}\text{C}$ es de $-4,57\text{‰}$ y para el $\delta^{18}\text{O}$ de $-3,7\text{‰}$; en los espeleotemas se obtiene un valor mínimo y máximo de $-11,9\text{‰}$ y de $-5,4\text{‰}$ para el $\delta^{13}\text{C}$ respectivamente, mientras que para el $\delta^{18}\text{O}$ los valores máximos y mínimos varían entre $-4,5\text{‰}$ y $-7,3\text{‰}$. En el sedimento los resultados isotópicos obtenidos son prácticamente similares siendo el valor medio de $\delta^{13}\text{C}$ de $-5,7\text{‰}$ y el de $\delta^{18}\text{O}$ de $-4,55\text{‰}$. Para las muestras de Gilena los valores de la roca encajante varían entre $1,82$ y $1,43\text{‰}$ para el $\delta^{13}\text{C}$ y entre -2 y $-1,64\text{‰}$ para el $\delta^{18}\text{O}$.

En la figura 78 se presenta un gráfico de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los de $\delta^{18}\text{O}$, de manera que puede observarse la distribución de los resultados, constatándose una gran diferencia entre los valores de roca encajante de las muestras de Gilena con las de Polugar. Así mismo también difieren de los valores de sedimento y de espeleotemas.

7.2.3.- Sierra Gorda

Desde hace varios años J.A.Vera y colaboradores han venido realizando diversos estudios estratigráficos y sedimentológicos sobre esta unidad y más concretamente sobre los fenómenos paleokársticos que afectaron a éste área durante el Jurásico (García-Hernández *et al.*, 1986-87, 1988a, 1988c; Vera *et al.*, 1984, 1986, 1988). Así se sentaron las bases necesarias para comenzar los estudios de carácter geoquímico sobre estos materiales. Esta es la principal razón de que esta unidad presente un mayor número de análisis isotópicos, de elementos traza y de catodoluminiscencia los cuales en su mayor parte se encuentran ya publicados en distintas revistas (Jiménez de Cisneros *et al.*, 1990, 1991), así como la Tesis de Licenciatura de la autora (Jiménez de Cisneros, 1989).

La unidad geológica de Sierra Gorda (Linares y Vera, 1965; Vera, 1966), perteneciente al dominio del Subbético interno, se localiza en la parte occidental de la provincia de Granada, al sur de la localidad de Loja (figura 79A). La serie jurásica de esta sierra se caracteriza por presentar dos unidades litoestratigráficas bien diferenciadas: una inferior formada por una potente formación carbonatada propia de medios marinos someros (Lías infradomeriense) y otra superior, poco potente, de edad Dogger-Malm, que presenta diversas facies pelágicas (dominando el ammonítico rosso). El Lías superior, sólo se ha reconocido en un punto, concretamente, en "la Cañada de los Cazadores", con $1,5$ m de espesor correspondiente a una caliza pelágica condensada de color pardo. En esta unidad se han estudiado muestras de las series 1, 2, 3 y 4 (figura 79B). En la figura 79C se pueden observar las columnas levantadas en los distintos lugares, asimismo pueden verse las correlaciones efectuadas a partir de las discontinuidades mayores que las afectan.



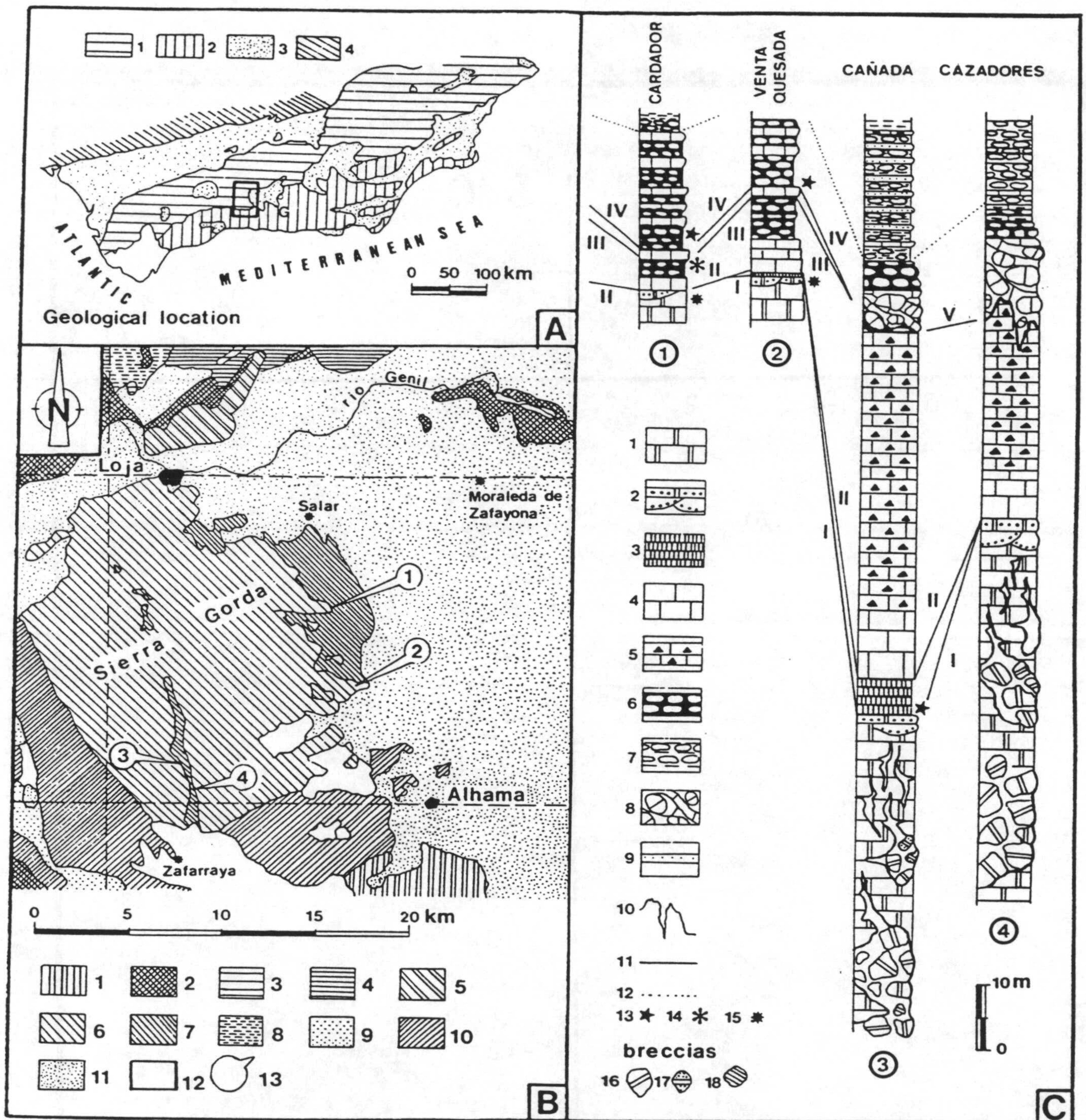


Figura 79.- Localización geográfica, geológica y estratigráfica de las secciones estudiadas. A) Mapa de localización geográfica y geológica del área estudiada: 1.- Zonas Externas, 2.- Zonas Internas, 3.- Neógeno, 4.- Macizo Hercínico. B) Localización de la sección estratigráfica de la Unidad de Sierra Gorda: 1.- Materiales de las Zonas Internas, 2.- Triásico Subbético, 3.- Jurásico del Subbético Medio, 4.- Cretácico del Subbético Medio, 5.- Jurásico de la Unidad Parapanda-Hacho de Loja, 6.- Jurásico de la Unidad de Sierra Gorda, 7.- Cretácico de la Unidad de Sierra Gorda, 8.- Paleógeno, 9.- Unidades del Complejo del Campo de Gibraltar y unidades similares, 10.- Unidad de Zafarraya, 11.- Neógeno, 12.- Materiales cuaternarios, 13.- Sección estratigráfica estudiada. C) Secciones estratigráficas jurásicas y correlación entre las mismas (según García-Hernández *et al.*, 1986-1987b): 1.- Calizas blancas marinas someras (Fm. Gavilán), 2.- Calizas de crinoides (Carixiense), 3.- Calizas pelágicas fosilíferas (Lías superior), 4.- Calizas pelágicas, 5.- Calizas de filamentos con silex (Dogger), 6.- Ammonítico rosso calcáreo, 7.- Ammonítico rosso margoso, 8.- Ruditas intraformacionales, 9.- Turbiditas, 10.- Superficies de paleokarst, 11.- Discontinuidades jurásicas (I:Intracarixiense, II:Base del Dogger, III: Bathoniense superior, IV:Oxfordiense inferior, V:Intrakimmeridgiense), 12.- Límite Tithónico inferior/superior, 13.- *Hardground*, 14.- Superficie de omisión, 15.- Disconformidad, 16.- Clastos de las calizas blancas, 17.- Clastos de las calizas de crinoides, 18.- Clastos de las calizas pelágicas (Lías superior).

La unidad litoestratigráfica superior (Fm. Ammonítico Rosso) de edad Dogger-Malm experimenta considerables variaciones de los sectores septentrionales a los meridionales, consistentes en mayor envergadura de las lagunas estratigráficas y mayor variedad de los rasgos estratigráficos que presentan las discontinuidades en el sur de la sierra (García-Hernández *et al.*, 1986-87). En el sector norte de la sierra esta unidad está representada por una caliza condensada de unos 20 m de espesor la cual se inicia con un par de metros de caliza beig con "filamentos" que por su posición estratigráfica y su microfacies se atribuye al Bajociense. A partir del Bathoniense la serie continúa con calizas nodulosas rojas, predominantemente brechoides, con abundante fauna de ammonites. Intercalan bancos no nodulosos de biomicritas pelágicas condensadas (uno de los más representativos es el banco del Calloviense, delimitado por dos discontinuidades) estos bancos suelen ocupar la parte superior de las secuencias elementales cuyo techo corresponde en muchos casos a superficies de omisión y, a veces, a verdaderos *hardgrounds* (García-Hernández *et al.*, 1986-87). A partir del Tithónico superior y hasta el Berriasiense inferior aparece un conjunto más finamente estratificado de calizas nodulosas rojas y blancas margoso-fluidales, con intercalaciones de margas y margocalizas. El paso a la ritmita de calizas/margas neocomiense es progresivo.

En el sur de la sierra esta unidad presenta un gran desarrollo de diques neptúnicos y de brechas calcáreas en el seno de cavidades dentro de las calizas infradomerenses, a diferencia del sector septentrional donde estos fenómenos sólo se han observado ocasionalmente y a pequeña escala. La serie suprayacente es progresivamente más incompleta hacia el sur. El Jurásico medio está formado por calizas que en la base constituyen bancos gruesos que progresivamente pasan a calizas con nódulos de silex negro, bien estratificadas y a veces con un marcado carácter noduloso-fluidal; hacia el techo son frecuentes los niveles con cantos brechoides de calizas infradomerenses. La edad se deduce por su posición estratigráfica y por la microfacies de "filamentos". Los límites inferior y superior vienen marcados por discontinuidades, por lo que no siempre aparecen estos materiales (García-Hernández *et al.*, 1986-87). El Jurásico superior se inicia con conglomerados intraformacionales que rellenan y sellan diques neptúnicos y superficies excavadas en calizas infrayacentes. Asociados a estos conglomerados irregulares, aparecen lechos discontinuos de biomicritas beiges muy compactas, ricas en *Saccocoma* y ammonites con conchas neomórficas conservadas (García-Hernández *et al.*, 1986-87), que permiten constatar el Kimmeridgiense inferior hasta el Tithónico inferior. El Tithónico-Berriasiense inferior muestra una gran continuidad lateral y es una serie bien estratificada de unos 20 m de espesor. La base se corresponde con un Ammonítico rosso margoso, con turbiditas calcáreas finas con silex.

En esta unidad los estudios geoquímicos han abarcado análisis isotópicos, análisis de elementos traza mediante microsonda, estudios de catodoluminiscencia y análisis mineralógicos.

7.2.3.1.- Análisis isotópicos

En total han sido 151 los análisis isotópicos de los cuales 43 corresponde a roca encajante, 42 a cementos esparíticos que rellenan completamente pequeñas cavidades, 29 a los cementos que tapizan las paredes de las cavidades mayores y 37 a los sedimentos que rellenan las mismas. Las muestras seleccionadas en el sector norte de la Sierra (localidad 1 y 2, figura 79B) llevan las siglas LC y mayoritariamente corresponden a calizas oncolíticas del Lías (Fm. Gavilán) con pequeñas cavidades, de escala centimétrica, excepcionalmente decimétrica, rellenas con un espeleotema y un sedimento. En la parte meridional de la Sierra, concretamente las localidades 3 y 4 (figura 79B), las muestras seleccionadas llevan siglas diversas (SG, ZG, ZF), y en ellas los fenómenos paleokársticos se presentan a escala métrica. Los resultados isotópicos obtenidos al realizar los análisis sobre las muestras seleccionadas se especifican detalladamente en la tabla 18 que se incluye al final de este apartado.

Los análisis isotópicos realizados sobre las muestras de roca encajante han sido muy numerosos y dentro de este grupo se ha realizado una distinción de los elementos texturales que las constituyen. Se han distinguido los aloquímicos (oolitos, oncolitos e intraclastos), los fósiles y bioclastos, y finalmente los niveles micríticos de la roca encajante. En los aloquímicos se han realizado 20 análisis que en su mayoría corresponden a muestras tomadas en el sector norte de la sierra y cuyo elemento textural dominante son los oncolitos. Los valores obtenidos de $\delta^{13}\text{C}$ están comprendidos entre $-0,43\text{‰}$ y $2,72\text{‰}$, con un valor medio de $1,19\text{‰}$. Para el $\delta^{18}\text{O}$ los valores varían entre $-2,1\text{‰}$ y $-0,17\text{‰}$, con un valor medio de $-1,14\text{‰}$ (figura 80).

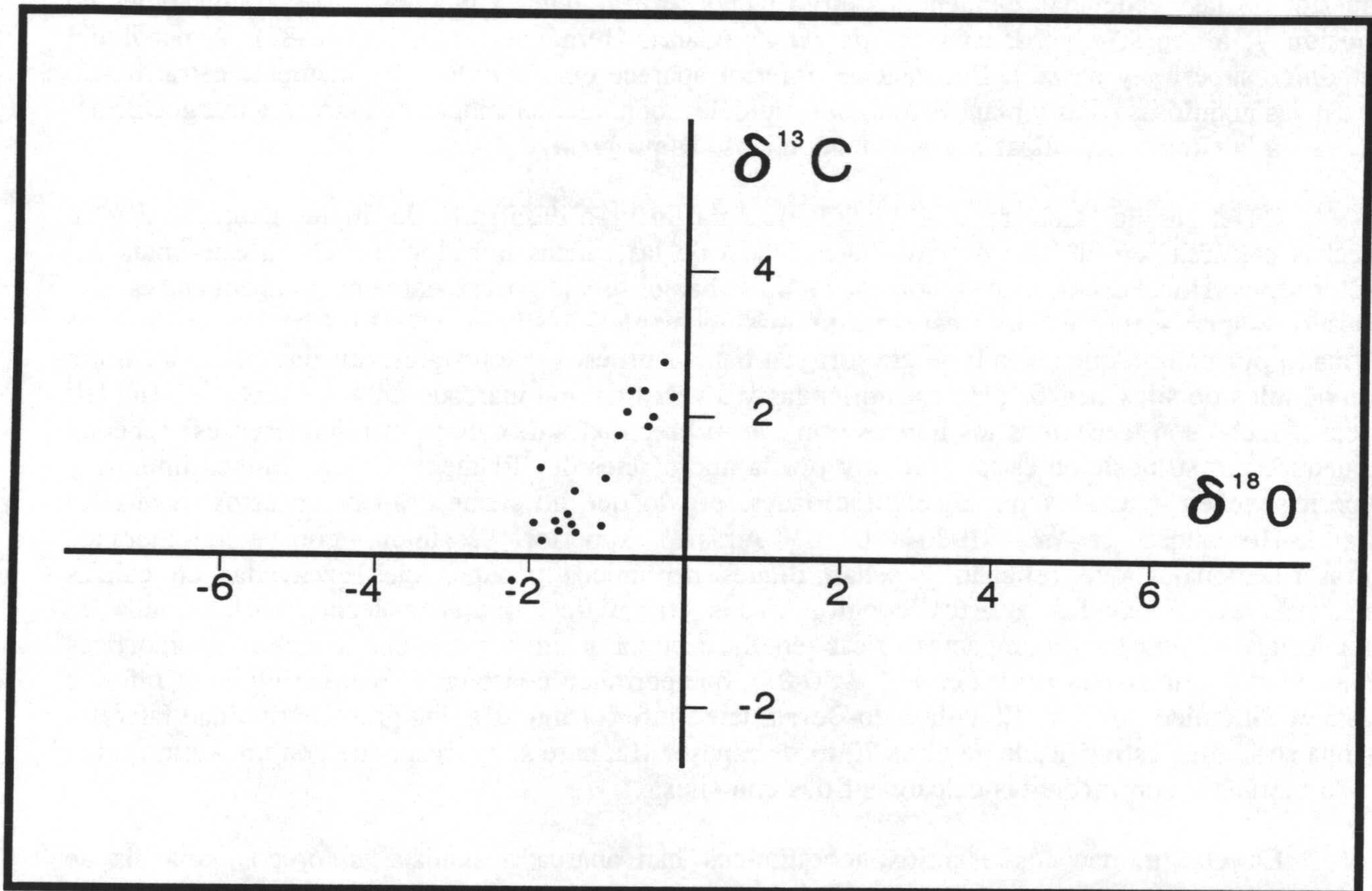


Figura 80.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para el conjunto de las muestras pertenecientes a los aloquímicos de la roca encajante en Sierra Gorda.

Las muestras de fósiles y bioclastos, mayoritariamente representados por crinoides, belemnites y corales (10 análisis), proceden tanto de la parte septentrional como meridional de la sierra y los valores obtenidos para dichas muestras varían para el $\delta^{13}\text{C}$ entre $-0,66\text{‰}$ y $2,79\text{‰}$ con un valor medio de $1,27\text{‰}$. Para el $\delta^{18}\text{O}$ la variación es de $0,64\text{‰}$ y $0,1\text{‰}$, siendo el valor medio de $0,03\text{‰}$ (figura 81).

Las muestras de niveles micríticos existentes en la roca encajante, los cuales se intercalan con los niveles oncolíticos y oolíticos dando secuencias somerizantes, se tomaron del norte y del sur de la sierra, y en total se han realizado 13 análisis cuyos valores oscilan entre $1,55\text{‰}$ y $2,67\text{‰}$ para el $\delta^{13}\text{C}$ y para el $\delta^{18}\text{O}$ entre $-2,04\text{‰}$ a $1,51\text{‰}$. En la figura 82 se pueden observar los valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en estas muestras.

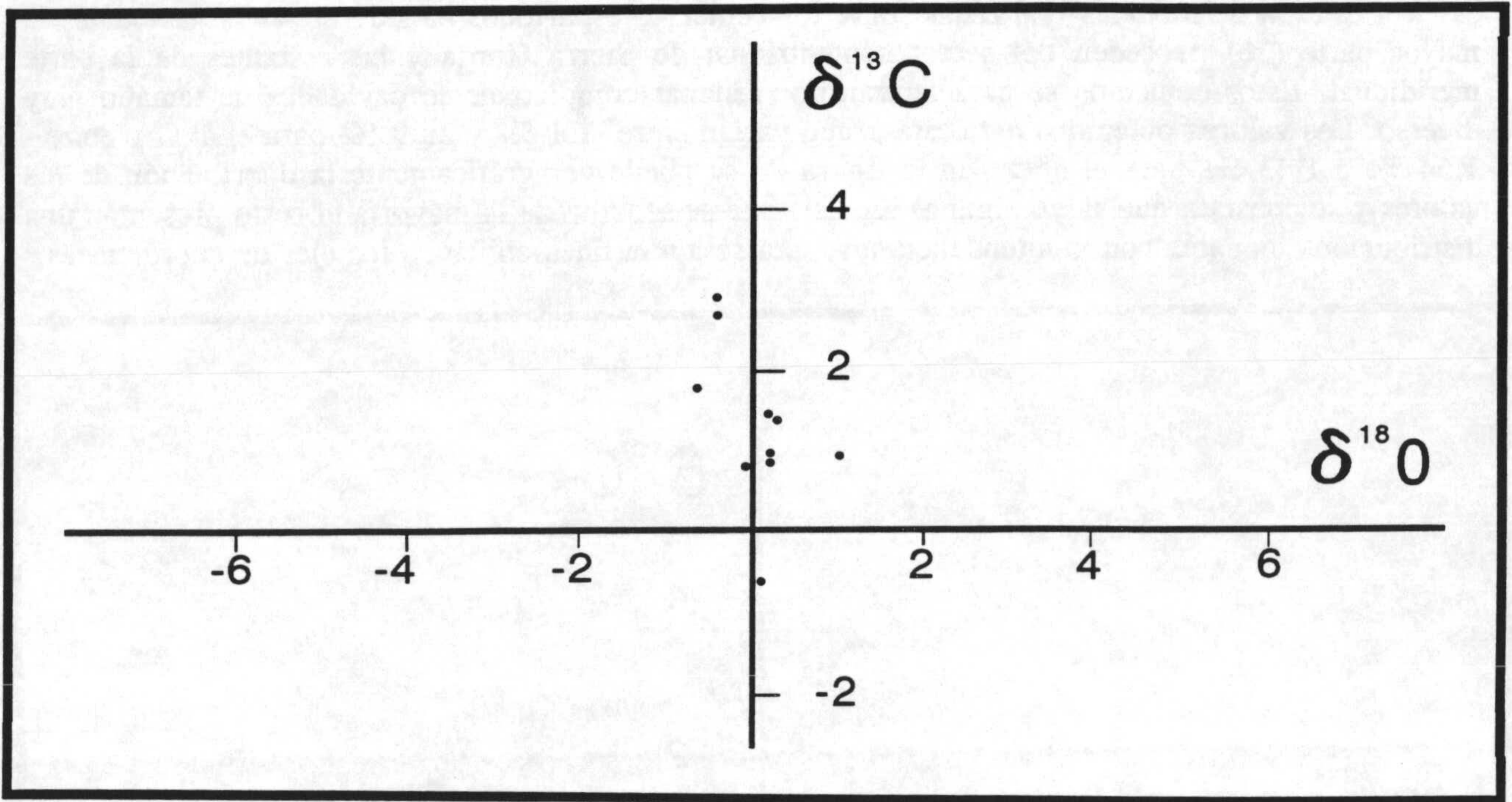


Figura 81.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para el conjunto de las muestras pertenecientes a los fósiles y bioclastos de la roca encajante en Sierra Gorda.

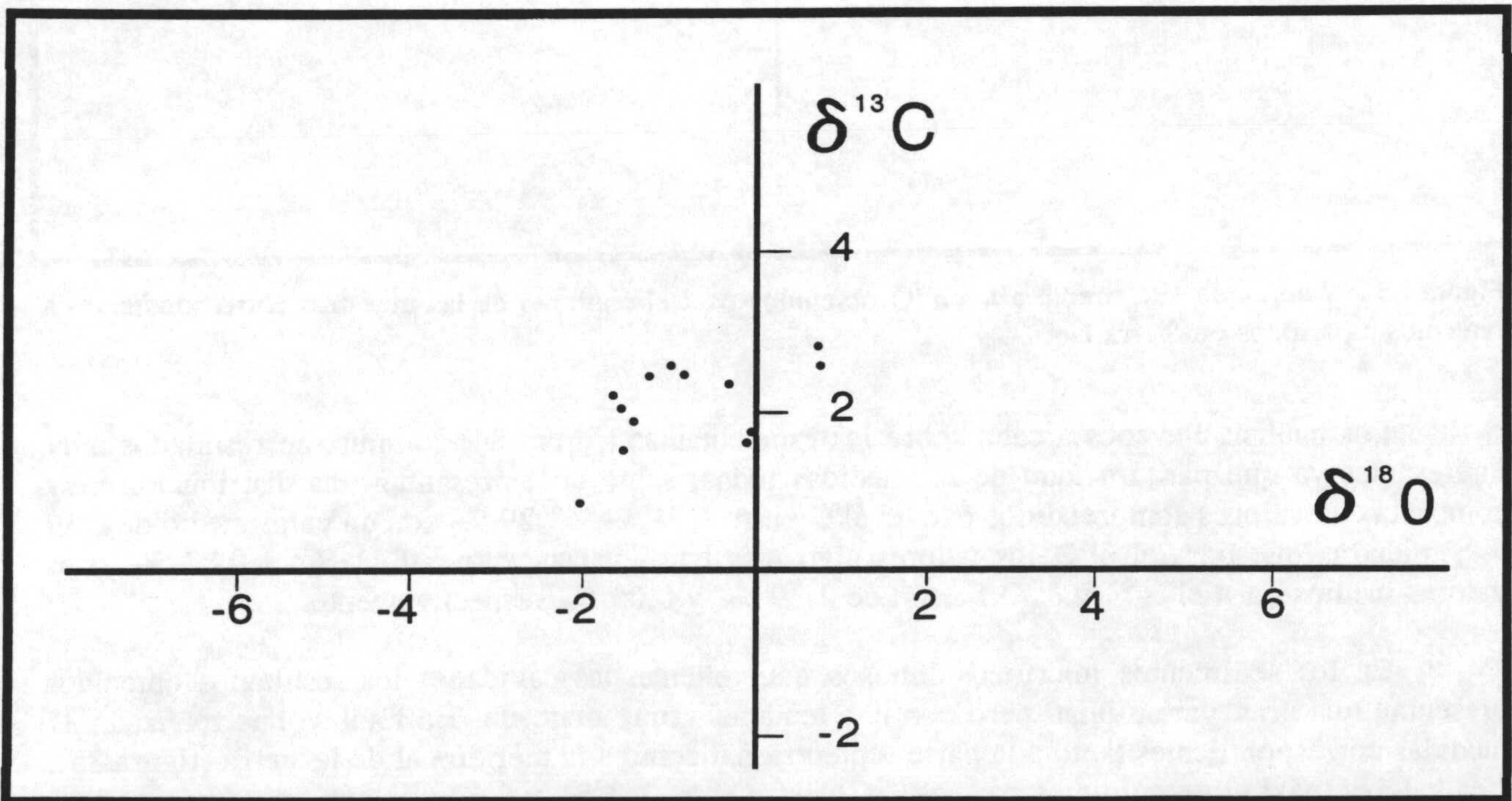


figura 82.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para el conjunto de las muestras pertenecientes a la caliza micrítica de la roca encajante en Sierra Gorda.

El total de medidas realizadas sobre los cementos esparíticos ha sido de 42 de las cuales la mayor parte (36) proceden del sector septentrional de Sierra Gorda y las restantes de la parte meridional. Estos cementos se caracterizan por rellenar completamente cavidades de tamaño muy diverso. Los valores obtenidos para este grupo varían entre -1,1 ‰ y 2,99 ‰ para el $\delta^{13}\text{C}$ y entre -1,54 ‰ a 1,43 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$. En la figura 83 se puede ver gráficamente la distribución de los valores y se constata que salvo algunos análisis que se separan de la mayoría el resto presentan una distribución compacta con una tendencia a adaptarse a una línea oblicua a los ejes de coordenadas.

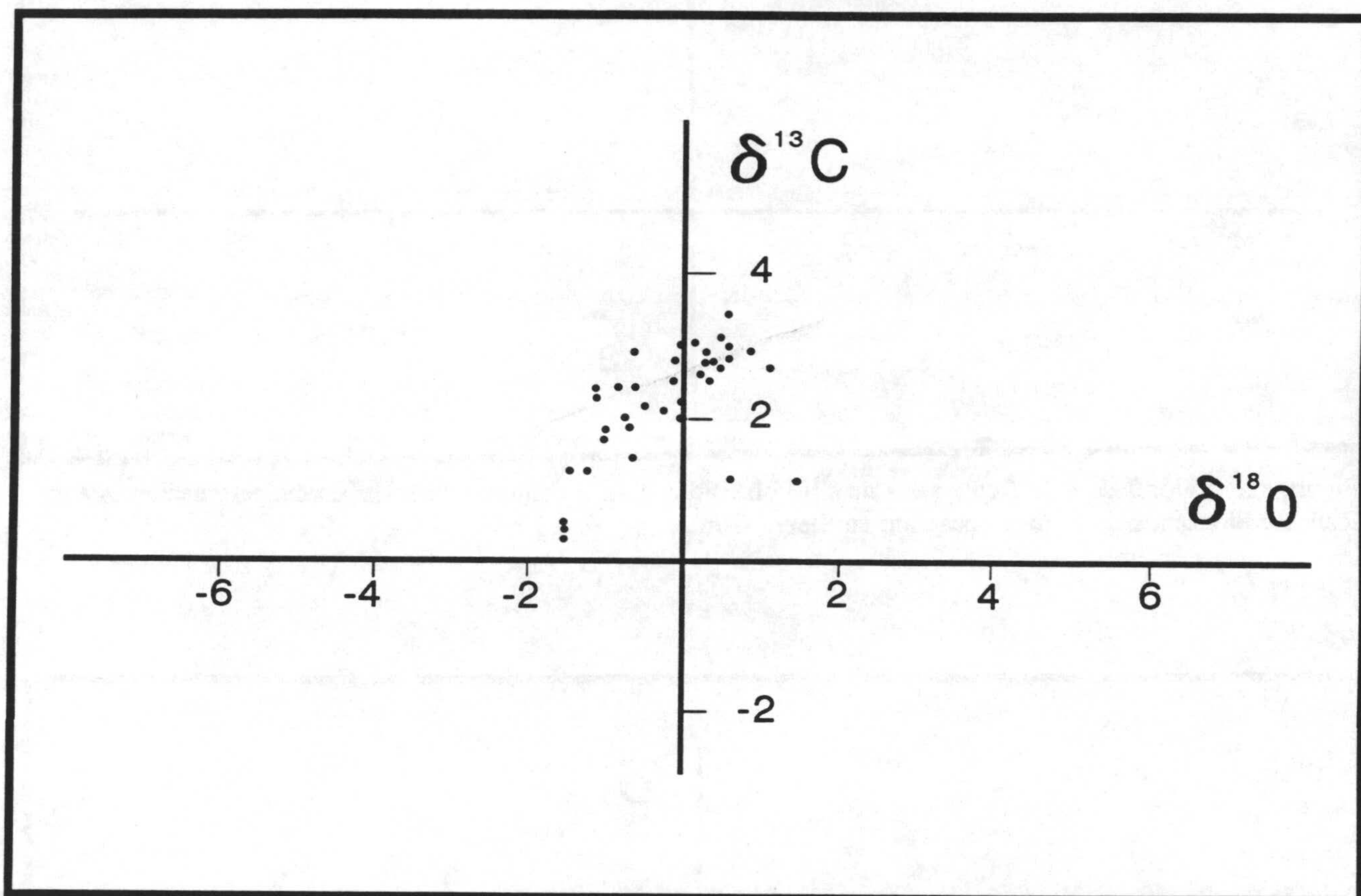


Figura 83.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para el conjunto de las muestras correspondientes a cementos esparíticos en Sierra Gorda.

Los análisis llevados a cabo sobre los espeleotemas (figura 84) suministran resultados muy interesantes ya que para un total de 28 medidas todas, salvo una, presentan una distribución muy compacta con valores comprendidos para el $\delta^{13}\text{C}$ entre 1,74 ‰ y 3,29 ‰ con un valor medio de 2,39 ‰, mientras que para el $\delta^{18}\text{O}$ los valores algo más bajos varían entre -0,42 ‰ y 0,77 ‰. Los valores medios para el $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ fueron de 2,39 ‰ y 0,05 ‰ respectivamente.

En los sedimentos micríticos limosos que rellenan las cavidades los resultados obtenidos presentan una gran variabilidad pero con una tendencia muy marcada. En total se han realizado 37 medidas correspondientes tanto a la parte septentrional como a la meridional de la sierra (figura 85). Los valores máximos y mínimos para el $\delta^{13}\text{C}$ varían entre 3,2 ‰ y 0,19 ‰, con un valor medio de 1,98 ‰, mientras que el $\delta^{18}\text{O}$ presenta un valor medio de 0,25 ‰ siendo el valor máximo 1,67 ‰ y el valor mínimo -1,61 ‰. En la figura 85 se puede constatar la distribución de los valores obtenidos para este grupo, observándose una tendencia lineal que iría del punto $\delta^{18}\text{O} = -2$ ‰ y $\delta^{13}\text{C} = 0$ ‰ al punto $\delta^{18}\text{O} = 1$ ‰ y $\delta^{13}\text{C} = 3$ ‰.

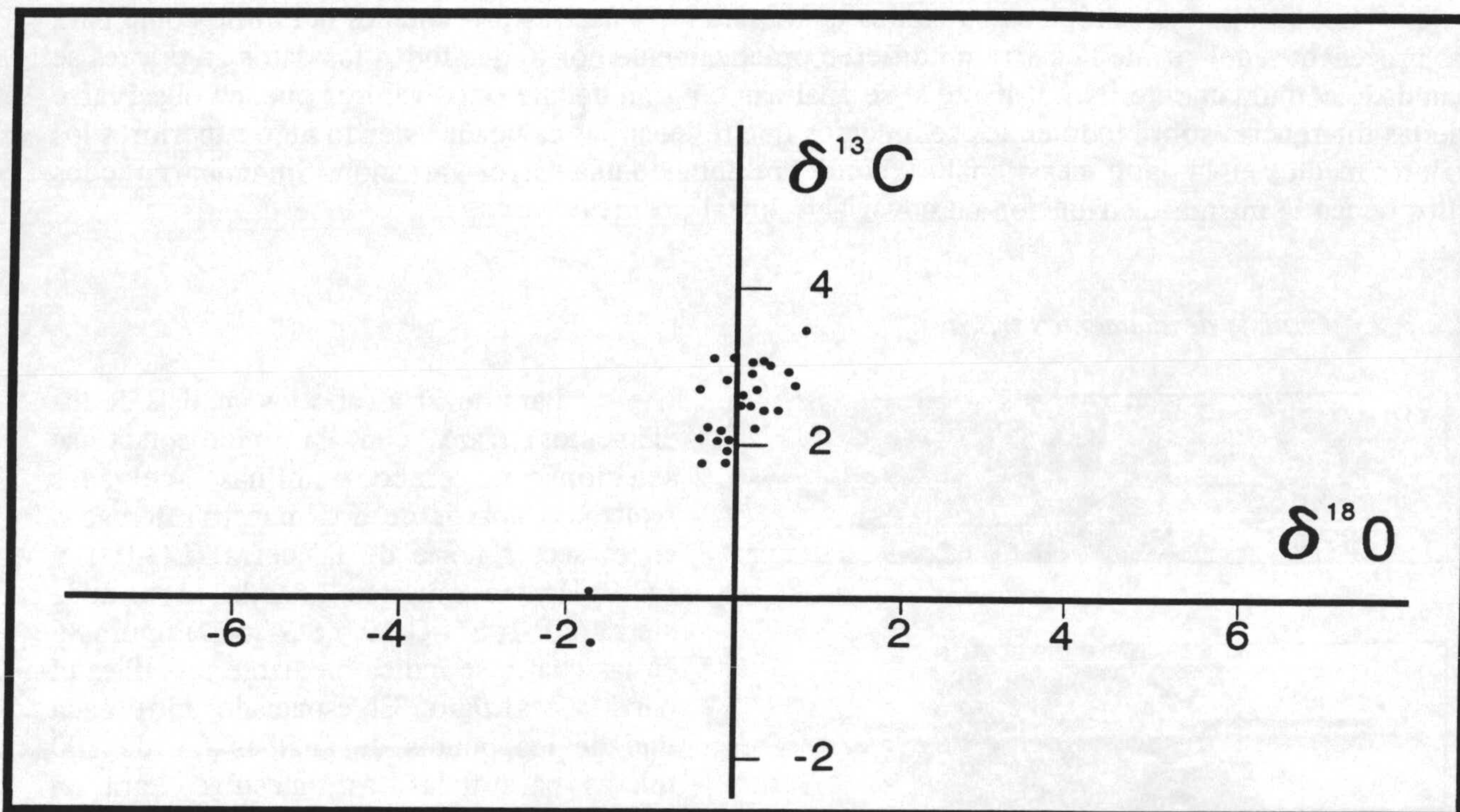


Figura 84.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para el conjunto de las muestras correspondientes a espeleotemas que tapizan las paredes de las cavidades en Sierra Gorda.

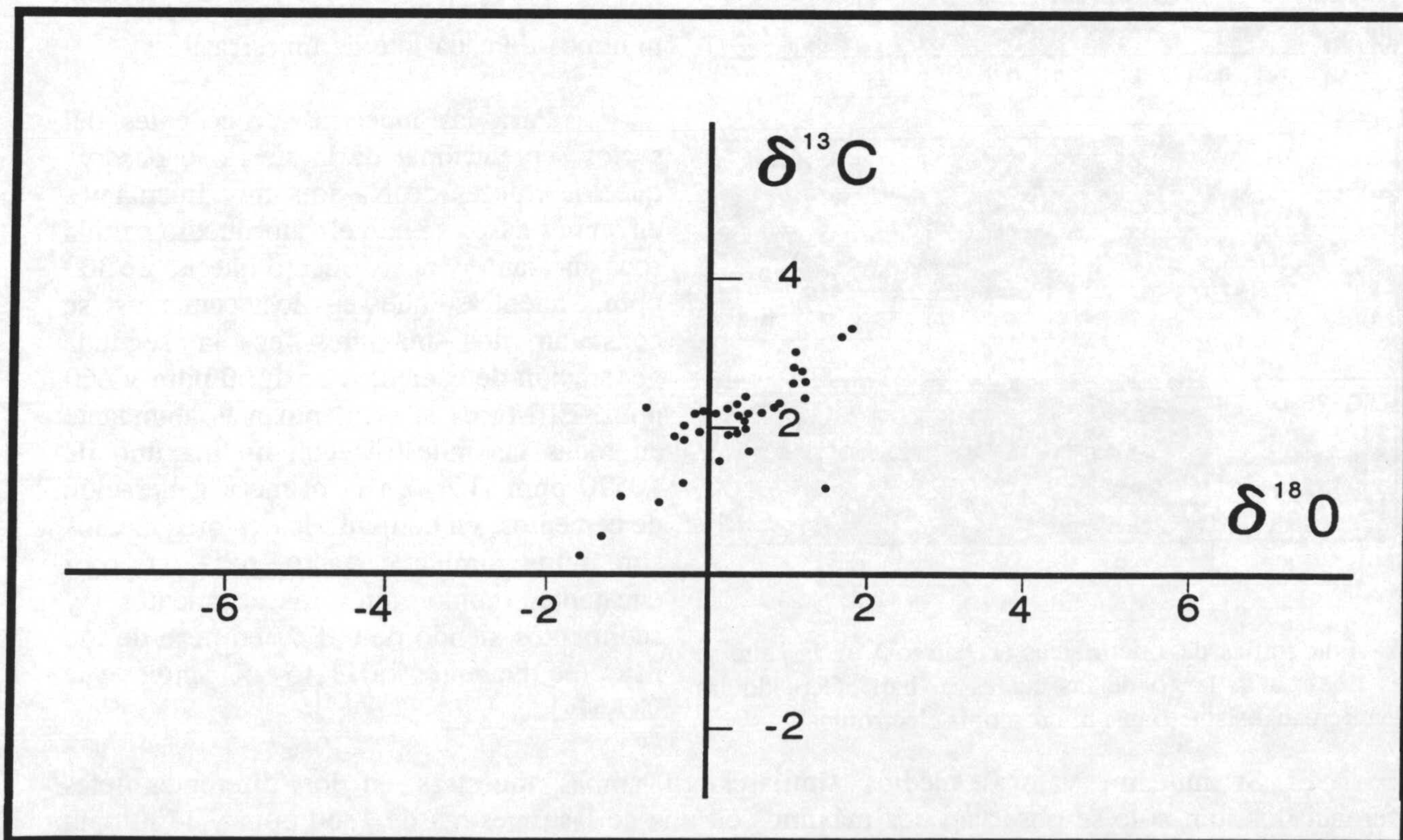


Figura 85.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para el conjunto de las muestras correspondientes a los sedimentos micríticos limosos que completan el relleno de las cavidades en Sierra Gorda.

Los resultados isotópicos obtenidos tanto para las muestras procedentes del norte como para las procedentes del sur de la sierra no difieren prácticamente por lo que todos los datos anteriores se han dado conjuntamente. No obstante si se analizan en gran detalle estos valores pueden observarse ciertas diferencias sobre todo en los sedimentos que rellenan las cavidades siendo algo superiores los valores medios en la parte meridional así como presentando una mayor variación. Sin embargo todos ellos tienen la misma distribución en covariante lineal positiva.

7.2.3.2.- Análisis de elementos traza

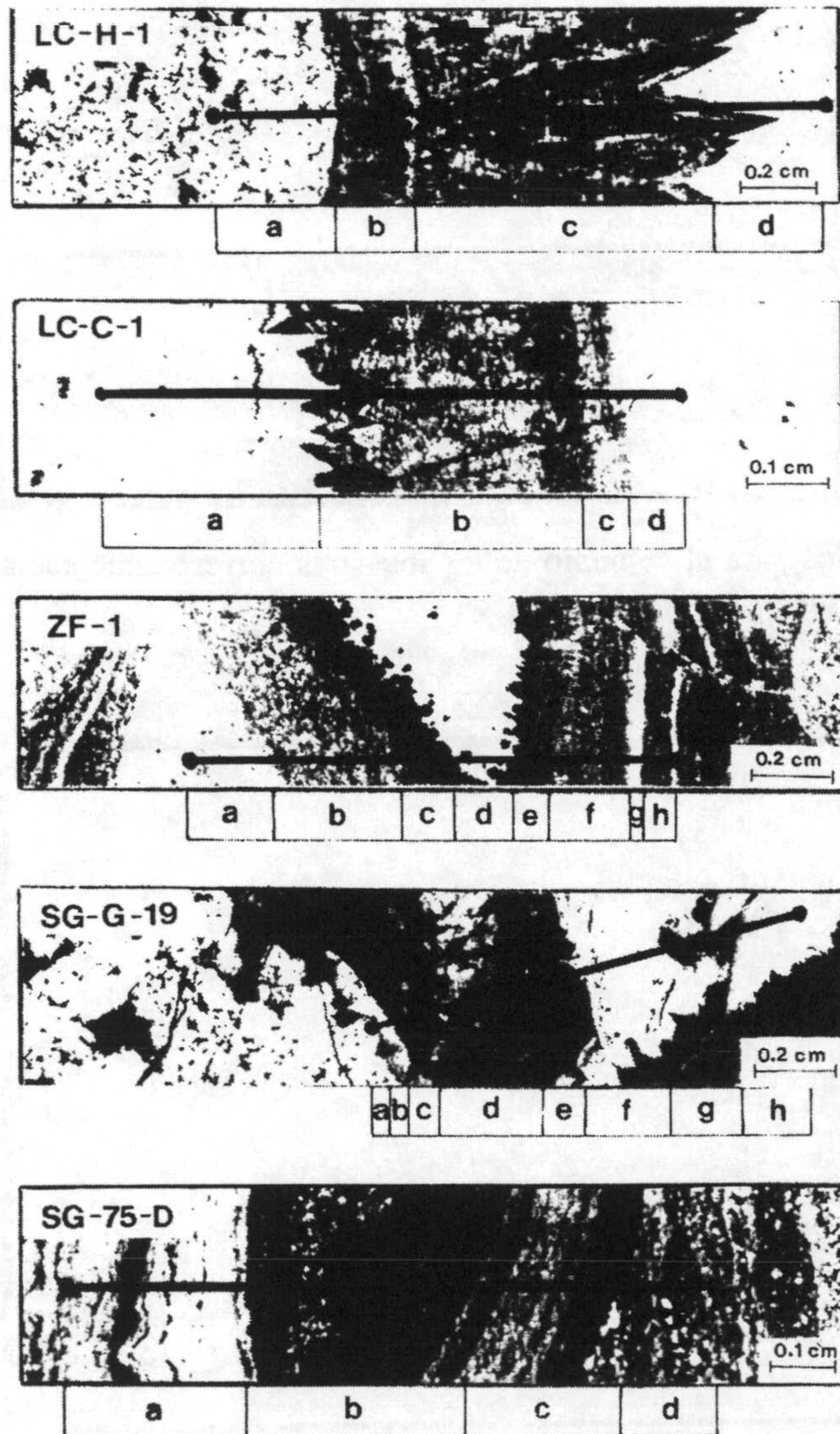


Figura 86.- Fotografías de microfacies (negativos) en las que se marcan las líneas a lo largo de las cuales se han efectuado las medidas de microanálisis mediante microscopía electrónica.

Para llevar a cabo los análisis de los elementos traza con la microsonda se seleccionaron cinco láminas delgadas realizadas a partir de dos muestras tomadas en el sector norte de la sierra (LC-H-1 y LC-C-1) y tres muestras tomadas al sur de la sierra (ZF-1, SG-G-19 y SG-75-D) figura 86 en las cuales se indica mediante una línea el barrido realizado. El espaciado entre cada uno de los puntos de análisis fue de 100 micras para todas las muestras. Para un tratamiento más racional de los resultados se han delimitado en todas las muestras varios lotes dependiendo del tipo de material (Jiménez de Cisneros *et al.*, 1990, 1991). Para facilitar la interpretación de los datos se toman los valores máximos, medios y mínimos de cada lote de muestras.

Para las muestras procedentes del sector septentrional de la sierra se observa que los valores de Na son muy fluctuantes en ambos casos siendo el valor medio para la roca encajante y el sedimento interno de 300 ppm, mientras que en los cementos se constatan dos máximos en la segunda generación de cementos de 1500 ppm y 660 ppm. El Mg es el elemento más abundante en todas las muestras con un máximo de 10570 ppm (1%) en la primera generación de cementos, en conjunto los valores medios son muy similares tanto para la roca encajante como en los cementos y sedimentos siendo de 0,3 % en peso de ión Mg (equivalentes a 1,15 % moles de CO_3Mg).

El Sr muestra valores medios similares en ambas muestras en los diferentes lotes diferenciados, tan sólo se observan dos máximos en una de las muestras de 1360 ppm y 1160 ppm para la primera y segunda generación de cementos respectivamente. Sobre el Ba sólo se disponen de datos de una sola muestra y se constata una gran uniformidad a lo largo de la roca encajante (20 ppm), cementos (30 a 60 ppm) y sedimento interno (40 ppm).

El Fe presenta valores por debajo de 500 ppm, salvo dos máximos localizados cada uno de ellos en las diferentes generaciones de cementos (7290 ppm y 5030 ppm). En el sedimento interno los valores máximos son de 870 ppm y 300 ppm, y los valores medios 200 ppm y 120 ppm. El Mn en ambas muestras presenta bajas concentraciones con valores medios en la roca encajante de 60-120 ppm, en la primera generación de cementos y en el sedimento los valores medios de Mn son muy similares 70 ppm mientras que en la segunda generación de cementos en ambas muestras se constatan los valores máximos de 740 ppm y de 370 ppm. En la figura 87 se incluye uno de los gráficos obtenidos al realizar el microanálisis en la muestra LC-H-1.

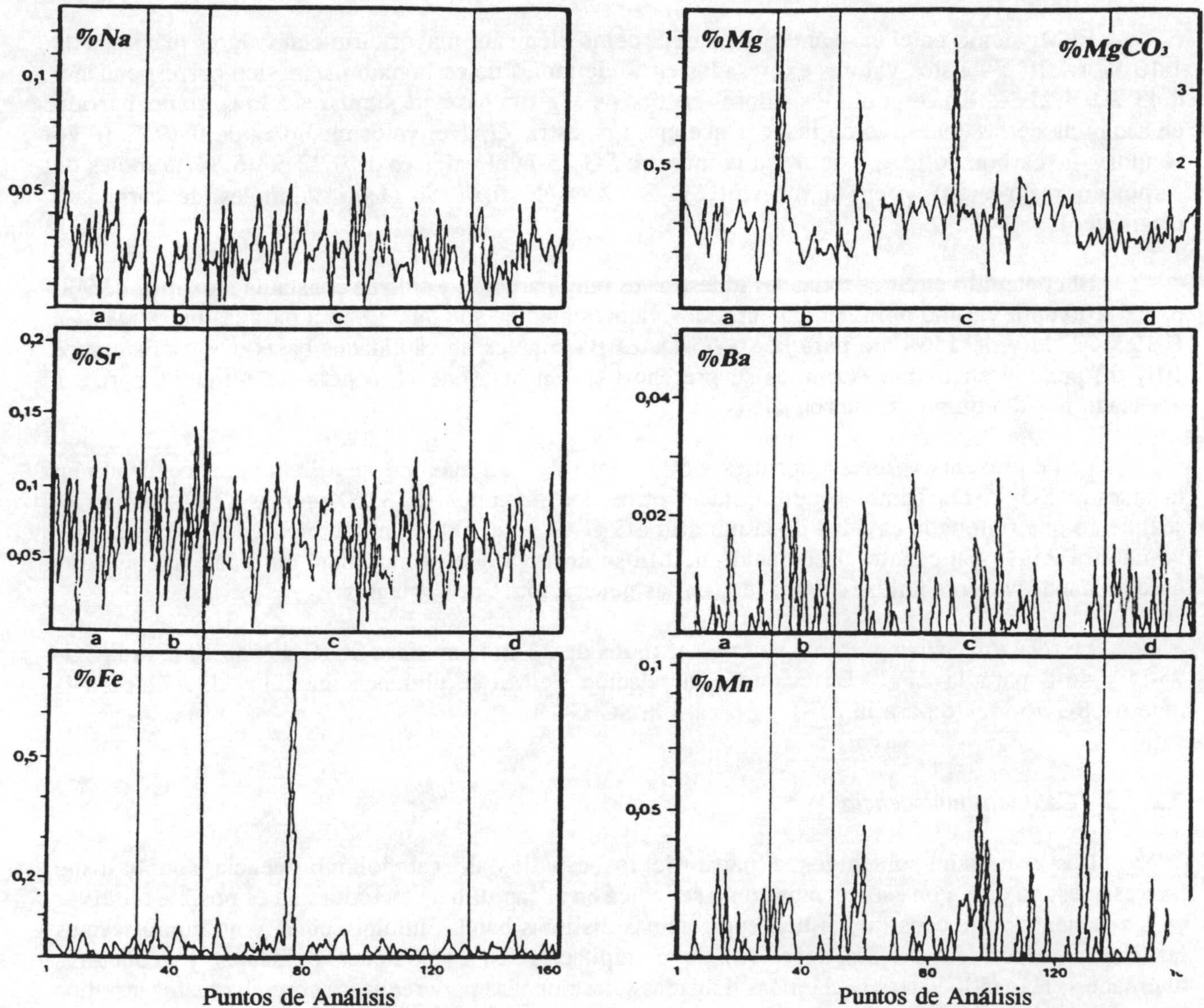


Figura 87.- Ejemplo de unos de los gráficos obtenidos mediante el microanálisis de elementos traza. En este caso dicho gráfico se refiere a la muestra LC-H-1. Las letras a, b, c y d corresponden a los diferentes grupos genéticos diferenciados.

Al estudiar las relaciones Sr/Na y Fe/Mn se observaron diferencias entre las muestras LC-H-1 y LC-C-1. Los valores medios más altos de la relación Sr/Na se constatan en la muestra LC-H-1 siendo más bajos en la muestra LC-C-1. En cuanto a la relación Fe/Mn los valores medios son de 2,9 en la roca encajante para ambas muestras, 0,7 y 1,1 en la primera generación de cementos y en la segunda generación 4,67 y 1,28. En el sedimento interno los valores son de 0,59 y 0,38.

Las muestras procedentes de la parte meridional de la sierra, al igual que para las muestras anteriores se observa que el Na presenta valores muy fluctuantes en todas las muestras estando los valores medios comprendidos entre 300 y 400 ppm. En las muestras ZF-1 y SG-75-D se observan dos máximos de 3000 ppm y de 2000 ppm en las generaciones de cementos.

El Mg como en el caso anterior aparece como elemento mayoritario con valores máximos de 1,16 % y 1,10 %. Estos valores expresados en % de moles de carbonato magnésico corresponden a 4,43 % y 4,21 %. En conjunto los valores medios de Mg son bastante similares a lo largo del barrido en cada una de las muestras de manera que en la muestra ZF-1 el valor medio es de 0,19 % (0,74 % moles de carbonato magnésico), en la muestra SG-75-D el valor es de 0,22 % (0,84 % moles de carbonato magnésico) y en la muestra SG-G-19 es de 0,27 % (1,06 % moles de carbonato magnésico).

El contenido en Sr es todas las muestras es muy parecido y sólo se constatan máximos de 900 ppm, 1100 ppm y 1400 ppm. En conjunto los valores medios son de 230 ppm para las muestras SG-G-19 y ZF-1, y de 150 ppm para la SG-75-D. El Ba aparece en cantidades bajas que oscilan entre 10 y 90 ppm, y en bastantes puntos su presencia es tan baja que no supera los mínimos para ser detectado por el equipo de microanálisis.

El Fe presenta valores inferiores a 500 ppm salvo un máximo de 15250 ppm localizado en la muestra SG-75-D. También se constatan otros dos máximos de 3100 ppm y 1200 ppm en el sedimento que rellena la cavidad de la muestra SG-G-19 y de 1000 ppm también en el sedimento de la muestra ZF-1. En cuanto al contenido de Mn se observa que es muy bajo en todas las muestras predominando valores nulos, sobre todo, en las generaciones de cementos.

La relación Sr/Na presenta valores máximos de 22 en la muestra SG-G-19, de 10 para la SG-75-D y de 8 para la ZF-1. En cuanto a la relación Fe/Mn se obtienen máximos de 172 para la muestra SG-75-D, 78 para la ZF-1 y 58 para la SG-G-19.

7.2.3.3.- Catodoluminiscencia

Los resultados obtenidos a partir de los estudios de catodoluminiscencia son bastante interesantes, ya que, con esta técnica como se indica en el capítulo de metodología es posible observar en los cementos que constituyen los espeleotemas distintas bandas luminiscentes y no luminiscentes las cuales responden a fases sucesivas de precipitación en condiciones oxidantes y reductoras alternantes. Han sido varias las láminas delgadas seleccionadas para realizar sobre ellas estos estudios aunque no todas ellas han sido representativas, puesto que, en algunos de los casos todos los cementos y sedimentos que constituyen la lámina fueron no luminiscentes. En la figura 88 se pueden observar algunas de las fotografías realizadas con esta técnica sobre la muestra LC-H-3. A partir de los datos obtenidos sobre la distribución de los cementos y sedimentos de ocho láminas (cuatro del sector norte y 4 del sector sur de la sierra) se han establecido tres secuencias tipo o modelos ideales (Jiménez de Cisneros *et al.*, 1990) representativos de la distribución de los materiales que forman los espeleotemas que tapizan las cavidades (figura 89). La secuencia ideal tipo 1 corresponde a la totalidad de las muestras del sector septentrional de la sierra. Las secuencias tipo 2 y tipo 3 se deducen a partir de las muestras del sector meridional, donde la karstificación está más desarrollada.

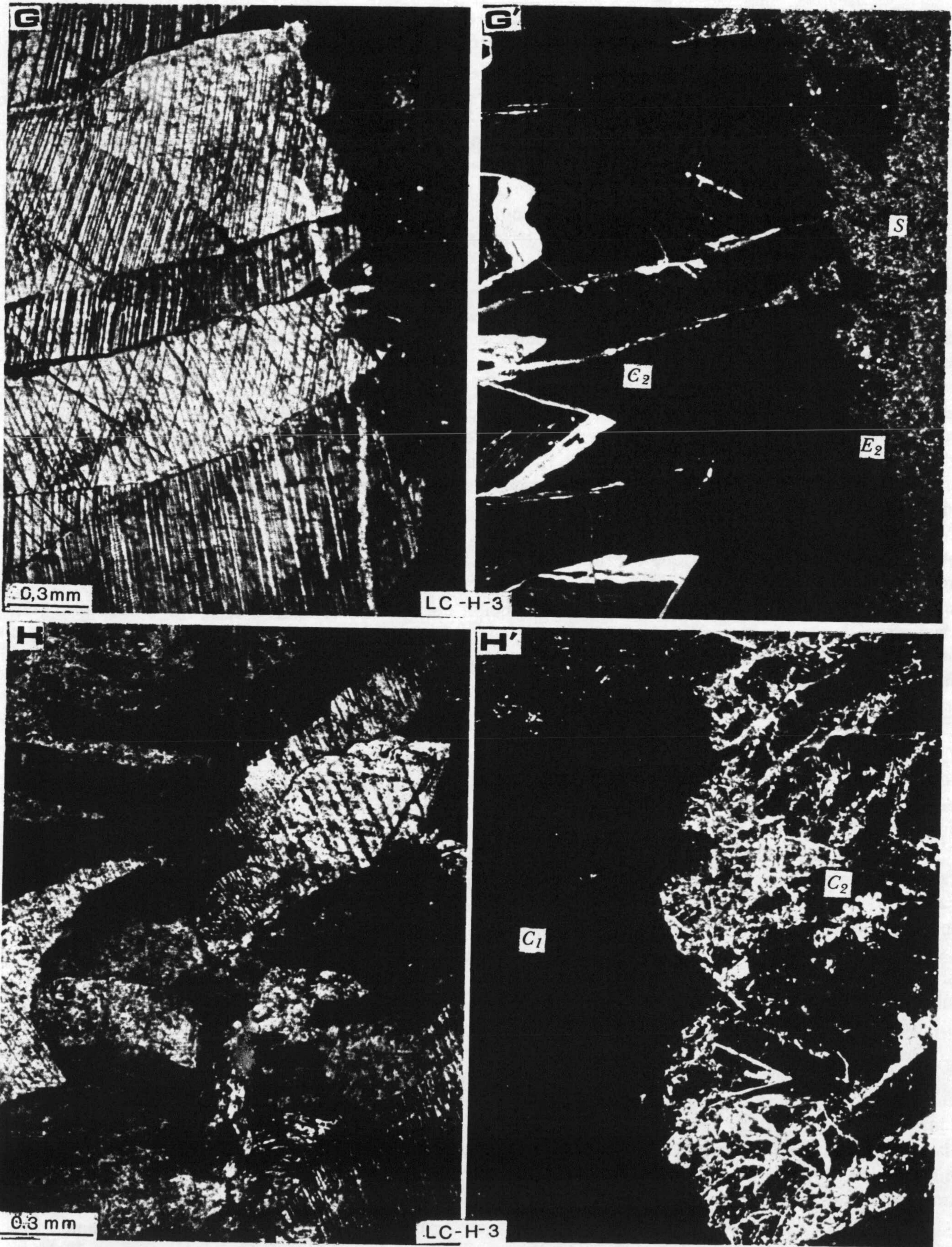


Figura 88.- Fotografías realizadas mediante catodoluminiscencia en la muestra LC-H-3. G.- Fotografía en microscopía con luz polarizada de una segunda generación de espeleotemas y del sedimento que rellena la cavidad; G'.- Mismo campo fotografiado con catodoluminiscencia que permite ver el sedimento interno luminiscente; H.- Fotografía con microscopio de luz polarizada donde se distingue la primera y segunda generación de cementos. H'.- Mismo campo fotografiado con catodoluminiscencia donde se puede observar la primera generación de cementos no luminiscentes y la segunda luminiscentes.

La secuencia tipo 1 (figura 89) es la más simple y consiste en un recubrimiento que comprende tres fases entre las que median superficies de erosión. Desde la pared hacia el interior de la cavidad se diferencian un cemento (C_1) fibroso-radial no luminiscente con crecimiento de cristales perpendiculares a la pared de la cavidad; una superficie de separación (E_1) entre las dos etapas de cementos (C_1 y C_2) que presenta rasgos de haber sufrido una erosión, se trata pues de una discontinuidad en el crecimiento del espeleotema; un cemento prismático (C_2) con luminiscencia zonada mate; una superficie límite (E_2) entre los cementos que forman el espeleotema y el sedimento que completa el relleno de la cavidad, y que presenta morfologías muy diferentes de unas muestras a otras, ya que en un caso se trata de cristales aciculares sin muestras de erosión, en otro se trata de una superficie claramente erosiva, e incluso existen casos intermedios con una erosión incipiente; un sedimento interno limoso (SI) luminiscente que con frecuencia presenta fragmentos de cristales procedentes del cemento anterior. En definitiva, esta secuencia es un modelo muy semejante al descrito por García-Hernández *et al.* (1988c) para el ejemplo de paleokarst jurásico de Cuillas ya descrito en el apartado anterior referente a Cuillas.

La secuencia ideal tipo 2 (figura 89) es algo más compleja e implica numerosas fases de precipitación de cementos formando el espeleotema que alternan con otras de depósito de sedimento marino. Dominan los cementos no luminiscentes, correspondiendo la luminiscencia a algunos sedimentos intercalados y al último cemento. La secuencia de distribución de los materiales desde la pared de la cavidad hacia el interior de la misma comprende una primera generación de cemento fibroso-radial (C_1) no luminiscente; una superficie de erosión (E_1); un sedimento marino no luminiscente (SI_1); una segunda generación de cemento fibroso-radial (C_2) no luminiscente; una superficie de interrupción (E_2) que localmente presenta rasgo de erosión; un sedimento marino no luminiscente (SI_2) que se observa de manera discontinua; una tercera generación de cemento fibroso-radial (C_3) no luminiscente; una tercera interrupción del crecimiento (E_3) localmente con rasgos de superficie de erosión; un sedimento (SI_3) marino limoso luminiscente bastante continuo; una cuarta generación de cemento (C_4) fibroso-radial no luminiscente y finalmente un sedimento marino limoso luminiscente (SI_4).

La secuencia tipo 3 (figura 89) es en parte similar a la anterior, aunque con algunas diferencias notables. Se asemeja en que se trata de una secuencia en la que entre los cementos se intercalan sedimentos marinos, y se diferencia en que presenta una fase inicial, junto a las paredes, que muestra características propias de espeleotema vadoso. La secuencia de distribución se inicia con una primera generación de cemento (C_1) no luminiscente, le sigue otro cemento micrítico (C_2) que muestra una luminiscencia brillante y a continuación otro cemento fibroso-radial no luminiscente (C_3). Después de estas etapas de cementos aparece una superficie de interrupción (E_1) que presenta localmente rasgos de erosión, la cual está seguida de otro cemento fibroso-radial (C_4) con luminiscencia mate el cual se interrumpe por una nueva etapa (E_2) de interrupción que muestra rasgos de superficie de erosión. Seguidamente aparece un sedimento (SI_1) marino limoso no luminiscente, una nueva etapa de cemento prismático (C_5) con luminiscencia mate, una tercera interrupción (E_3) también con rasgos de erosión y finalmente un sedimento marino (SI_2) con textura de limo y con luminiscencia mate que completa el relleno de la cavidad.

Si se comparan las tres secuencias tipo establecidas se pueden observar rasgos comunes. Las secuencias tipo 1 y 2 se asemejan en que en ambas hay una fase (o unas fases) inicial de cementos no luminiscentes, seguidas de otra luminiscente. Se diferencian entre sí porque en la secuencia tipo 2 la historia es más compleja en detalle, ya que alternan fases de precipitación y otras de sedimentación. Por su parte en la secuencia tipo 3 hay un rasgo diferente que es la presencia de un primer posible cemento vadoso seguido de un cemento micrítico luminiscente. A partir de esta etapa inicial la historia es bastante semejante con un primer cemento fibroso-radial no luminiscente seguido de cementos luminiscentes. En todos los casos el interior de la cavidad lo constituye un sedimento marino luminiscente.

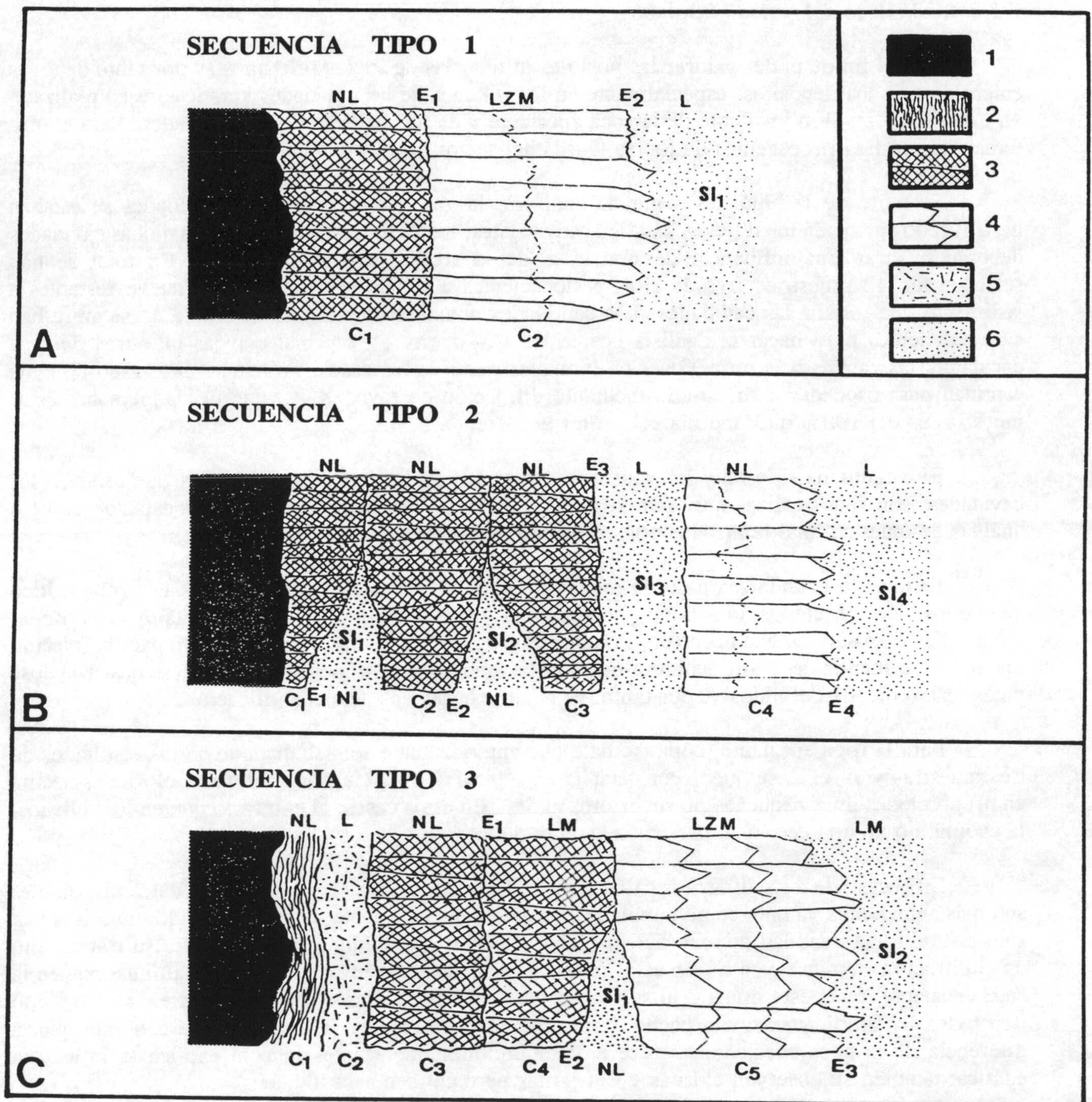


Figura 89.- Secuencias tipo representativas de la distribución de los materiales que forman los espeleotemas que tapizan las cavidades de los diques neptúnicos. Leyenda: LZM.- luminiscente zonado mate; L.- luminiscente; NL.- no luminiscente; 1.- roca encajante; 2.- espeleotema con aspecto de caliche y/o travertino; 3.- cemento fibroso radiaxial; 4.- cemento prismático; 5.- cemento micrítico; 6.- sedimento interno; C₁ a C₅ diferentes etapas de cementos que forman el espeleotema; E₁ a E₄ diferentes superficies de erosión sucesivas (Jiménez de Cisneros *et al.*, 1990).

7.2.3.4.- *Análisis del residuo insoluble*

Con el fin de poder valorar las posibles influencias de suelos próximos (y por tanto de áreas emergidas) en los depósitos, especialmente en los rellenos de las cavidades kársticas se ha realizado un estudio del residuo insoluble de la roca encajante y de los rellenos de las cavidades. Para ello se tomaron muestras procedentes de Sierra Gorda del sector norte y sur de la misma.

Se parte de la hipótesis según la cual si a la vez que se rellenaban cavidades se estaban destruyendo suelos en los relieves kársticos adyacentes, los sedimentos que rellenan dichas cavidades deberán mostrar una influencia de minerales de la arcilla propios de suelos. En total se han seleccionado 12 muestras, tres de ellas pertenecientes a la roca encajante y las nueve restantes a sedimento que rellena las cavidades. Las cantidades obtenidas de residuo insoluble no siempre han sido suficientes para hacer el análisis posterior; esto ocurre en especial con las muestras de roca encajante (las calizas más puras) que, en la mayor parte de los casos, no han suministrado ninguna cantidad para proceder a su estudio mediante difracción de rayos X, ya que el ataque sobre estas muestras es del 100% quedando la solución transparente.

El estudio ha sido muy laborioso ya que tanto la roca encajante como las que rellenan las cavidades, son rocas calizas muy puras (más del 99% de calcita), lo que se ha constatado con los análisis de muestra total realizados por difracción de rayos X.

Estimar la abundancia de cada mineral a partir de los análisis con rayos X es problemático ya que los picos obtenidos no son muy homogéneos y el fondo del diagrama presenta muchas oscilaciones. Estos análisis se han hecho en las muestras de relleno de las cavidades tanto para la fracción mayor como menor de 2 μm debido a que son las que presentan mejores diagramas, observándose picos más o menos definidos y, por tanto, es posible hacer una semicuantificación.

Para la roca encajante, como se ha dicho anteriormente sólo se dispone de los resultados de tres muestras y en ellas se puede constatar la existencia de illita en gran cantidad y clorita-esmectita en proporciones muy pequeñas no superiores al 5%. En estos casos, al contrario que en los rellenos, la caolinita o no aparece, o su presencia es muy dudosa.

En el caso de los sedimentos calizos que rellenan las cavidades kársticas, los datos disponibles son más abundantes ya que, como también se ha dicho anteriormente, la mayoría de las muestras han suministrado una cantidad de material insoluble superior a la mínima necesaria para su tratamiento en el difractómetro de rayos X. En estas muestras se constata la presencia de illita, al igual que en la roca encajante, pues este mineral al ser mayoritario en las arcillas es fácil que aparezca en todos o casi todos los ambientes; como hecho destacable hay que resaltar la existencia de caolinita que, a diferencia de la roca encajante aparece en proporciones importantes lo cual explica la influencia edáfica; también se observan cloritas y esmectitas pero en menor cantidad.

En algunas muestras de sedimentos que rellenan las cavidades, para la fracción mayor de 2 μm y llegando el barrido a 40°, puede observarse la presencia de fosfatos.

7.2.4.- **Sierra de Reclot**

Esta sierra constituye el afloramiento más septentrional de materiales subbéticos de la Cordillera Bética. Geográficamente se localiza entre los pueblos de Pinoso, La Romana y Algueña, provincia de Alicante (figura 90). Desde el punto de vista geológico esta sierra puede atribuirse al Subbético Externo y está constituida mayoritariamente por calizas de edad jurásica.

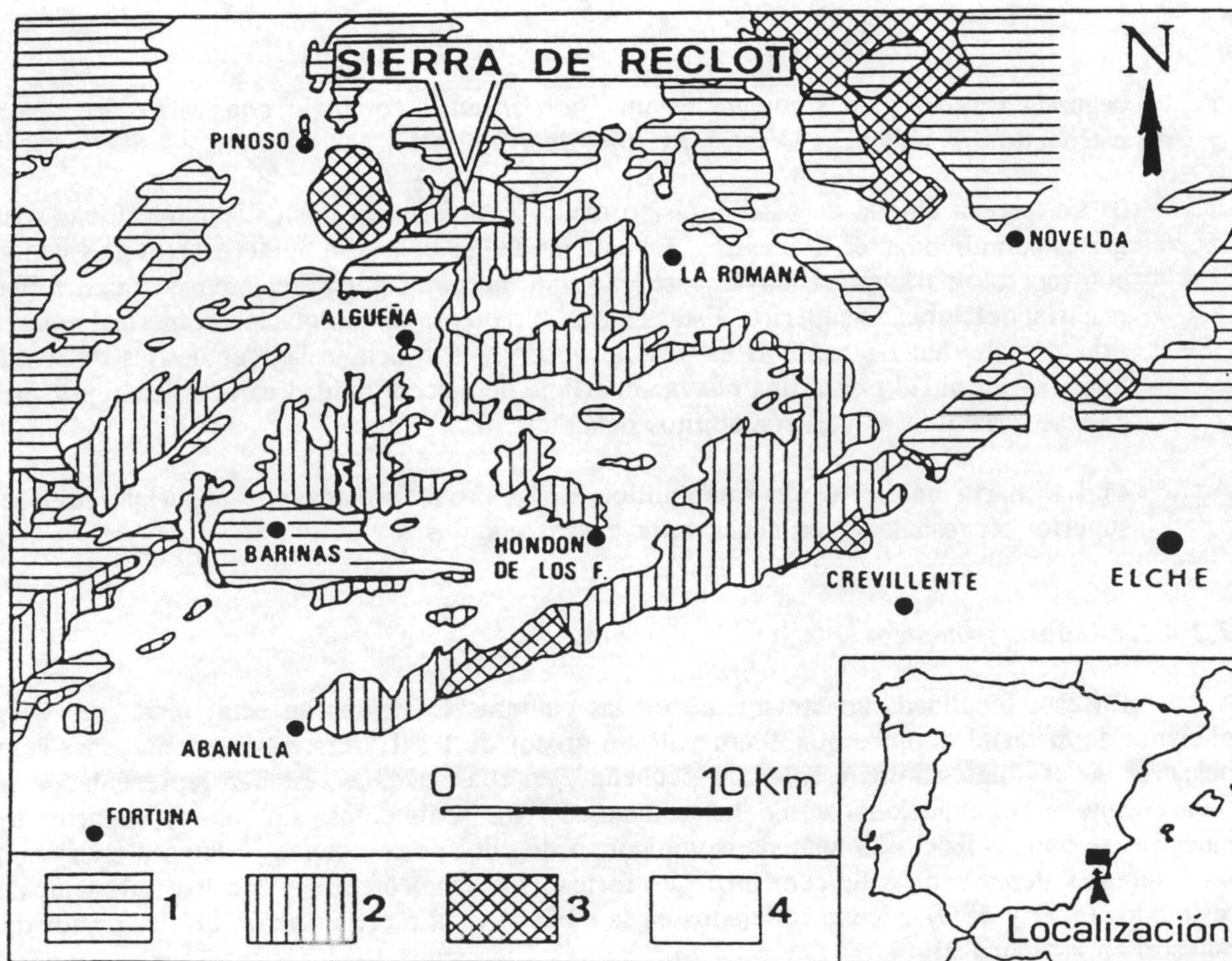


Figura 90.- Localización geográfica y geológica de la Sierra de Reclot. Leyenda: 1.- Prebético (incluye unidades intermedias); 2.- Subbético; 3.- Triásico; 4.- Materiales postorogénicos (tomada de García-Hernández *et al.*, 1988a).

El Jurásico medio-superior de la Sierra de Reclot se caracteriza por presentar series carbonatadas con gran desarrollo de calizas rojas pelágicas muy monótonas, potentes y en general poco fosilíferas, salvo en niveles concretos de gran concentración de macrofauna. García-Hernández *et al.* (1988a) realizan un estudio muy minucioso de numerosos cortes geológicos de esta sierra reconociendo las siguientes unidades litoestratigráficas y superficies de discontinuidad que las separan:

1) La primera unidad está representada por la Formación Gavilán (Lías inferior-medio). En esta formación, como ya se indicó anteriormente, las calizas que la forman en gran parte se encuentran dolomitizadas (sobre todo en la base). Fundamentalmente, son carbonatos de plataforma poco profunda, de facies oncolítica, con secuencias de somerización cuya parte superior está constituida por calizas de crinoides en las cuales se observan grandes cavidades de morfología claramente kársticas que se encuentran rellenas por calizas pelágicas rojas. La superficie que separa esta unidad de la suprayacente es un "hardground" caracterizado por una costra limonítica (Seyfried, 1978).

2) La segunda unidad, Formación Zegrí, está formada por materiales del Lías superior y se caracteriza por dos tramos uno inferior formado por una alternancia de calizas y margas de color amarillento y otro superior de calizas pelágicas rosadas. El tramo inferior aparece solo localmente en relación con bloques hundidos de paleofracturas mientras que el superior presenta dispositivos solapantes (*onlap*) y lateralmente se acuña de manera que la superficie de discontinuidad basal y la del techo se unen. La superficie de discontinuidad que separa esta

segunda unidad y la siguiente es un "hardground" complejo con varios niveles de los estromatolitos pelágicos (Vera y Martín-Algarra, 1994).

3) La tercera unidad de edad Jurásico medio está formada por calizas micríticas rosadas y grises con abundantes filamentos. En esta unidad se observan numerosos diques neptúnicos, con morfología kárstica, cuyas paredes están tapizadas por espeleotemas y con rellenos de material del Jurásico superior. Estas calizas son objeto de explotación comercial como piedra ornamental y en las canteras es posible observar con detalle las geometrías de los diques. Sobre esta unidad existe una nueva superficie de discontinuidad caracterizada por presentar costras ferruginosas y estromatolitos pelágicos.

4) La cuarta unidad (Fm. Ammonítico Rosso) está formada por materiales del Jurásico superior representados en general por calizas nodulosas.

7.2.4.1.- Análisis isotópicos

En esta localidad, concretamente en las canteras existentes en esta sierra, se recogieron planchas de material de unos 30x30 cm y de un grosor de 1 a 1,5 cm. En estas planchas se podían observar las cavidades a una escala más pequeña y en ellas, además, estaban representados tanto la roca encajante del paleokarst como los cementos y los sedimentos. En total y a partir de estas muestras se han realizado 23 análisis isotópicos, 5 de ellos pertenecientes a la roca encajante, 15 a las diferentes generaciones de cementos que forman los espeleotemas y 3 a los sedimentos. Estos resultados ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) quedan reflejados en la tabla 19 y la representación gráfica de los datos se muestra en la figura 91.

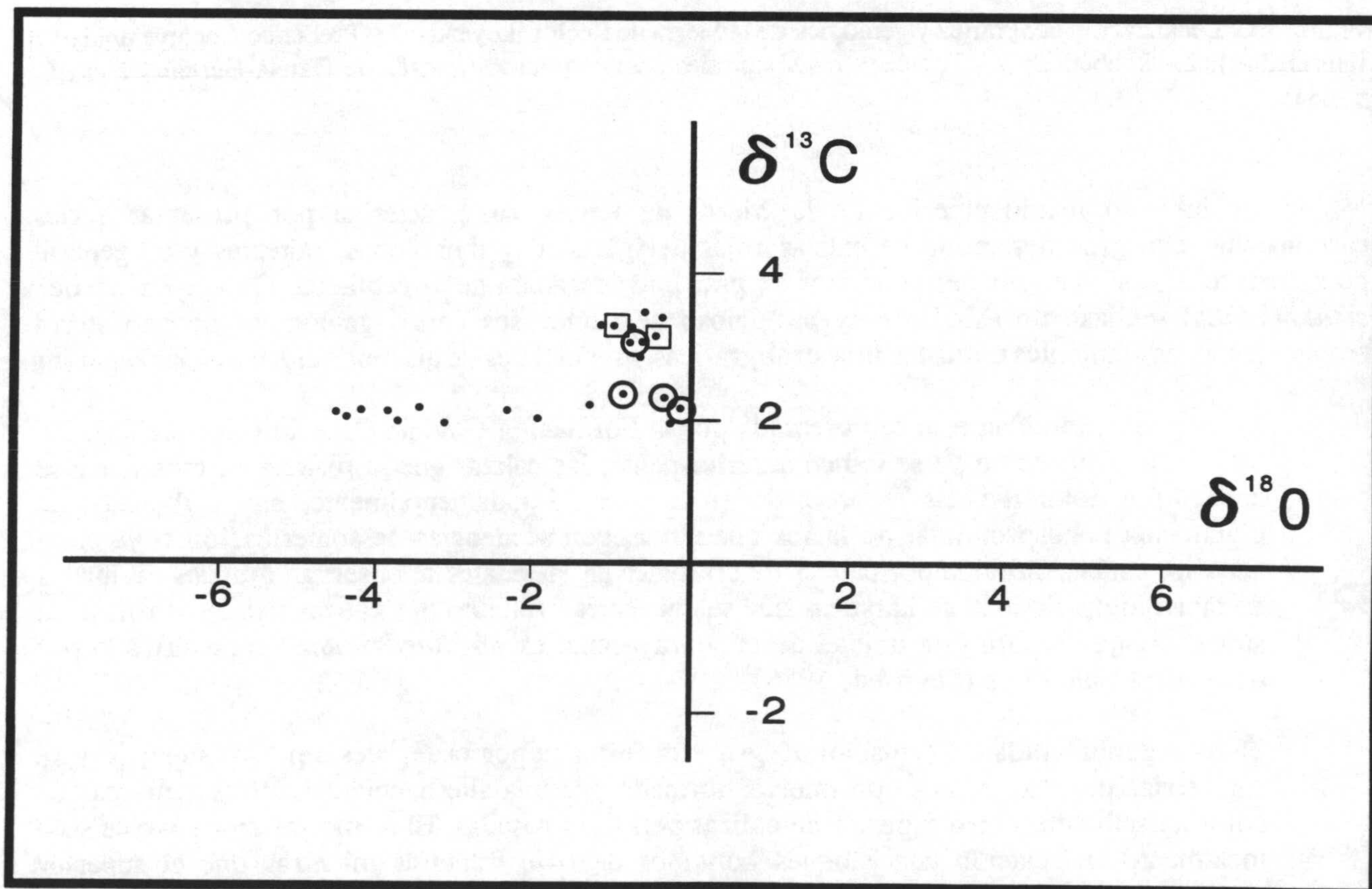


Figura 91.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para el conjunto de las muestras.

7.2.4.2.- Catodoluminiscencia

Las muestras estudiadas mediante catodoluminiscencia responden a las siglas SR-B-3 y SR-C-3. En ambos casos, no se ha observado luminiscencia en las muestras por lo que no se ha realizado fotografías de las mismas, ni se ha elaborado una secuencia ideal de las fases de cristalización que constituyen los espeleotemas. Probablemente, estas fases de crecimiento de cementos no luminiscentes se relacionan con episodios en condiciones freáticas submarinas con circulación activa (condiciones oxidantes) en un medio somero de alta energía.

7.2.5.- Norte de Zamora

Las muestras estudiadas de iniciales NZ, pertenecen a un ejemplo de paleokarst localizado dentro de la Formación Ammonítico Rosso (Molina, 1987) del Subbético externo, al sur de la provincia de Córdoba (hoja nº989, Lucena del Mapa Topográfico Nacional 1:50.000) figura 92 al norte del relieve de Zamora.

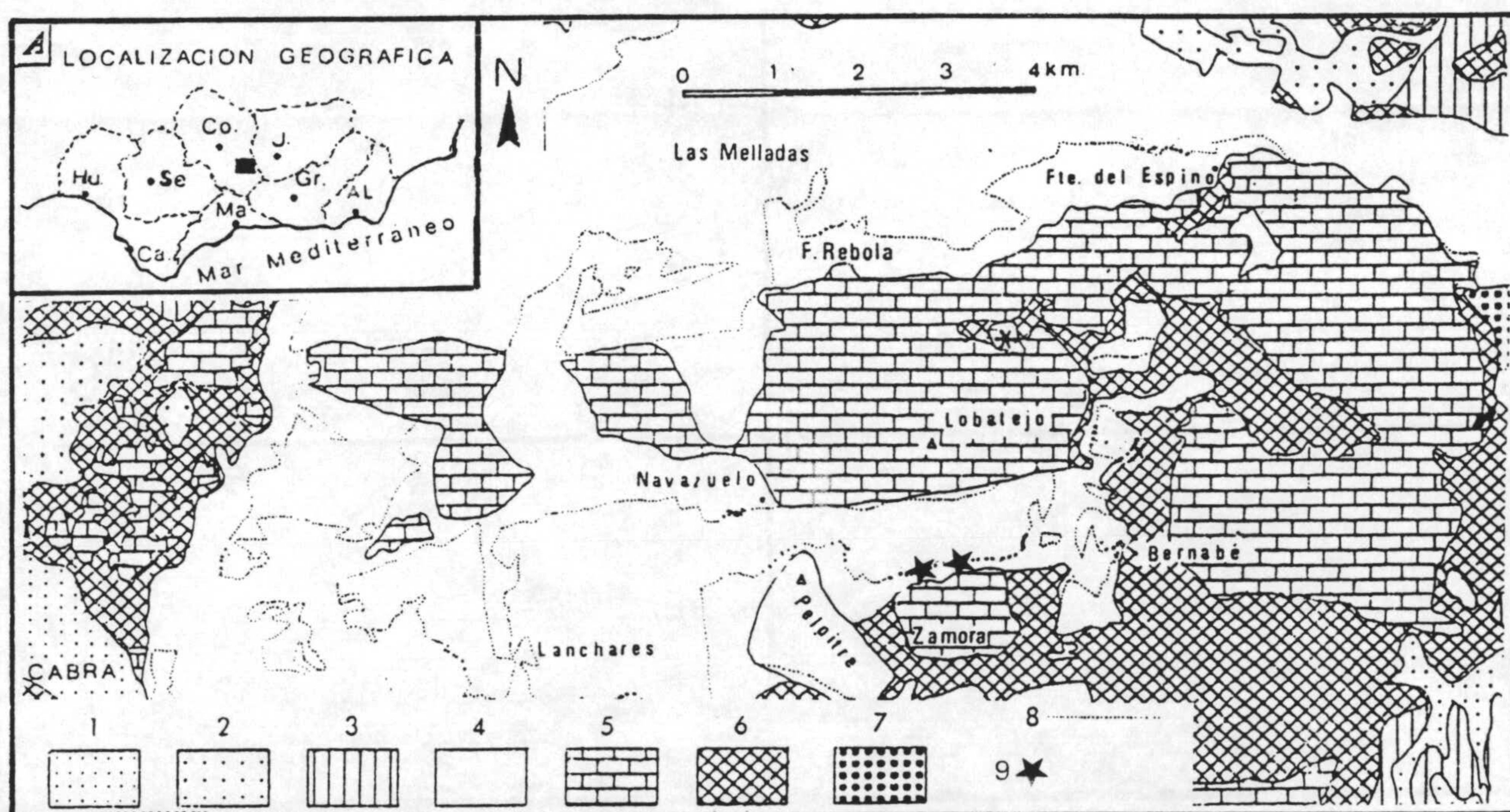


Figura 92.- Localización geográfica y geológica de la localidad Norte Zamora donde fueron recogidas las muestras para el estudio de los fenómenos paleokársticos del área. 1.- Cuaternario; 2.- Mioceno; 3.- Unidades intermedias; 4.- Unidad de Camarena-Lanchares; 5.- Otras unidades subbéticas; 6.- Trías; 7.- Brechas de la Loma de las Piedras; 8.- Contacto de los materiales de la Formación Camarena con las formaciones suprayacentes; 9.- Localidades estudiadas (Molina, 1987).

Estas muestras son similares a las tomadas en la localidad de Cuillas y su posición estratigráfica es equivalente. Se trata de cavidades en el seno de las calizas nodulosas de la Formación Ammonítico Rosso, cuyas paredes están tapizadas por espeleotemas y donde el relleno está formado por una caliza pelágica rica en organismos.

Para llevar a cabo los estudios geoquímicos se seleccionaron diversas muestras de mano donde quedaban bien representados tanto la roca encajante del paleokarst como los espeleotemas que tapizan las paredes de las cavidades. El número total de análisis realizados ha sido de 11 de los cuales 4 de ellos corresponden a la roca encajante y 7 a las distintas generaciones de cementos que constituyen

los espeleotemas. Los resultados numéricos obtenidos se incluyen en la tabla 20.

Los valores obtenidos para la roca encajante presentan un valor máximo, medio y mínimo de $\delta^{13}\text{C}$ de 3,1 ‰, 3,05 ‰ y 3 ‰, y para el $\delta^{18}\text{O}$ el valor medio es de 0,09 ‰ y los valores máximos y mínimos de 0,3 ‰ y -0,05 ‰ respectivamente. Para los espeleotemas los valores varían para el $\delta^{13}\text{C}$ entre un máximo de 2,7 ‰ y un mínimo de 2,1 ‰, siendo el valor medio 2,4 ‰; los valores de $\delta^{18}\text{O}$ están comprendidos entre un máximo de 0,5 ‰ y un mínimo de -0,8 ‰, con un valor medio de 0,21 ‰. Si se observa en la figura 93 la representación gráfica de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los de $\delta^{18}\text{O}$ se puede constatar que tanto para la roca encajante como para los espeleotemas los resultados obtenidos son muy similares por lo existe una gran concentración de los datos en el intervalo comprendido entre 2 y 3 ‰ de $\delta^{13}\text{C}$ y entre -1 y 1 ‰ de $\delta^{18}\text{O}$.

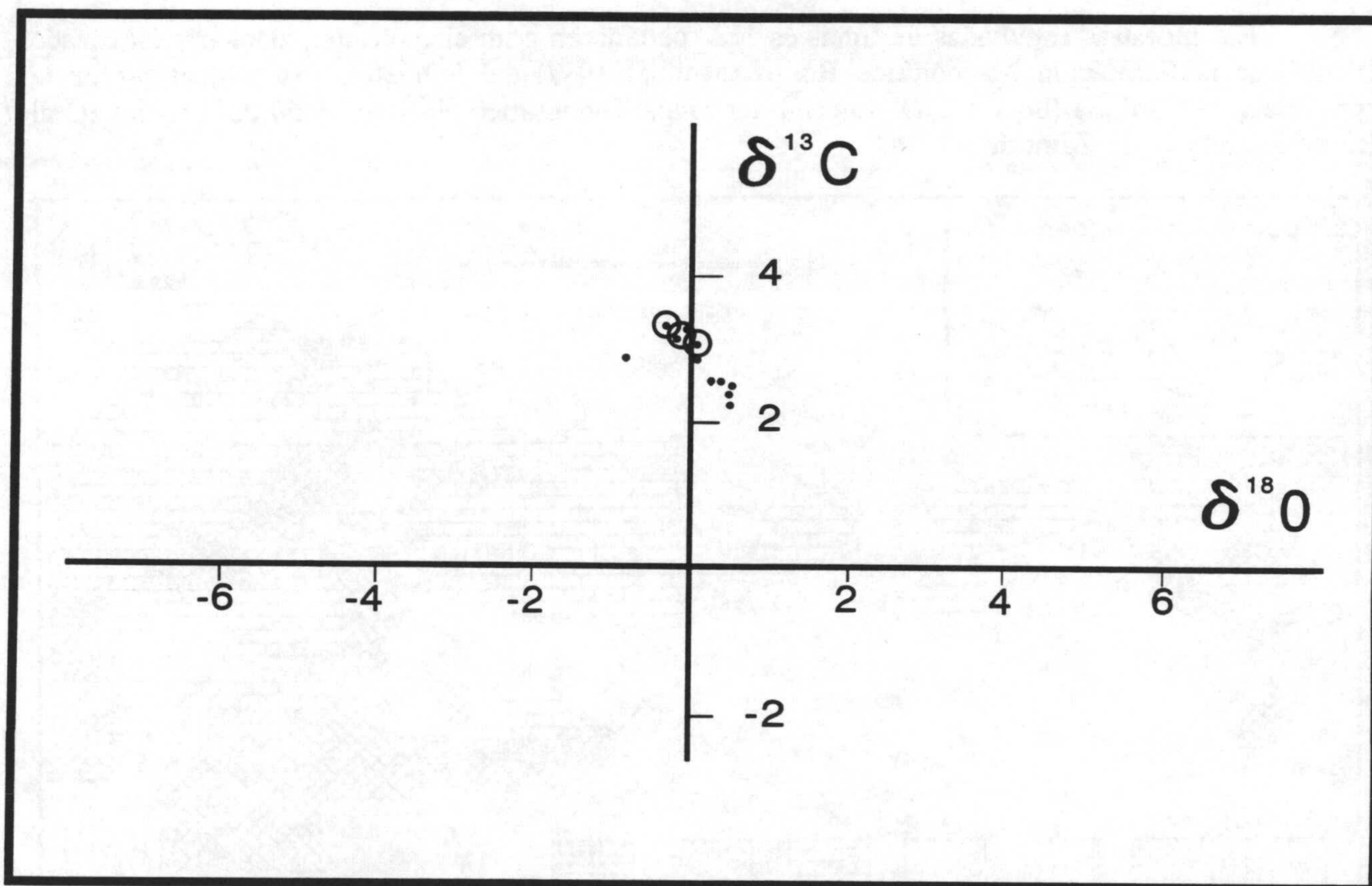


Figura 93.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para el conjunto de las muestras.

7.2.6.- Unidad de la Almola

Existen una serie de elementos tectónicos situados a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y las Externas cuya asignación a alguno de los tipos de unidades anteriormente diferenciados no es posible, bien por falta de datos o bien porque presentan características estratigráficas un tanto particulares. La unidad de la Almola (Martín-Algarra, 1987) constituye uno de estos elementos, y se caracteriza por presentar algunos de sus rasgos estratigráficos afines a los reconocidos en unidades externas, mientras que otros sugieren una relación o al menos una proximidad paleogeográfica a los Rondaides (Zonas Internas).

La unidad de la Almola constituye un relieve que geográficamente está próximo a la ciudad de Ronda (figura 94) y que fundamentalmente está formado por calizas blancas masivas muy

karstificadas atribuibles en principio al Lías. Estas calizas están surcadas por varios sistemas de fallas normales e inversas.

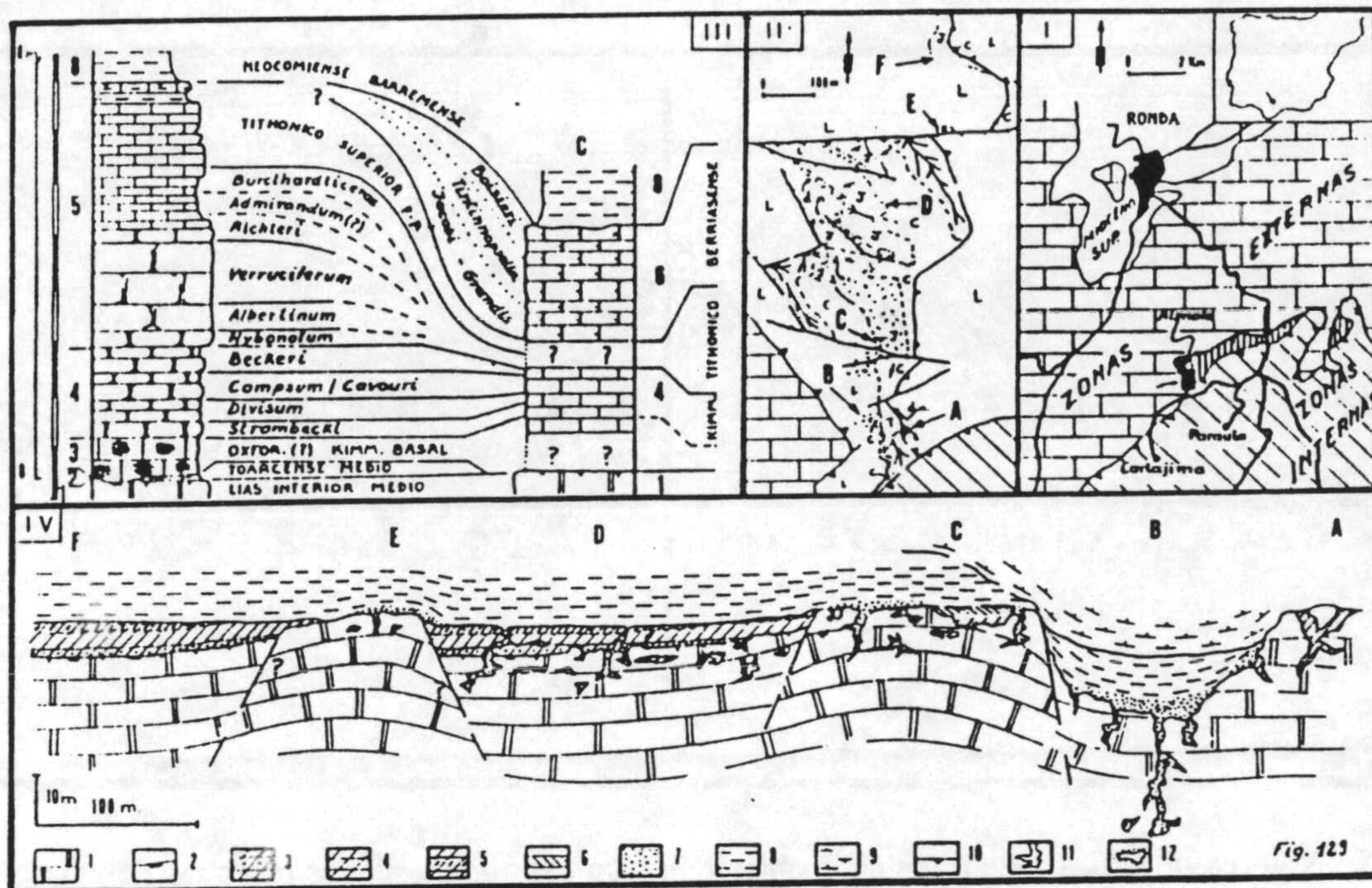


Figura 94.- Localización geográfica y geológica de la Unidad de la Almola (tomada de Martín-Algarra, 1987).

La serie estratigráfica de la Almola descrita por Martín-Algarra (1987) está constituida por las calizas blancas del Lías y por un conjunto de sedimentos pelágicos cuya edad está comprendida entre el Lías superior y el Berriasiense (Martín-Algarra *et al.*, 1979; 1983; Martín-Algarra *et al.*, 1980a). Esta secuencia pelágica en algunos casos aparece rellenando cavidades kársticas labradas en las calizas blancas (Martín-Algarra *et al.*, 1983). Estas calizas blancas presentan microfacies típicas de una plataforma carbonatada marina somera con un rasgo característico en la parte superior de las mismas que es la existencia de una porosidad fenestral muy marcada. Otro rasgo que se constata es la presencia de cavidades de disolución cuyas paredes aparecen tapizadas por espeleotemas. Estas cavidades se han originado por la disolución de las facies calcareníticas, pisolíticas y peletoidales con porosidad fenestral.

Por otra parte, la existencia de las facies pisolíticas en el techo de las calizas blancas pone de manifiesto que estas calizas en algún momento llegaron a emerger, situándose en la zona marina freática e incluso en la zona vadosa. Además otra característica importante es la presencia de un conjunto de cavidades de disolución, en la parte más alta de estas calizas, cuyas paredes aparecen tapizadas por espeleotemas.

A esta unidad corresponden las muestras de iniciales ALC, 88A-74, 1079B, A8. Los resultados isotópicos obtenidos en estas muestras pueden observarse en la tabla 21. En total se han realizado 16 análisis isotópicos, de los cuales ocho pertenecen a la roca encajante del paleokarst con valores de $\delta^{13}\text{C}$ que varían entre 2,5 ‰ y 2 ‰ siendo el valor medio 2,33 ‰, para el $\delta^{18}\text{O}$ los valores máximos y mínimos son de 0,4 ‰ y 2,5 ‰ respectivamente y el valor medio -0,76 ‰. En los espeleotemas (con un total de seis análisis) los valores medios de $\delta^{13}\text{C}$ y de $\delta^{18}\text{O}$ han sido de 1,95 ‰ y de -2,62 ‰ respectivamente; para el sedimento (dos análisis) el valor medio de $\delta^{13}\text{C}$ ha sido de 1,85 ‰ y de -0,3 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$. En la figura 95 se puede observar la representación gráfica de

los valores obtenidos y en ella se puede constatar la distribución que presentan cada grupo genético muestreado.

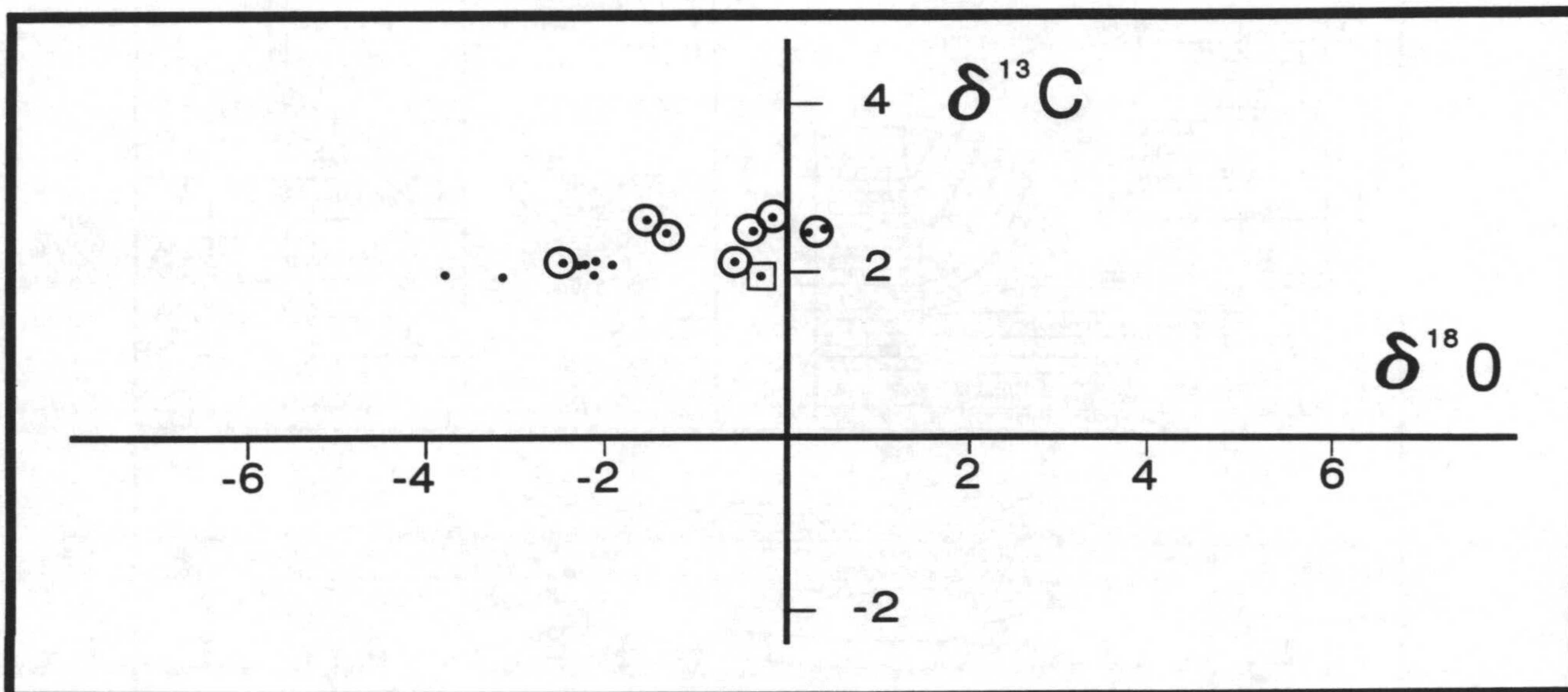


Figura 95.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para el conjunto de las muestras de palaeokarst de la Unidad de la Almola.

7.2.7.- Unidad del Ventisquero (paleodolina)

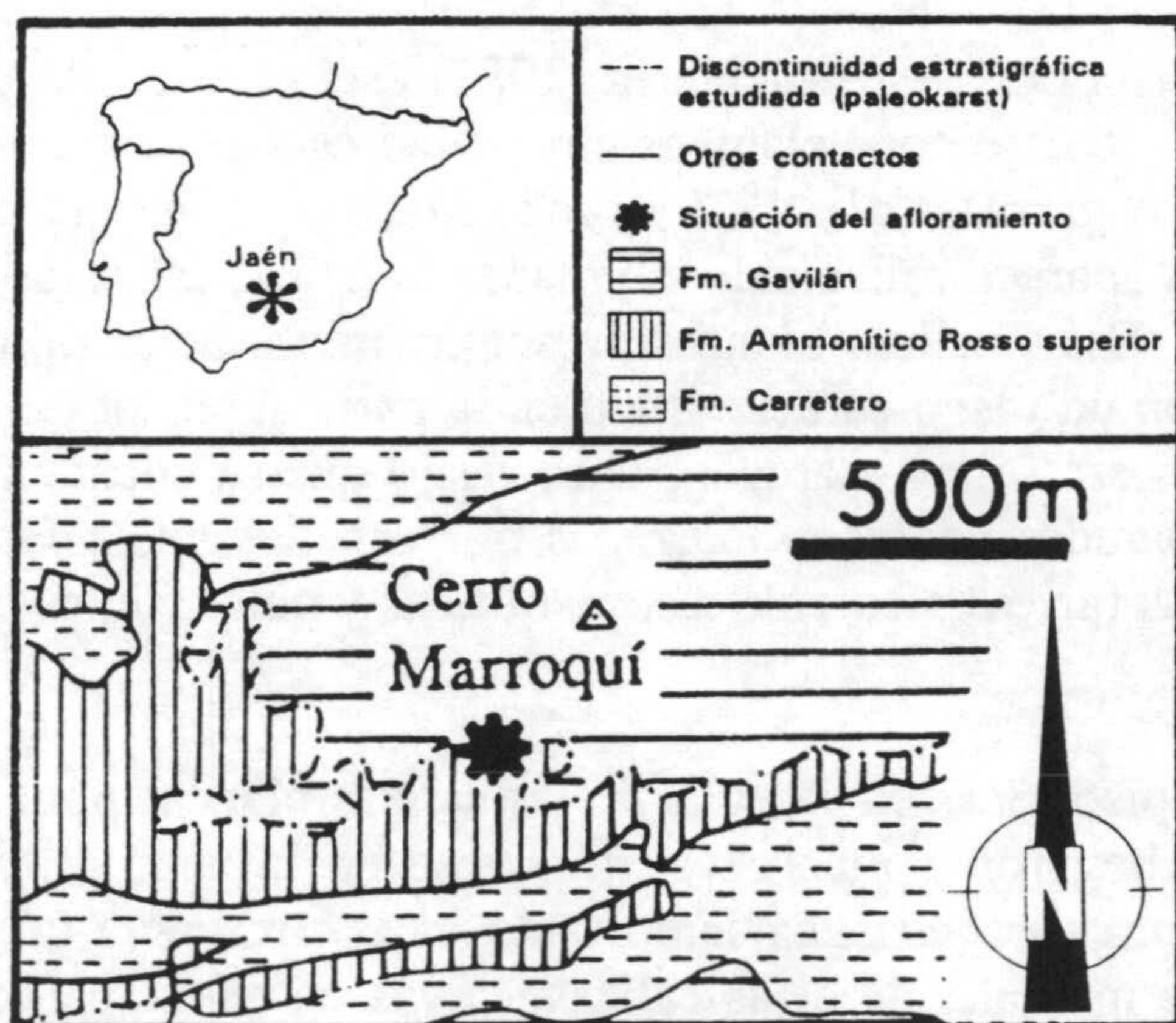


Figura 96.- Situación geográfica y geológica del afloramiento estudiado.

Al sur de la provincia de Jaén (figura 96), en la unidad tectónica del Ventisquero dentro del Subbético Externo, se encuentran en las calizas de la Formación Gavilán diversos afloramientos de paleokarst asociados a la discontinuidad estratigráfica que existe a techo de esta formación. Una de las principales características de esta unidad es la presencia en ella de depósitos calcáreos en el interior de paleodolinas, lo cual hace pensar que este dominio permaneció durante un intervalo de tiempo concreto sometido a unas condiciones de carácter subaéreo (Molina *et al.*, 1992).

La secuencia jurásica de esta unidad presenta una potencia de sólo 18m, y en ella la Formación Gavilán está formada por dolomías, carniolas y calizas depositadas en medios marinos someros. A techo de esta formación se sitúa una importante discontinuidad estratigráfica (García-Hernández *et al.*, 1980, 1989) a la cual está asociada el paleokarst aquí estudiado. El resto del Jurásico corresponde a la Formación Ammonítico Rosso superior, constituida por calizas micríticas rojas incipientemente nodulosas.

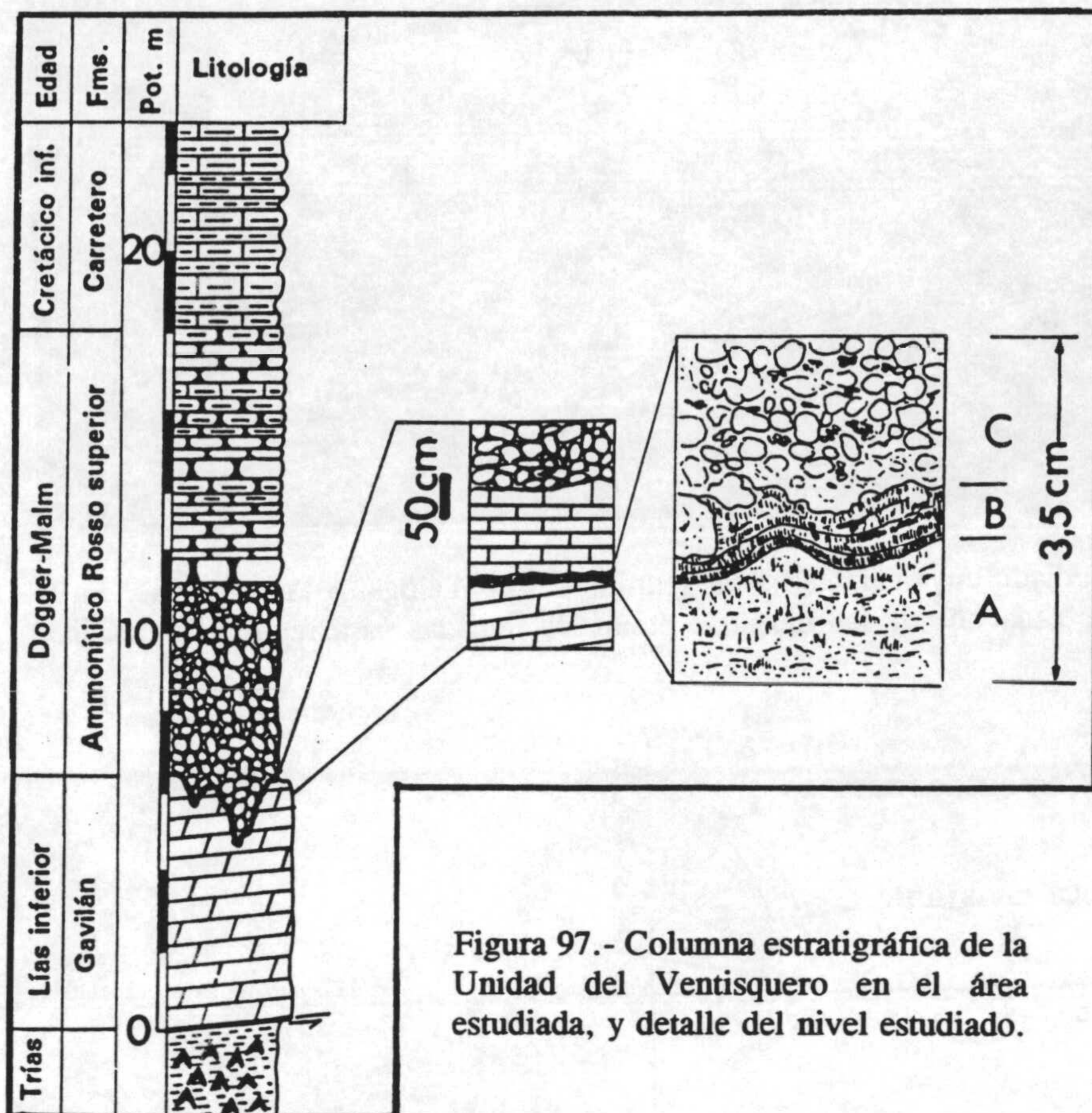


Figura 97.- Columna estratigráfica de la Unidad del Ventisquero en el área estudiada, y detalle del nivel estudiado.

Los afloramientos estudiados están situados en la ladera sur del Cerro Marroquí. En este área el techo de la Formación Gavilán muestra una morfología muy irregular con la presencia de una paleodolina en cuya parte más profunda se sitúa un nivel discontinuo que puede ser atribuido a una calcreta (figura 97). Este nivel oscila entre 3 y 10 cm de espesor el cual se encuentra fosilizado por unas calizas pelágicas de color amarillo que presentan filamentos.

Dentro de este nivel se han diferenciado tres partes (Molina *et al.*, 1992) que de muro a techo son: a) un nivel inferior constituido por una micrita azoica neomorfizada a microesparita con aspecto gromoso-peloidal en el cual se observa una laminación paralela tenue con cristales de calcita de forma acicular;

b) un nivel intermedio laminado constituido por costras microestalactíticas de calcita esparítica en empalizada entre las que se intercala "limo vadoso" y c) un nivel superior formado por pisoides vadosos entre los cuales quedan huecos tubulares que corresponden a una textura alveolar (Esteban, 1974). Según la clasificación de Wright (1990) se trataría de una calcreta tipo beta, que se caracteriza por la presencia de rasgos biogénicos debidos principalmente a la acción de hongos y raíces. Todas las características observadas en este nivel discontinuo ponen de manifiesto su origen similar a las calcretas descritas por Wright (1990).

Con el fin de conocer las características geoquímicas de este nivel se ha realizado un estudio isotópico del mismo para evidenciar su probable origen bajo condiciones subaéreas (Jiménez de Cisneros *et al.*, 1992; Jiménez de Cisneros *et al.*, 1993). Para realizar los estudios isotópicos se seleccionó una muestra del nivel discontinuo anteriormente descrito y se realizó un muestreo puntual en los diferentes niveles observados (figura 98). En total se han realizado seis análisis cuyos resultados se indican en la tabla 22. Los resultados obtenidos son muy significativos ya que son muy negativos tanto para el $\delta^{13}\text{C}$ como para el $\delta^{18}\text{O}$. Concretamente, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ varían entre -10,1 ‰ y -10,9 ‰, mientras que el $\delta^{18}\text{O}$ lo hace entre -5,7 ‰ y -7,0 ‰. En la figura 99 se representan en un gráfico los valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los de $\delta^{18}\text{O}$, obtenidos observándose la gran concentración de los mismos. En esta figura también se incluyen los datos isotópicos obtenidos para la roca encajante del paleokarts y los de cementos marinos constatándose una gran diferencia entre los resultados. También se incluyen los valores isotópicos dados por Jiménez de Cisneros *et al.* (1988) para falsas ágatas.

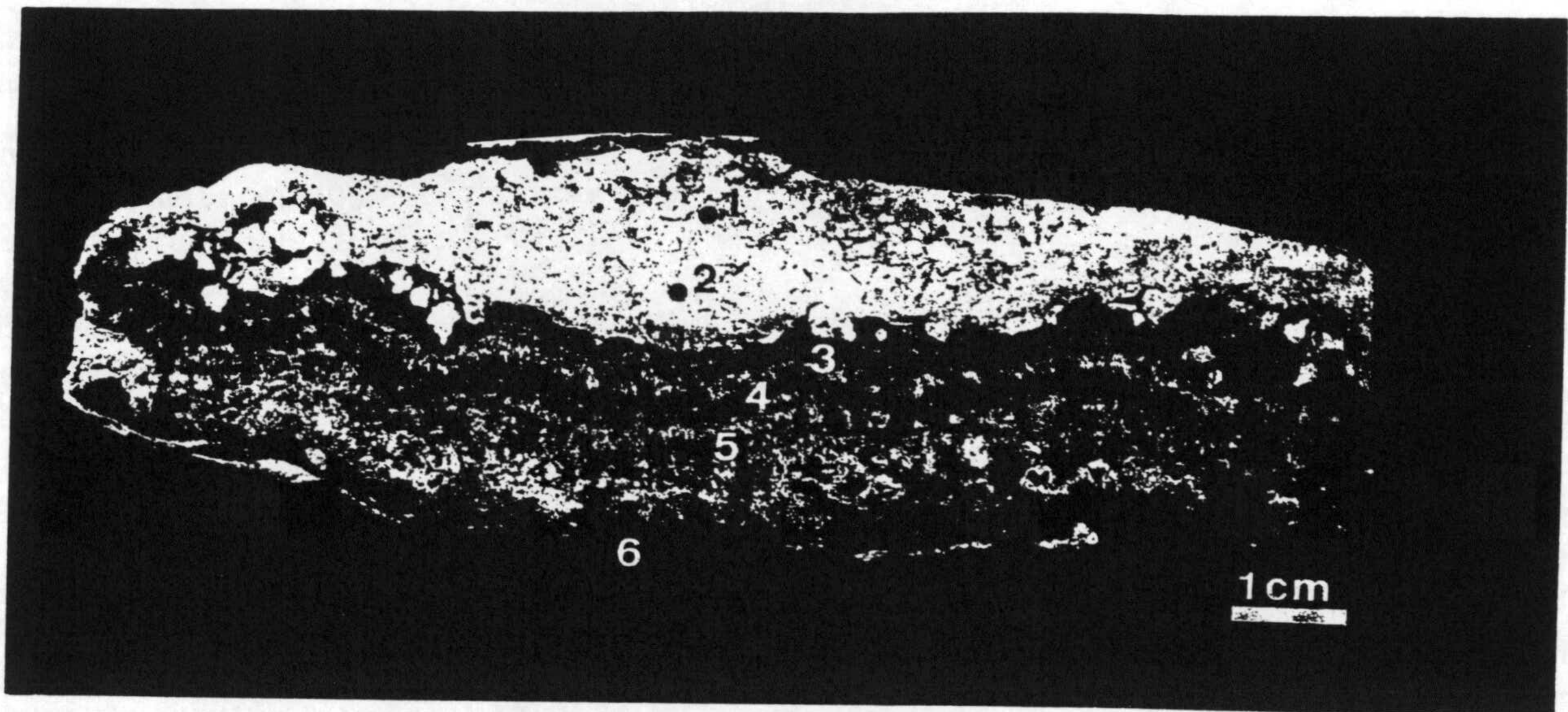


Figura 98.- Fotografía del nivel estudiado cuya características texturales son análogas a las calcretas. En la fotografía se muestra la posición de cada una de las muestras puntuales tomadas para realizar los análisis isotópicos.

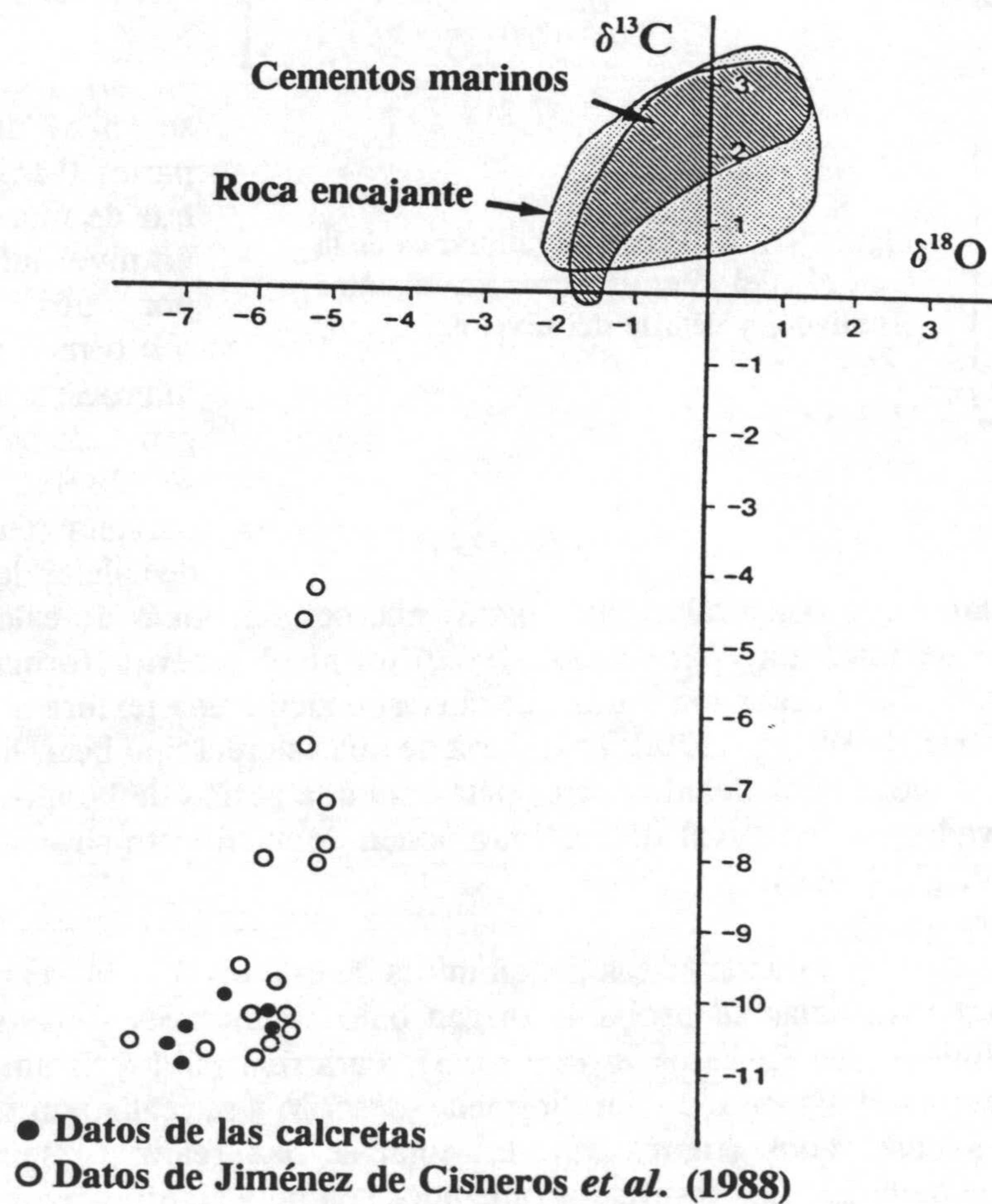


Figura 99.- Gráfico de representación de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los de $\delta^{18}\text{O}$ para las muestras del nivel discontinuo de la Unidad del Ventisquero. Se incluyen los datos suministrados por Jiménez de Cisneros, 1989 de roca encajante y cementos del paleokarst de Sierra Gorda. Así mismo, se representan los valores de falsas ágatas (Jiménez de Cisneros *et al.*, 1988).

Tabla 16.- Datos numéricos de las determinaciones de isótopos estables en muestras relacionadas con el paleokarst Mesozoico. S.- Sedimentos micríticos y limosos que rellenan las cavidades; E.- Espeleotemas que tapizan grandes cavidades y R.E.- Roca encajante del paleokarst.

MUESTRAS			VALORES	
LOCALIDAD	SIGLA	TIPO	$\text{‰}\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\text{‰}\delta^{18}\text{O}$ (PDB)
Cuillas	CU-A-1	S	2,1	1,7
"	CU-A-2	S	2,2	-1,1
"	CU-A-3	E	2,3	-0,9
"	CU-A-4	E	2,1	-0,9
"	CU-A-5	R.E	2,9	0,3
"	CU-A-6	E	1,9	-0,8
"	CU-A-7	E	0,9	-1,9
"	CU-A-8	R.E	2,7	0,9
"	CU-A-9	R.E	2,9	1,2
"	CU-A-10	R.E	2,9	1,0
"	CU-B-1	E	0,3	-3,2
"	CU-B-2	E	1,8	0,8
"	CU-B-3	E	3,7	4,8
"	CU-B-4	E	1,5	-1,1
"	CU-B-5	R.E	3,0	0,4
"	CU-B-6	E	2,1	0,3
"	CU-B-7	E	2,1	-0,1
"	CU-B-8	S	1,9	-0,6
"	CU-B-9	E	2,1	0,02
"	CU-B-10	E	1,9	0,4
"	CU-B-11	R.E	3,0	0,2

Tabla 16.- (Continuación).

MUESTRAS			VALORES	
LOCALIDAD	SIGLA	TIPO	$\text{‰}\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\text{‰}\delta^{18}\text{O}$ (PDB)
Cuillas	CU-C-1	R.E	2,9	0,2
"	CU-C-2	R.E	2,8	-0,1
"	CU-C-3	E	2,0	0,3
"	CU-C-4	E	2,1	0,1
"	CU-C-5	E	2,1	0,3
"	CU-C-6	E	2,2	0,3
"	CU-C-7	S	2,5	-0,4
"	CU-D-1	R.E	2,7	-0,1
"	CU-D-2	R.E	2,9	0,3
"	CU-D-3	E	1,9	-1,1
"	CU-D-4	S	2,0	-0,1
"	CU-D-5	R.E	2,8	0,2
"	CU-D-6	E	1,9	0,6
"	CU-D-7	E	2,9	0,3
"	CU-D-8	S	2,8	0,2
"	CU-D-9	E	1,8	0,5
"	CU-D-10	S	2,3	-0,7
"	CU-D-11	E	1,9	0,5
"	CU-D-12	R.E	2,9	0,4

Tabla 17.- Datos numéricos de las determinaciones de isótopos estables en muestras relacionadas con el paleokarst Mesozoico. S.- Sedimentos micríticos y limosos que rellenan las cavidades; E.- Espeleotemas que tapizan grandes cavidades y R.E.- Roca encajante del paleokarst.

MUESTRAS			VALORES	
LOCALIDAD	SIGLA	TIPO	$\text{‰}\delta^{13}\text{C(PDB)}$	$\text{‰}\delta^{18}\text{O(PDB)}$
Sierra de Estepa	ES-Z-1	R.E.	-5,3	-4,0
"	ES-Z-2	R.E.	-5,8	-4,1
"	ES-Z-3	R.E.	-2,6	-3,0
"	ES-Z-4	E.	-5,4	-4,5
"	ES-Z-5	E.	-11,9	-7,2
"	ES-Z-6	E.	-11,6	-7,3
"	ES-Z-7	S.	-5,8	-4,6
"	ES-Z-8	S.	-5,6	-4,5
"	91	R.E.	1,6	-1,8
"	92	R.E.	1,8	-1,6
"	92	R.E.	1,4	-2,0

Tabla 20.- Datos numéricos de las determinaciones de isótopos estables en muestras relacionadas con el paleokarst Mesozoico. S.- Sedimentos micríticos limosos que rellenan las cavidades; E.- Espeleotemas que tapizan grandes cavidades y R.E.- Roca encajante del paleokarst.

MUESTRAS			VALORES	
LOCALIDAD	SIGLA	TIPO	$\text{‰}\delta^{13}\text{C (PDB)}$	$\text{‰}\delta^{18}\text{O (PDB)}$
Norte Zamora	NZ-1	R.E.	3,1	-0,05
"	NZ-2	R.E.	3,1	0,3
"	NZ-3	E	2,1	0,5
"	NZ-4	E	2,2	0,5
"	NZ-5	E	2,4	0,3
"	NZ-6	R.E.	3,0	0,02
"	NZ-7	R.E.	3,0	0,1
"	NZ-8	E	2,7	-0,8
"	NZ-9	E	2,4	0,4
"	NZ-10	E	2,3	0,5
"	NZ-11	E	2,7	-0,1

Tabla 18.- Datos numéricos de las determinaciones de isótopos estables en muestras relacionadas con el paleokarst Mesozoico. A.- Muestras de aloquímicos de la roca encajante; M.- Caliza micrítica de la roca encajante; B.- Fósiles y bioclastos (corales y crinoides) de la roca encajante y del relleno de las cavidades; C.- Cementos esparíticos que rellenan huecos y pequeñas cavidades en la roca encajante; S.- Sedimentos micríticos y limosos que rellenan las cavidades; E.- Espeleotemas que tapizan grandes cavidades. del paleokarst.

MUESTRAS			VALORES	
LOCALIDAD	SIGLA	TIPO	$\text{‰}\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\text{‰}\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Sierra Gorda	LC-A-1	A	-2,10	-0,43
"	LC-A-2	A	-1,79	0,29
"	LC-A-3	C	-1,49	0,44
"	LC-A-4	C	-1,47	0,32
"	LC-A-5	C	1,43	-1,10
"	LC-A-6	C	-1,18	1,21
"	LC-A-7	S	-0,83	2,24
"	LC-B-1	A	-0,86	1,70
"	LC-B-2	C	0,54	2,75
"	LC-B-3	C	0,60	3,34
"	LC-B-4	C	0,59	1,15
"	LC-B-5	E	-0,45	2,00
"	LC-B-6	S	-0,32	1,23
"	LC-B-7	C	0,15	2,80
"	LC-B-8	C	-1,40	1,17
"	LC-B-9	C	-0,61	2,28
"	LC-C-1	C	0,03	2,73
"	LC-C-2	A	-1,78	1,25
"	LC-C-3	E	-0,07	2,67
"	LC-C-4	S	0,28	1,93
"	LC-C-5	S	0,39	2,12
"	LC-C-6	E	0,18	2,86
"	LC-C-7	C	-0,70	1,92
"	LC-C-8	A	-1,42	0,86

Tabla 18.- (Continuación).

MUESTRAS			VALORES	
LOCALIDAD	SIGLA	TIPO	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Sierra Gorda	LC-D-1	S	-1,29	0,47
"	LC-D-2	S	0,52	1,61
"	LC-D-3	E	0,12	2,44
"	LC-D-4	M	-1,20	2,46
"	LC-D-5	E	-0,32	2,04
"	LC-D-6	E	-0,18	2,08
"	LC-D-7	S	-0,26	2,24
"	LC-D-8	M	-1,57	2,15
"	LC-E-1	M	-0,30	2,34
"	LC-E-2	E	-0,20	2,98
"	LC-E-3	E	0,35	2,95
"	LC-E-4	A	-0,17	2,20
"	LC-E-5	E	0,31	2,92
"	LC-E-6	E	-0,10	2,03
"	LC-E-7	E	-0,42	1,74
"	LC-E-8	A	-0,90	1,13
"	LC-E-9	B	-0,44	2,79
"	LC-F-1	A	-0,50	2,36
"	LC-F-2	C	-0,59	2,82
"	LC-F-3	C	-0,10	2,67
"	LC-F-4	A	-0,69	2,04
"	LC-F-5	C	-0,79	2,27
"	LC-G-1	A	-1,38	0,45
"	LC-G-2	C	-0,55	2,15
"	LC-G-3	A	-0,35	2,72
"	LC-G-4	E	-0,33	2,16
"	LC-G-5	S	0,18	1,88
"	LC-G-6	S	-0,64	0,92
"	LC-G-7	S	-0,21	2,15
"	LC-G-8	E	0,22	2,95

Tabla 18.- (Continuación).

MUESTRAS			VALORES	
LOCALIDAD	SIGLA	TIPO	$\text{‰}\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\text{‰}\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Sierra Gorda	LC-H-1	M	-1,49	2,00
"	LC-H-2	E	-0,10	1,82
"	LC-H-3	E	0,14	2,51
"	LC-H-4	S	0,26	2,21
"	LC-H-5	M	1,51	1,55
"	LC-H-6	E	0,20	2,11
"	LC-H-7	E	0,03	2,44
"	LC-H-8	S	0,37	2,33
"	LC-H-9	C	-0,03	2,89
"	LC-I-1	A	-1,10	0,46
"	LC-I-2	E	-1,66	0,11
"	LC-I-3	S	-0,27	1,90
"	LC-I-4	S	-1,10	1,02
"	LC-I-5	A	-1,58	0,49
"	LC-I-6	A	-1,53	0,65
"	LC-I-7	S	-0,26	1,95
"	LC-I-8	C	-0,00	2,78
"	LC-J-1	A	-0,45	1,83
"	LC-J-2	C	0,43	2,75
"	LC-J-3	C	0,31	2,82
"	LC-J-4	C	0,05	2,31
"	LC-K-1	A	-1,59	0,45
"	LC-K-2	C	-0,75	1,83
"	LC-K-3	C	0,53	2,99
"	LC-K-4	C	-0,18	1,95
"	LC-K-5	A	-1,88	1,46
"	LC-K-6	C	-1,08	2,25
"	LC-K-7	M	-0,80	2,38
"	LC-L-1	A	-0,70	2,31
"	LC-L-2	C	0,05	2,82
"	LC-L-3	C	0,34	2,47
"	LC-L-4	C	0,44	2,39
"	LC-L-5	A	-1,46	0,54

Tabla 18.- (Continuación).

MUESTRAS			VALORES	
LOCALIDAD	SIGLA	TIPO	$\text{‰}\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\text{‰}\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Sierra Gorda	LC-M-1	A	-0,44	1,93
"	LC-M-2	B	-0,64	1,70
"	LC-M-3	C	-1,54	0,48
"	LC-M-4	C	-1,10	1,72
"	LC-M-5	C	-1,02	1,65
"	LC-M-6	C	-0,61	1,45
"	LC-M-7	M	-0,14	1,65
"	LC-M-8	C	-0,12	2,39
"	LC-M-9	C	1,10	2,32
"	Z-A-1	S	0,64	2,13
"	Z-A-2	S	0,80	2,20
"	Z-A-3	S	0,79	2,25
"	Z-A-4	S	1,12	2,34
"	Z-B-1	S	1,02	2,66
"	Z-B-2	S	1,05	2,54
"	Z-B-3	S	1,12	2,64
"	Z-B-4	S	1,07	2,55
"	Z-C-1	M	0,78	2,66
"	Z-C-2	E	0,61	2,81
"	Z-C-3	E	0,34	2,37
"	Z-C-4	E	0,47	2,27
"	Z-C-5	E	0,74	2,68
"	Z-D-11	C	0,46	2,62
"	Z-D-12	S	1,40	1,10
"	Z-D-13	C	0,49	2,90
"	Z-D-21	C	0,32	2,50
"	Z-D-22	C	0,54	2,96
"	Z-D-23	M	-0,06	1,75
"	Z-E-1	S	1,04	2,88
"	Z-E-2	S	1,62	3,10
"	Z-E-3	S	1,70	3,20

Tabla 18.- (Continuación).

MUESTRAS			VALORES	
LOCALIDAD	SIGLA	TIPO	$\text{‰}\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	$\text{‰}\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$
Sierra Gorda	Z-F-1	M	0,86	2,51
"	Z-F-2	C	0,88	2,81
"	Z-F-3	C	1,14	2,63
"	Z-F-4	C	0,57	2,72
"	Z-G-1	S	0,28	2,14
"	Z-G-2	S	0,21	2,26
"	Z-G-3	E	0,77	3,29
"	Z-G-4	C	0,38	2,73
"	Z-G-5	E	-0,11	1,74
"	Z-G-6	M	-2,04	0,83
"	Z-G-7	S	-1,61	0,19
"	Z-G-8	S	0,38	2,00
"	Z-H-1	E	-0,41	2,57
"	Z-H-2	S	-0,41	1,79
"	Z-I-1	S	-0,07	2,10
"	Z-I-2	E	0,28	2,94
"	Z-I-3	S	-0,34	1,71
"	Z-I-4	E	0,42	3,00
"	Z-I-5	S	-0,13	1,84
"	Z-K-1	M	-1,43	1,84
"	Z-K-2	E	0,23	2,57
"	Z-K-4	M	-1,00	2,49
"	Z-K-5	E	0,11	2,40
"	Z-K-6	S	0,10	2,11
"	Z-K-7	S	0,01	1,52
"	Z-P-1	B	1,00	1,00
"	Z-P-2	B	0,30	1,32
"	Z-P-3	B	0,04	-0,66
"	Z-P-4	B	0,19	0,88
"	Z-Q-1	B	-0,05	0,86
"	Z-Q-2	B	0,17	1,00
"	Z-Q-3	B	0,16	1,37
"	Z-R-6	B	-0,44	2,57

Tabla 19.- Datos numéricos de las determinaciones de isótopos estables en muestras relacionadas con el paleokarst Mesozoico. S.- Sedimentos micríticos y limosos que rellenan las cavidades; E.- Espeleotemas que tapizan grandes cavidades y R.E.- Roca encajante del paleokarst.

MUESTRAS			VALORES	
LOCALIDAD	SIGLA	TIPO	$\text{‰}\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\text{‰}\delta^{18}\text{O}$ (PDB)
Sierra de Reclot	SR-A-1	R.E	2,0	-0,1
"	SR-A-2	E	1,8	-3,1
"	SR-A-3	R.E	2,2	-0,8
"	SR-A-4	E	2,1	-1,2
"	SR-A-5	E	1,9	-3,7
"	SR-A-6	E	1,9	-1,9
"	SR-A-7	R.E	2,2	-0,3
"	SR-A-8	E	2,0	-3,4
"	SR-A-9	E	1,9	-4,3
"	SR-A-10	E	2,0	-4,1
"	SR-A-11	E	1,9	-4,3
"	SR-A-12	E	2,0	-3,8
"	SR-A-13	E	2,0	-2,3
"	SR-B-1	E	3,1	-0,7
"	SR-B-2	E	2,7	-0,6
"	SR-B-3	E	3,1	-1,1
"	SR-B-4	E	3,2	-0,3
"	SR-B-5	E	3,3	-0,5
"	SR-B-6	R.E	2,9	-0,7
"	SR-B-7	R.E	2,9	-0,6
"	SR-B-8	S	3,1	-1,0
"	SR-B-9	S	3,0	-0,4
"	SR-B-10	S	1,8	-0,2

Tabla 21.- Datos numéricos de las determinaciones de isótopos estables en muestras relacionadas con el paleokarst Mesozoico. S.- Sedimentos micríticos y limosos que rellenan las cavidades; E.- Espeleotemas que tapizan grandes cavidades y R.E.- Roca encajante del paleokarst.

MUESTRAS			VALORES	
LOCALIDAD	SIGLA	TIPO	$\text{‰}\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\text{‰}\delta^{18}\text{O}$ (PDB)
Almola	ALC-1	R.E	2,4	-0,4
"	ALC-2	R.E	2,5	-0,2
"	ALC-3	R.E	2,0	-0,6
"	88A-74-1	R.E	2,0	-2,5
"	88A-74-2	E	1,9	-3,8
"	88A-74-3	E	2,0	-2,3
"	88A-74-4	E	1,9	-3,2
"	88A-74-5	E	2,0	-2,2
"	88A-74-6	E	2,0	-2,0
"	88A-74-7	E	1,9	-2,2
"	88A-74-8	S	1,8	-0,3
"	88A-74-9	S	1,9	-0,3
"	1079B-1	R.E	2,4	0,4
"	1079B-2	R.E	2,4	0,2
"	A8-1	R.E	2,4	-1,4
"	A8-2	R.E	2,5	-1,6

Tabla 22.- Datos numéricos de las determinaciones de isótopos estables sobre las muestras de calcretas relacionadas con el paleokarst Mesozoico.

MUESTRAS		VALORES	
LOCALIDAD	SIGLA	$\text{‰}\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\text{‰}\delta^{18}\text{O}$ (PDB)
U.Ventisquero	1	-10,53	-5,69
"	2	-10,31	-5,72
"	3	-10,05	-6,28
"	4	-10,51	-6,96
"	5	-10,72	-7,03
"	6	-10,93	-6,89

7.3.- RASGOS GEOQUIMICOS GENERALES DE LOS MATERIALES ASOCIADOS AL PALEOKARST

En este apartado se realiza la interpretación conjunta de todos los resultados obtenidos que han sido expuestos y comentados anteriormente para las distintas áreas seleccionadas. Seguidamente, se irán discutiendo los resultados obtenidos con cada una de las técnicas empleadas. Posteriormente las interpretaciones parciales serán integradas en un modelo genético global, el cual será considerado en el contexto paleogeográfico y de evolución de la cuenca mesozoica de la Cordillera Bética.

7.3.1.- Interpretación de los resultados del análisis isotópico

En total han sido 249 los análisis isotópicos realizados sobre las diferentes muestras tomadas en las distintas áreas geográficas seleccionadas. En este apartado se incluyen tres gráficos en los que se representan los valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para el conjunto de las muestras de roca encajante, de espeleotemas y de sedimento, de manera que así se puede facilitar el estudio comparativo de las distintas muestras.

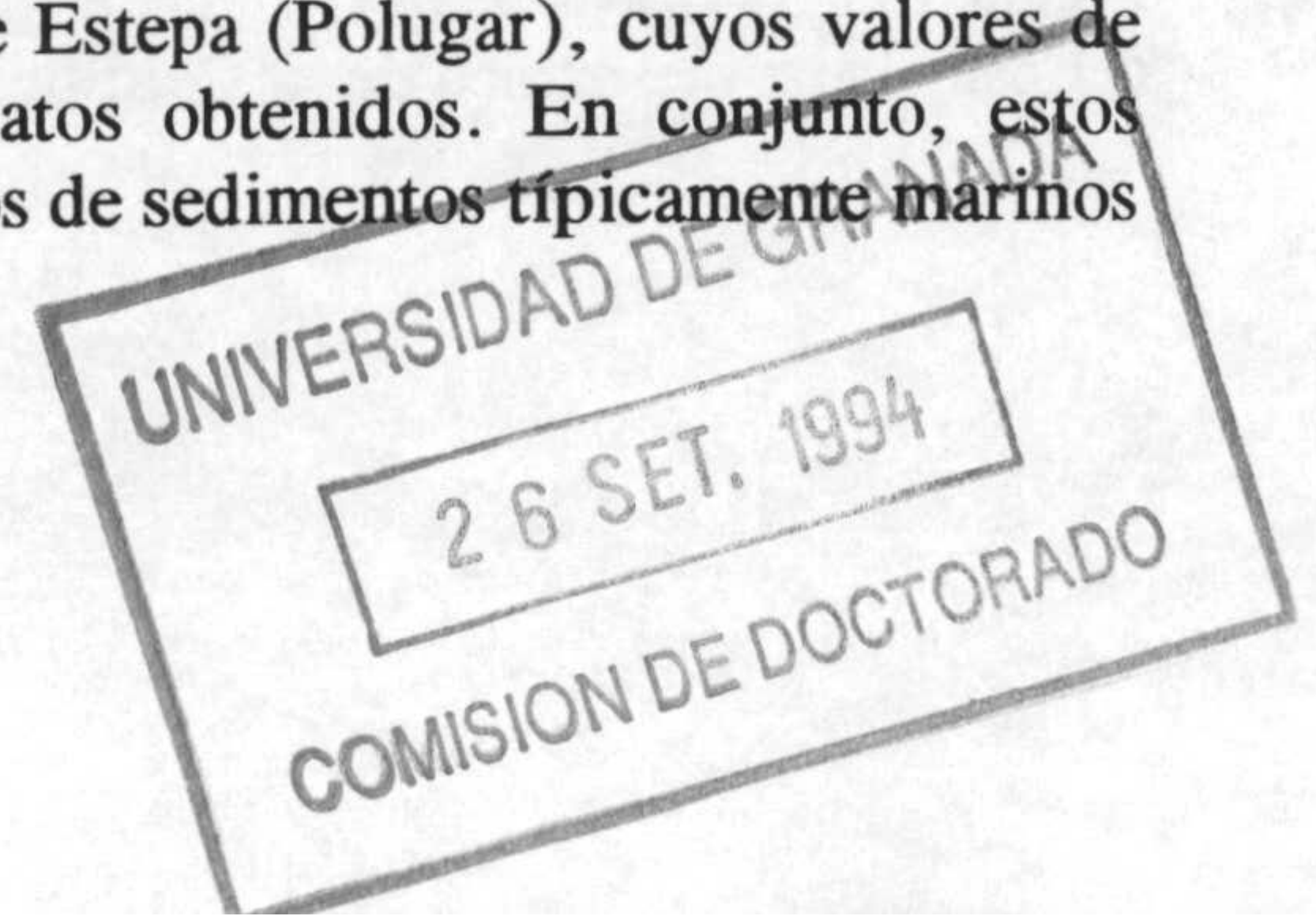
Como ya se ha puesto de manifiesto en párrafos anteriores las relaciones entre el $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ pueden aportar datos sobre la génesis de los diferentes materiales carbonatados pudiéndose diferenciar los formados en medios continentales de los formados en medios marinos. Por otra parte, los valores isotópicos pueden informarnos sobre las alteraciones diagenéticas que pueden haber sufrido los materiales. Asimismo, y a partir de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ se pueden obtener datos sobre la paleotemperatura del agua a partir de la cual precipitaron los carbonatos.

7.3.1.1.- Génesis de los materiales y procesos de alteración diagenética

La interpretación genética de los datos isotópicos en carbonatos es compleja. Una primera dificultad consiste en que la composición isotópica originaria puede estar enmascarada por los efectos de la diagénesis. Una segunda estriba en que los sedimentos de medios actuales, a veces, presentan fuerte variabilidad de valores isotópicos debido a la interacción de diferentes factores. En todos los casos la interpretación se basa en la hipótesis, argumentada por datos experimentales y medidas en medios recientes, según la cual hay un equilibrio isotópico entre el agua del medio y los carbonatos formados en el mismo, tanto sedimentos, como caparazones de organismos y cementos. En definitiva, la medida de las razones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en rocas sedimentarias, fósiles o cementos lo que suministra es información sobre el quimismo de las aguas del medio y por tanto tiene el máximo interés para diferenciar materiales marinos de continentales, ya que entre las razones isotópicas de aguas dulces y saladas hay notables diferencias.

Para realizar las interpretaciones de los resultados se han considerado separadamente los valores de cada uno de los componentes, en primer lugar los de la roca encajante, después los de los espeleotemas que tapizan las paredes de las cavidades y finalmente los materiales que rellenan las cavidades. Posteriormente se realiza un análisis conjunto de todos los resultados estableciéndose así las posibles relaciones entre ellos.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para la roca encajante presentan una gran concentración entre el intervalo de 0 a 4 ‰ y de -2 a 2 ‰ respectivamente (figura 100). Esta concentración muestra una distribución lineal en covariante positiva muy marcada, y solamente se observan tres puntos, correspondientes a muestras procedentes de la Sierra de Estepa (Polugar), cuyos valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son mucho más negativos que el resto de los datos obtenidos. En conjunto, estos resultados están claramente dentro de la gama de los datos propios de sedimentos típicamente marinos



de acuerdo con los valores suministrados por Brand (1981, 1982) para materiales carboníferos, Hudson y Coleman (1978) en materiales jurásicos de los Alpes, Magaritz (1983) en su cuadro general y Milliman (1974) para los valores de carbonatos marinos en su conjunto. Los valores más negativos de $\delta^{18}\text{O}$ pueden ser explicados por los procesos de alteración diagenética que tienen lugar en las calizas someras, como pone de manifiesto Hudson (1977). Así pues, en este caso la diagénesis probablemente ocurrió en condiciones fisicoquímicas muy semejantes a las del medio sedimentario en el que se formaron dichos carbonatos. Por otra parte, la distribución lineal de estos valores según una covariante positiva, parece ser un indicio de que la alteración diagenética hubiese tenido lugar en las proximidades de la zona de mezcla (*mixed zone*) entre las aguas marinas y las aguas dulces como proponen Allan y Matthews (1982). Los valores obtenidos en las muestras procedentes de la Sierra de Estepa son muy negativos por lo que hacen pensar en la posibilidad de una diagénesis de estos materiales en un medio subaéreo (vadoso) o freático de aguas dulces (Keith y Weber 1964; Magaritz 1975; Hudson 1977; Allan y Matthews 1977; Dickson y Coleman 1980 y Al-Aasam y Veizer 1986). En definitiva, se puede decir que la génesis de estos materiales tuvo lugar en un medio marino somero, en el que existían variaciones de energía (y la profundidad del depósito) pero se mantenía el quimismo del agua. Asimismo, y dada la gran concentración y coincidencia de la mayoría de las valores es posible asegurar que las transformaciones diagenéticas fueron mínimas de manera semejante a lo que ocurre en los sedimentos pelágico (Renard 1985) y que la diagénesis tuvo lugar en condiciones de quimismo del agua muy semejante a las del medio sedimentario con algún episodio eventual de aguas freáticas que causase las modificaciones aludidas.

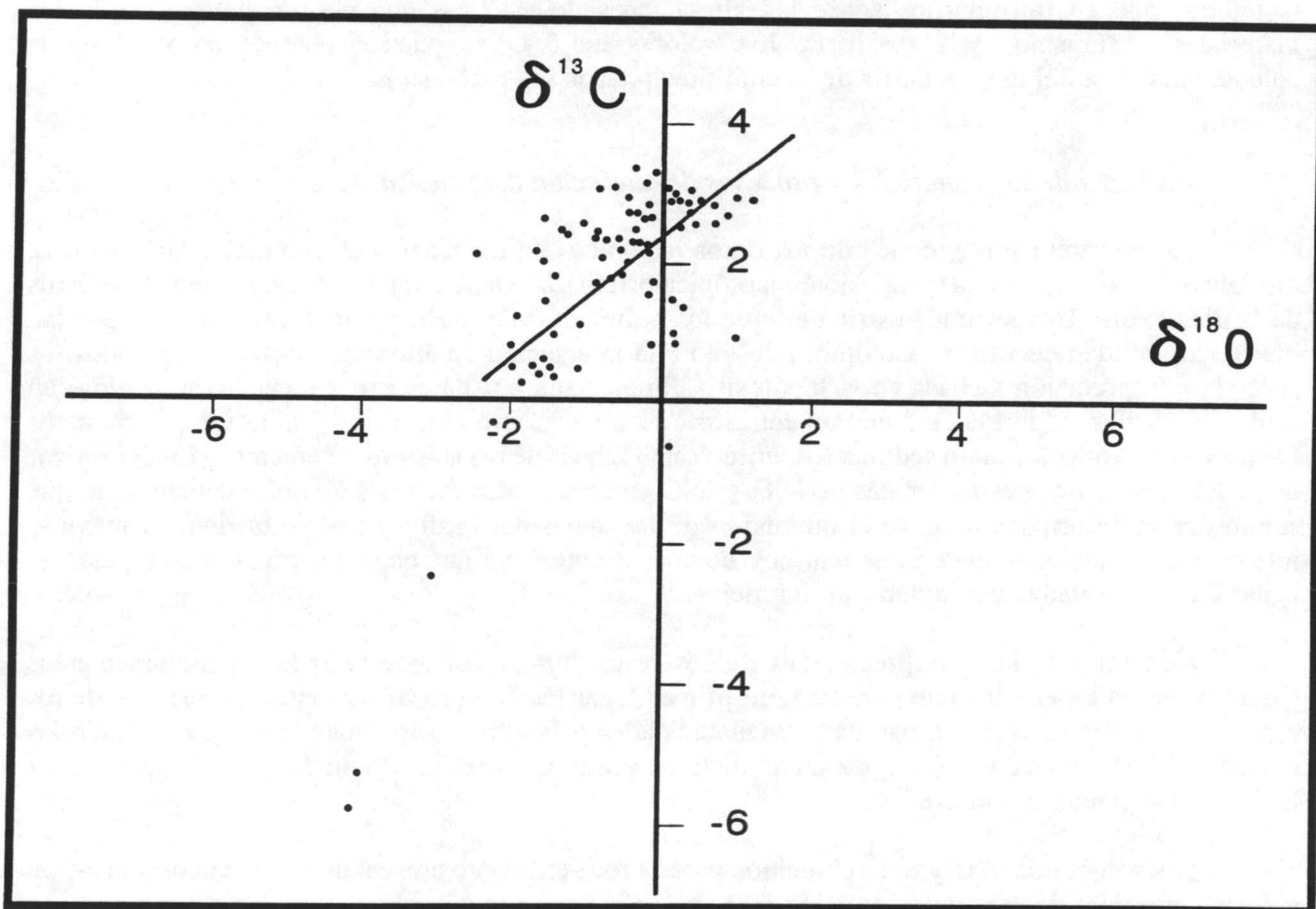


Figura 100.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para el conjunto de las muestras de roca encajante del paleokarst mesozoico de la Cordillera Bética.

Los espeleotemas que tapizan las cavidades han sido estudiados con especial interés con el fin de intentar reconocer en ellos espeleotemas vadosos o freáticos de agua dulce, similares a las estalactitas y estalagmitas. Los datos obtenidos en el estudio textural son poco significativos ya que mayoritariamente se trata de cementos calcíticos fibroso-radiales. Este tipo textural ha podido formarse tanto en medios marinos (Kendall 1985; Minero 1988) como freáticos de agua dulce o vadosos (Folk y Assereto 1976; Kendall y Broughton 1978; Assereto y Folk 1980). Sin embargo, los resultados isotópicos son muy interesantes y se trata del conjunto de muestras que presentan una menor dispersión en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ estando comprendidos en el intervalo 2 a 4 ‰ y de $\delta^{18}\text{O}$ entre -2 a 2 ‰ (figura 101). Estos valores coinciden en gran parte con los de la roca encajante, por lo que podría decirse que estos espeleotemas precipitaron sobre las paredes de las cavidades en un medio freático marino. Minero (1988) describe ejemplos de cementos fibrosos-radiales en medios marinos someros con valores muy semejantes a los aquí descritos, y que como en este caso se encuentran tapizando las paredes de las cavidades paleokársticas. Existe un grupo de muestras que se alejan del resto y que concretamente se trata de las muestras procedentes de la Sierra de Reclot y de la Sierra de Estepa (figura 101). En el primer caso, se observa que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en estos espeleotemas apenas si varían teniendo un $\delta^{13}\text{C}$ de 2 ‰, mientras que, por el contrario, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ muestran una importante variación, de manera que se observa una alineación de los valores a lo largo de una recta paralela al eje de abscisas y cuyo valor de $\delta^{13}\text{C}$ es 2 ‰. Esta distribución podría ser explicada por el efecto de posibles transformaciones diagenéticas que afectaron a estos materiales en la zona de mezcla con una influencia de aguas continentales importante que hace que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ sean más negativos. Las muestras procedentes de la Sierra de Estepa (Polugar) suministran valores muy negativos que hacen que estos se separen del resto. En este caso, son valores similares a los obtenidos para las falsas ágatas, estalactitas y estalagmitas por lo que podría aludirse a una génesis similar a la de estos materiales. Así pues su génesis podría estar ligada a una precipitación de los mismos bajo unas condiciones de carácter subaéreo en un ambiente vadoso. No obstante, es difícil conocer si la presencia de estos espeleotemas se debe a la actuación de un karst reciente en la región. Los datos isotópicos apoyan la hipótesis de que estos espeleotemas sean actuales y que la roca encajante y el sedimento durante un momento de su historia geológica estuvieron afectadas por alteraciones diagenéticas que ocasionaron cambios en su composición isotópica las cuales reflejan la actuación de las aguas meteóricas (dando valores altamente negativos). A la vista de todos los datos se puede concluir que la mayor parte de los espeleotemas estudiados, tapizan las paredes de las cavidades en unas condiciones freáticas de aguas marinas. Sin embargo, podrían haber algunas dudas; de una parte González y Lohmann (1988) dan ejemplos de cementos aragoníticos de medios vadosos con razones isotópicas muy semejantes a los aquí estudiados; por otra parte la composición isotópica podría ser el resultado de transformaciones diagenéticas por efecto de aguas marinas, a partir de espeleotemas vadosos, después de quedar cubiertos por el mar. No obstante, ambas posibilidades no pasan de ser hipótesis sin una argumentación sólida. La primera de ellas no es aplicable salvo que se acepte que los cementos calcíticos fueron anteriormente aragoníticos. La segunda es difícil de aceptar dado el grado de concentración de todas las muestras, al contrario de las que son producto de transformaciones diagenéticas, según se deduce de la bibliografía. Como veremos posteriormente, los resultados de otras técnicas geoquímicas, confluyen también a favor de la interpretación más lógica, o sea, que se trate de precipitaciones en medios subacuáticos de aguas marinas (freáticos marinos).

Finalmente, los sedimentos internos (figura 102) que rellenan las cavidades presentan relaciones entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ bastante semejantes a las de los otros materiales. Dentro de ellos hay unos micríticos, frecuentemente con fauna marina y otros laminados limolítico-calcíticos azoicos, que se asemejan a los sedimentos vadosos y que fueron considerados como probables sedimentos vadosos en trabajos anteriores (García-Hernández *et al.*, 1986b; Vera *et al.*, 1988). Los resultados de todos ellos son muy semejantes y presentan razones isotópicas muy típicas de la sedimentación en medios marinos de aguas de salinidad normal como los que representan en sus gráficos Milliman (1974), Hudson (1977) o Anderson y Arthur (1982).

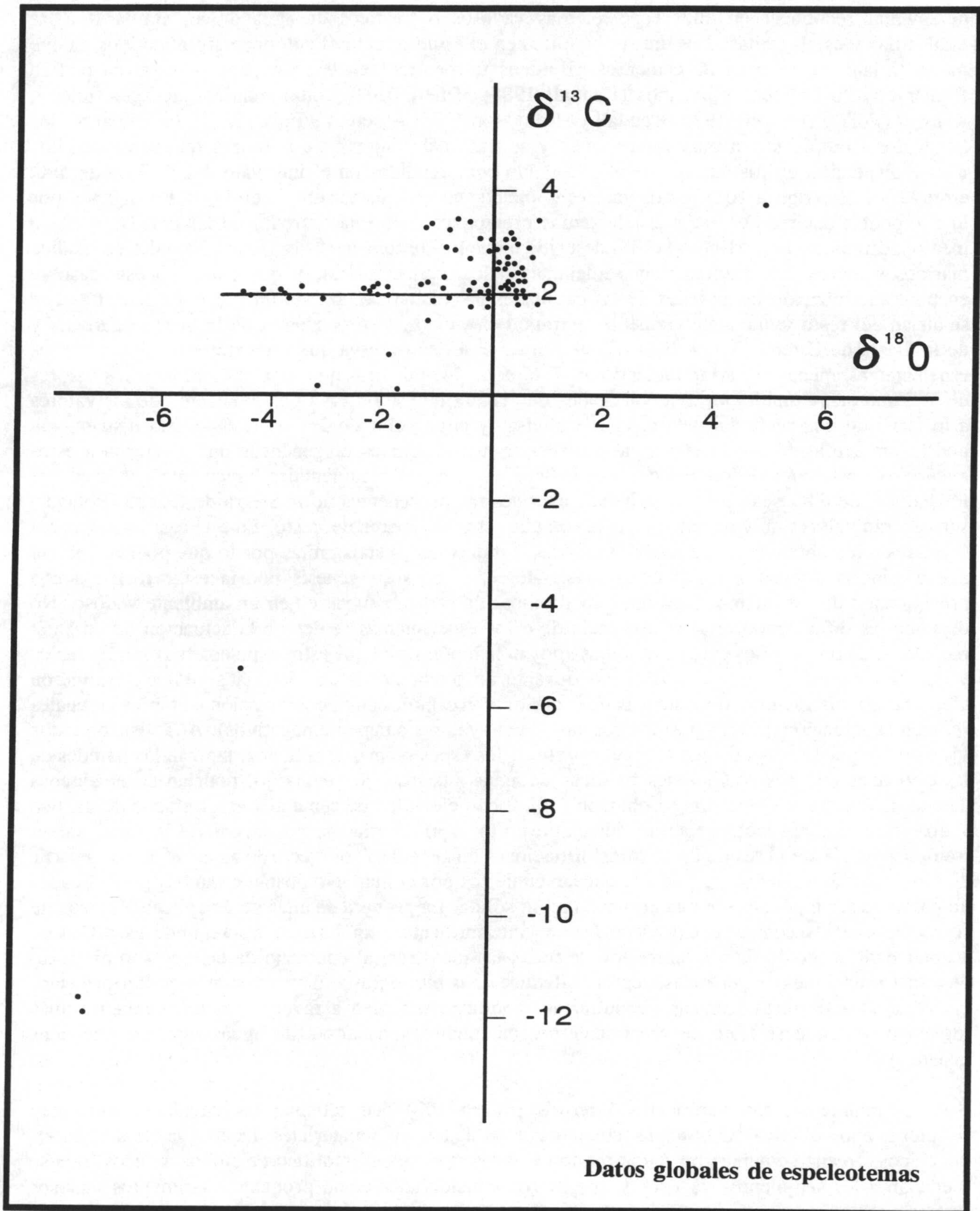


Figura 101.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para el conjunto de las muestras de espeleotemas del paleokarst mesozoico de la Cordillera Bética.

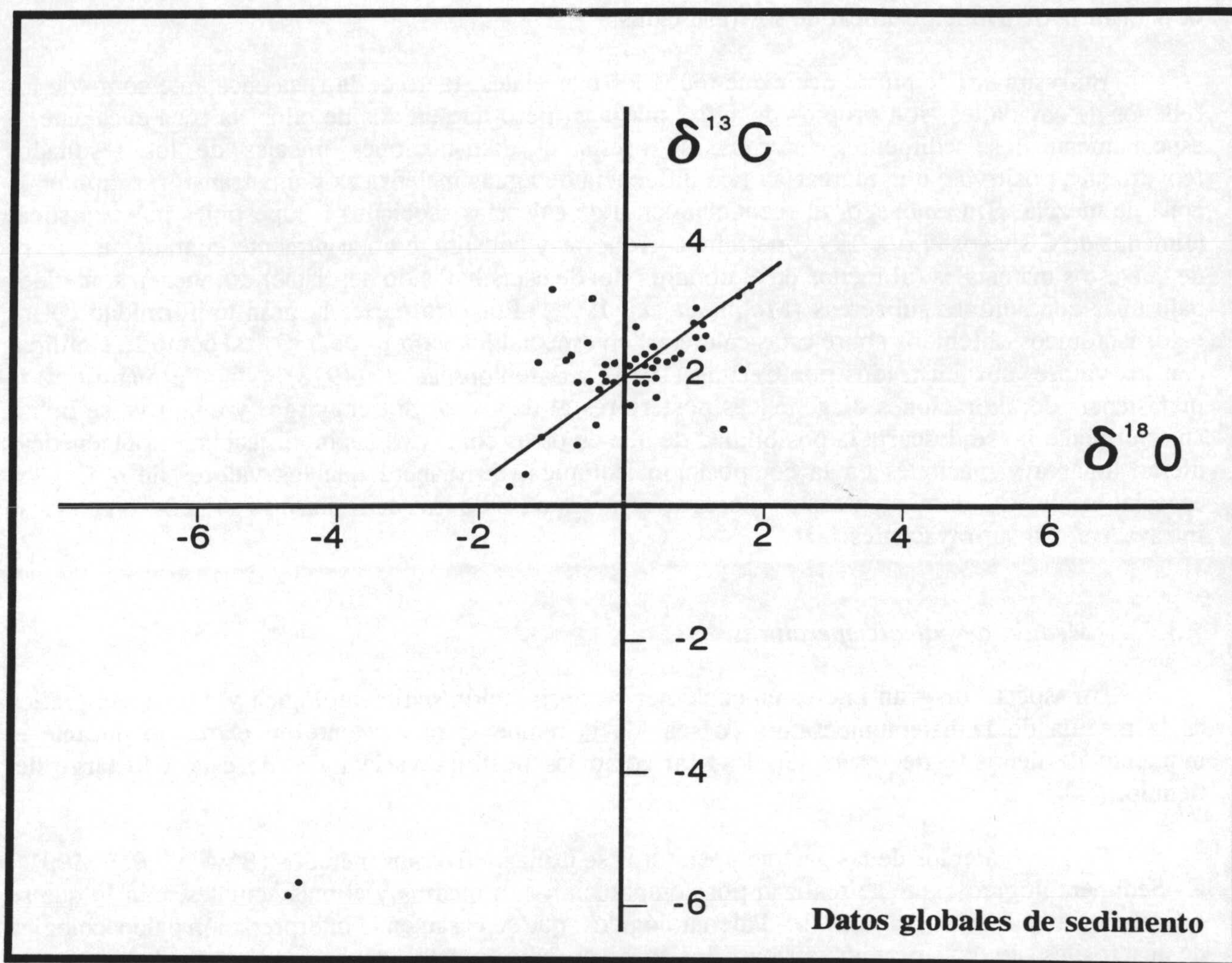


Figura 102.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para el conjunto de las muestras de sedimento del paleokarst mesozoico de la Cordillera Bética.

Minero (1988) en materiales del Cretácico de México describe un ejemplo muy similar, donde el relleno de la cavidad kárstica se hace primero por un espeleotema y después por un sedimento laminado, ambos con composiciones isotópica propias de medios marinos. Sin embargo hay un aspecto de máximo interés que modifica, o complementa, esta interpretación. Concretamente se trata de que los valores presentan una distribución lineal en covariante lineal positiva, de manera aun más marcada que los valores de la roca encajante. Esta distribución lineal, siguiendo las ideas de Allan y Matthews (1982), es muy característica de la zona de mezcla de agua dulce y marina, por lo que bien podría tratarse de un sedimento depositado en estas condiciones, o uno marino que ha sufrido transformaciones diagenéticas en la zona de mezcla. Estos autores (Allan y Matthews, 1982) reconocen sedimentos micríticos que rellenan cavidades similares a las aquí estudiadas, con valores isotópicos semejantes, formados en la zona de mezcla de agua dulce y agua marina. Este dispositivo encaja bien con los modelos paleogeográficos del karst jurásico subbético (Vera *et al.*, 1988) en el que habría áreas emergidas eventuales que facilitarían el acceso de las aguas dulces. La gran coincidencia de estos valores de la relación entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ con los de los demás materiales estudiados (roca encajante, cementos y espeleotemas) lo que hace pensar, que el quimismo de las

aguas durante el depósito de todos ellos era similar y propio de medios marinos de salinidad normal, con eventuales influencias (al menos indirectas) de aguas freáticas meteóricas (zona de mezcla) que ocasionan la distribución lineal de los resultados.

En resumen, se puede decir que todos los materiales, tanto de la roca encajante como de los rellenos de cavidades, son propios de aguas marinas, pero que en dos de ellos, la roca encajante, y especialmente los sedimentos internos, se presentan distribuciones lineales de los resultados (covariantes positivas) que marcarían una influencia de aguas meteóricas y una transformación en la zona de mezcla. Sin embargo, el reconocimiento de calcretas asociadas a superficies paleokársticas (Jiménez de Cisneros *et al.*, 1993) permite corroborar y constituye un argumento contundente a favor de que estos materiales (al menos en el dominio donde estas han sido descritas) estuvieron sometidos bajo unas condiciones subaéreas (Molina *et al.*, 1992). Por otra parte, la gran uniformidad de los datos isotópicos obtenidos sobre estas calcretas, en especial los valores de $\delta^{13}\text{C}$, así como su similitud con los valores suministrados por Cerling (1984) y Salomons *et al.* (1978), pone de manifiesto la inexistencia de alteraciones diagenéticas posteriores al depósito. Sin embargo, y como ya se indica anteriormente no se descarta la posibilidad de que en otros contextos las modificaciones diagenéticas dieran lugar a variaciones en la composición isotópica, de manera que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y en especial los de $\delta^{13}\text{C}$ aumenten hasta valores semejantes a las de las rocas marinas someras o pelágicas infrayacentes o suprayacentes.

7.3.1.2.- Medida de paleotemperaturas

Un aspecto de gran interés en cualquier reconstrucción sedimentológica y/o paleogeográfica es la medida de la paleotemperatura, o sea, de la temperatura existente en el medio durante el momento de depósito de los materiales, así como las posibles variaciones de ésta a lo largo del tiempo.

Para los cálculos de las paleotemperaturas se utilizan diversos métodos (Bowen, 1966, 1991):
a.- Sedimentológicos, que se realizan por comparación con medios y climas actuales, con lo que se diferencian etapas frías y cálidas. b.- Paleontológicos, que se basan en la interpretación paleoecológica de los fósiles, lo que permite atribuir los medios sedimentarios a un tipo u otro de clima. c.- Isotópicos, basados en la medida del $\delta^{18}\text{O}$ lo que permite dar cifras numéricas de la paleotemperatura. Este último grupo de métodos es, por tanto, el más fiable y actualmente el más utilizado para la medida de la paleotemperatura, ya que es el único disponible que permite dar valores numéricos.

En las medidas que se realizan en este apartado, en todos los casos, se introduce un valor de $\delta^{18}\text{O}_w$ de -1.28‰ , tal y como hacen Shackleton y Kennett (1975) y otros autores posteriores. Este factor se debe de una parte al efecto glacial (-1‰) y de otra a la expresión del δw con respecto al estándar PDB y no respecto al SMOW (-0.28), como explican detalladamente Jiménez de Cisneros *et al.* (1988b).

Los cálculos de paleotemperaturas en materiales marinos antiguos son especialmente fiables para el Cuaternario (Emiliani 1955, 1966, 1972; Hecht, 1973; Bradley, 1985; entre otros). Los datos obtenidos sobre materiales pelágicos del Cretácico superior y del Cenozoico (p.ej. Shackleton y Kennett, 1975a,b; Vergnaud-Grazzini, 1976; Savin, 1977; Jiménez de Cisneros *et al.*, 1988b) muestran una gran coherencia de manera que se puede hablar de curvas de paleotemperaturas desde el Cretácico medio. Estas en gran parte se basan en datos de sondeos oceánicos del DSDP en los que la alteración posterior ha sido menor. Sin embargo para materiales más antiguos las dificultades de medida son grandes debido de una parte a la variación del $\delta^{18}\text{O}$ por factores diagenéticos y por otra por la dificultad de aplicar un valor del $\delta^{18}\text{O}$ del agua del mar correcta. Así Hallam (1975, cap. 9) dice que "después de una etapa inicial de entusiasmo de medidas de paleotemperaturas a partir de la

razón isotópica del oxígeno se ha llegado a la desilusión en la medidas para materiales mesozoicos, ya que diversos factores pueden complicar su interpretación y dar resultados falsos". Valorando el riesgo de error, o incluso la posible inutilidad de los cálculos, se hace a continuación una valoración de las paleotemperaturas de los materiales jurásicos estudiados en este trabajos, que a continuación se interpretan de manera crítica.

Los cálculos se han hecho a partir de todos los datos isotópicos disponibles. Para cada lote de muestras (roca encajante, espeleotemas y sedimento) se ha calculado la paleotemperatura media (a partir del valor medio del $\delta^{18}\text{O}$) que puede ser la que se pueda comparar mejor con los datos disponibles en bibliografía para materiales de la misma edad. Además, se han calculado los valores máximos y mínimos, con el fin de estimar, el rango de fluctuación de las temperaturas.

Los datos globales (valores medios) de paleotemperatura obtenidos para los diferentes grupos genéticos diferenciados son de $13,2^{\circ}\text{C}$ para la roca encajante, de 15°C para los espeleotemas y de $11,7^{\circ}\text{C}$ para los sedimentos. Bowen (1966, cap.9) y Hallam (1975, cap.9) incluyen numerosos datos de paleotemperaturas del Jurásico; sin embargo para poder compararlos con los aquí calculados hay que introducir factores correctores ya que dichos autores consideran un valor del $\delta^{18}\text{O}_w = 0\text{‰}$ y no el de -1.28‰ , con lo que todos los valores que indica esta autor están elevados unos 5°C . Introducida la corrección los valores que suministra Bowen (1966, 1991) para el Carixiense de Alemania resultan de $13,9$ a 17°C , que se asemejan a los calculados. Por su parte Hallam (1975) indica que en el Jurásico alpino la temperatura en el Lias inferior es de 13°C (valor efectuada la corrección); el mismo autor se refiere a otros valores con gran variabilidad (14 a 37 grados) de diferentes autores y que considera erróneos, debidos a modificaciones postdeposicionales de la razón isotópica. Hudson y Coleman (1978) para el Ammonítico Rosso del Jurásico de Austria calculan una temperatura media de $12,2^{\circ}\text{C}$, Marshall (1981) para el Lias de Sicilia da valores medios de $12,5^{\circ}\text{C}$ y Brand (1986) para el Jurásico medio de Polonia da valores entre 11 y $14,5^{\circ}\text{C}$, con un valor medio de $12,5^{\circ}\text{C}$, todos ellos muy semejantes a los calculados. Estos datos hacen que se pueda decir que los resultados aquí obtenidos tienen un grado de fiabilidad aceptable, o por el contrario que en su cálculo se han cometido errores análogos a los de los autores citados.

7.3.2.- Interpretación del microanálisis de elementos traza

En este apartado se interpretan los resultados obtenidos, para la unidad de Sierra Gorda, relativos al contenido en elementos traza (Mg, Mn, Fe, Sr y Na) en los barridos efectuados en láminas delgadas, de manera que cortan roca encajante, espeleotemas y sedimentos de relleno de cavidades.

El contenido en Mg presenta valores máximos de 1,05 %, 1,10 % y 1,16 %, estos valores expresados en % moles de CO_3Mg equivalen a 4,03, 4,21 y 4,43 %. Se trata siempre de calcita de bajo contenido en magnesio (*LMC = Low-Mg Calcite*). Los valores máximos, así como la mayor variabilidad de los mismos, se tienen en los cementos lo que se puede interpretar como debido a cambios a lo largo de tiempo del quimismo de las aguas y más concretamente con la posible influencia vadosa como Prezbindowski (1985) interpreta para cementos radiaxiales. James y Klappa (1983) indican que los cementos calcítico fibrosos son ricos en Mg aproximadamente 2 % moles de CO_3Mg , mientras que los prismáticos y los *blocky* entre 0,2 y 2,2 % moles. No obstante, diversos autores (Benson y Matthews, 1971; Benson, 1974) indican e interpretan que en las zonas con influencia vadosa los cementos tienen valores entre 2 y 6 % moles de CO_3Mg con un promedio de 4 %, mientras que los de la zona freática contienen proporciones más bajas entre 0,5 y 2 % moles. Los resultados obtenidos tanto para la roca encajante como para los cementos dan un valor medio de 0,3 % (1,15 % moles de CO_3Mg) más propio de la zona freática que de la vadosa. Por otra parte, las variaciones en el contenido en Mg podrían interpretarse por el efecto de cambios en el quimismo de las aguas del

océano relacionados con cambios eustáticos (Renard, 1985, 1987).

El Mn presentan contenidos muy bajos y se constata una clara diferencia entre los cementos, sedimentos y roca encajante, de forma que normalmente en los cementos luminiscentes se tienen los valores máximos y en los sedimentos y roca encajante los mínimos; por otra parte, es de destacar la presencia en cementos no luminiscentes de intervalos donde el contenido en Mn es nulo. Estos resultados son muy parecidos a los que Flügel (1982) da para los carbonatos de plataforma del Pérmico al sur de los Alpes. Este autor correlaciona el contenido en Mn con la fracción de residuo insoluble, indicando el transporte del Mn con las partículas clásticas silíceas y la incorporación más tarde de este elemento a la fase carbonatada. Así, un bajo contenido en Mn nos indicaría el grado de influencia continental, el cual quedaría reflejado en los intervalos nulos o casi nulos de algunos cementos. Este criterio podría ser indicativo de una influencia continental, el cual quedaría reflejado en relación a la acción de posibles aguas meteóricas. En nuestro caso, se constata esta disminución en los cementos no luminiscentes de las muestras del sur de Sierra Gorda lo que podría explicarse como producto de la actuación de aguas dulces, ya que en esta zona según ponen de manifiesto Vera *et al.* (1988) la emersión fue mayor, más duradera y a la vez más repetitiva que en la zona septentrional.

El contenido en Fe es muy uniforme en todas las muestras con valores medios globales de 100 y 300 ppm, no obstante se presentan máximos en algunos de los cementos coincidiendo con superficies concretas dentro de los cementos (1,52 %, 0,72 % y 0,50 %). Estos valores más altos podrían deberse a la circulación de las aguas intersticiales, más ricas en este elemento, que las aguas marinas normales. James y Klappa (1983) consideran que en aguas meteóricas cerca de la superficie pueden alcanzarse valores máximos en el contenido en Fe. Cabría la posibilidad de que esta variación en el contenido en Fe en los cementos se debiese a la alternancia de episodios oxidantes y reductores.

La relación Fe/Mn es uno de los valores geoquímicos que regulan la luminiscencia de los carbonatos (Frank *et al.*, 1982; Fairchild 1983; Hemming *et al.*, 1989; Sun, 1990) y está controlada por las condiciones de oxidación-reducción del medio (Lohman, 1988; Barnaby y Rimstidt, 1989). Por otra parte, diferentes autores (Groover y Read, 1978) utilizan esta relación como criterio de reconocimiento de influencias continentales, lo que es, sin embargo, puesto en duda por otros autores (Miller, 1986; Sun, 1990). En las muestras de Sierra Gorda se constatan valores más bajos en la primera generación de cementos no luminiscentes formados por una precipitación en medios oxidantes, mientras que los cementos luminiscentes, formados en condiciones de aguas en calma y medio reductor (segunda generación), presentan una relación Fe/Mn más alta.

La relación Fe-Mn-Mg de los cementos y espeleotemas procedentes de ambos sectores de Sierra Gorda ha sido estudiada siguiendo la metodología de Meyers (1989). En la figura 103 se representan gráficamente las relaciones binarias entre ellos, pudiéndose constatar claramente la diferencia existente en los valores de Mn, Fe y Mg (tomando valores medios) entre los espeleotemas y cementos de los dos sectores. La situación de los valores de las muestras procedentes del sector meridional ocupan posiciones cercanas a los ejes de coordenadas, mientras que las muestras del sector septentrional se disponen agrupadas y claramente diferenciadas de las otras con lo que desde el punto de vista geoquímico se pone de manifiesto lo deducido a partir de los datos de campo según los cuales las condiciones en ambos sectores fueron diferentes (García-Hernández *et al.*, 1986).

El contenido en Sr es bastante uniforme (salvo algún punto anómalo) y presenta valores muy semejantes en la roca encajante, en los cementos y en sedimento interno, por lo que la información genética que puede suministrar, por si sólo, es escasa. El valor medio total de todas las muestras es de 240 ppm. Renard (1987) interpreta las modificaciones en el contenido en Sr debidas a cambios en el hidrotermalismo submarino y a los efectos de cambios del nivel del mar. Aplicando este criterio se podría decir que no hay pruebas de hidrotermalismo, mientras que las fluctuaciones del nivel del

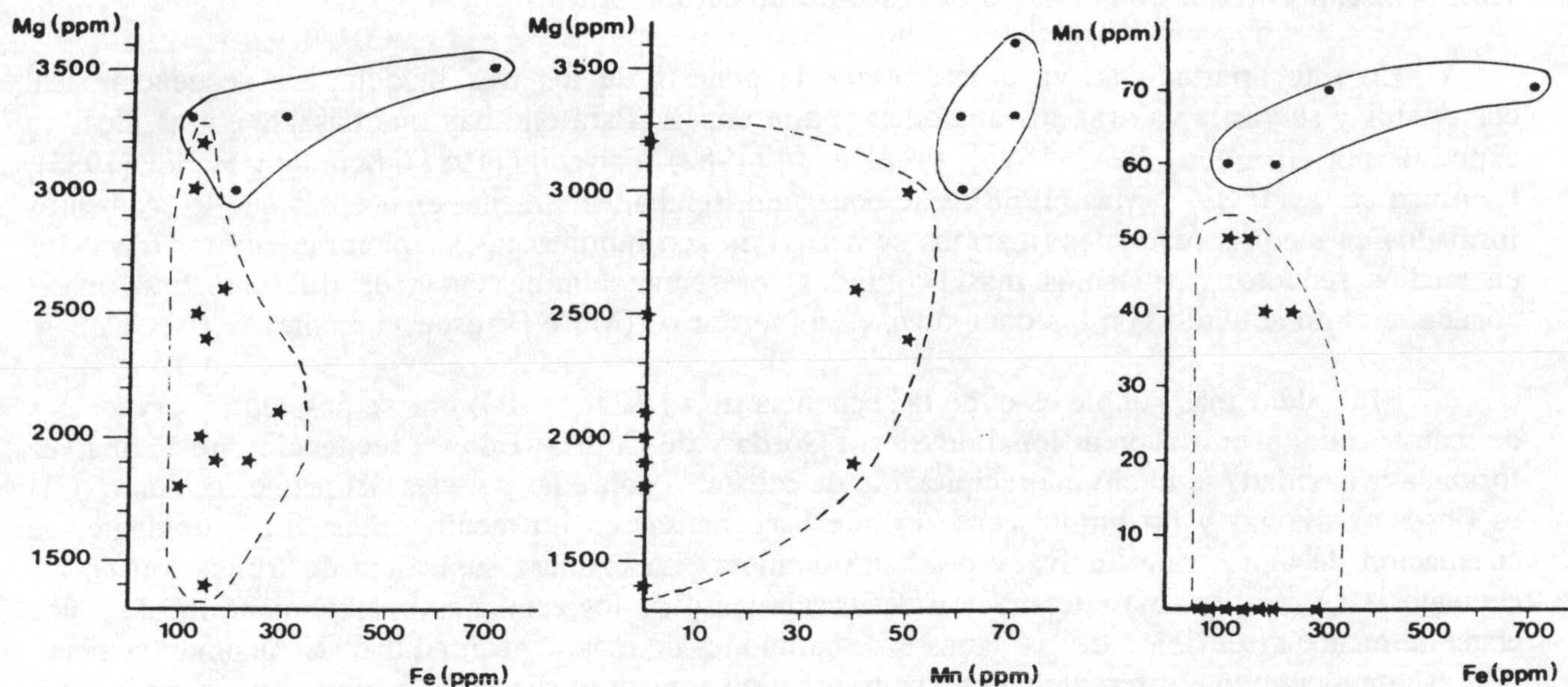


Figura 103.- Gráfico de relación entre los valores obtenidos de Mn, Fe y Mg para las muestras de espeleotemas y cementos correspondientes a los sectores septentrionales y meridionales de la Unidad de Sierra Gorda. Círculos: valores medios de las muestras en el norte la sierra. Estrellas: valores medios de las muestras del sur de la sierra (Jiménez de Cisneros *et al.*, 1990).

mar tampoco se constatan, aunque sin duda, si que afectaron a la región. El hecho de que el registro de la sedimentación no sea continuo puede ser una de las causas por las cuales este elemento no refleje dichas variaciones. Es importante destacar (Flügel, 1982) que el Sr está muy influenciado por los procesos diagenéticos y de dolomitización, así como por el contenido arcilloso de los carbonatos y la salinidad existente en el medio.

El contenido en Na sumistra una información poco clara, con valores bajos muy fluctuantes en su conjunto, y valores medios de 200-300 ppm. Estos valores de acuerdo con los datos recopilados por Flügel (9182) corresponderían a medios restringidos. Las posibles variaciones apuntan a que durante la formación de los diferentes materiales pudieron ocurrir cambios de salinidad. Por otra parte, hay que tener en cuenta que los fenómenos diagenéticos producen en los sedimentos carbonatados una reordenación en la distribución del Na en la fase carbonatada.

Las estimaciones sobre la paleosalinidad a partir de la relación Sr/Na (Brand, 1986), dan valores de 28,5 a 32,8 ‰ para los sedimentos que rellenan las cavidades; para los cementos los datos varían entre 25,6 y 33,4 ‰ en las primeras generaciones (no luminiscentes) y entre 26 y 30 ‰ para las segundas generaciones (cementos luminiscentes/luminiscentes zonados). Se podría decir que la primera etapa de cementos que forman los espeleotemas precipitó en aguas de salinidad normal, mientras que en la segunda generación se detectaría una cierta influencia de aguas dulces. No obstante, a veces se constatan valores muy bajos de salinidad (17-20 ‰) que podrían explicarse teniendo en cuenta las limitaciones que presenta el método cuando los valores de Sr/Na son positivos.

Los valores de contenido de Ba son muy bajos en todas las muestras variando los valores medios totales entre 10 y 90 ppm. Los valores más altos puede decirse que corresponden a la roca encajante y los valores mínimos a los cementos. Su presencia puede estar ligada a los posibles óxidos de Mn existentes, al material detrítico arcilloso o bien a una redistribución durante los procesos diagenéticos en los cuales puede precipitar el sulfato bórico.

7.3.3.- Interpretación de los datos del estudio de catodoluminiscencia

En este apartado se va a interpretar la génesis de los tres modelos de secuencia ideal elaborados y se van a valorar sus analogías y diferencias. Para ello hay que basarse en las ideas ya expuestas por Groover y Read (1978), Frank *et al.* (1982), Fairchild (1983), Scholle y Halley (1985), Kaufman *et al.* (1988) y Mas (1988), que consisten, fundamentalmente en aceptar que los cementos formados en medios oxidantes (marinos someros) no son luminiscentes, mientras que los formados en medios reductores (marinos más profundos) presentan luminiscencia de diferente tipo (mate, zonada, etc) de acuerdo con los componentes minoritarios (Mn e Fe especialmente).

El modelo más simple es el de la secuencia tipo 1 (figura 104) que se basa en observaciones de muestras del sector septentrional de Sierra Gorda y de Cuillas. En esta secuencia tipo 1, una vez formada la cavidad, se inició la precipitación de cementos sobre las paredes. El primer cemento (C₁) es fibroso-radial y no luminiscente lo que hace pensar en un medio subacuático, oxidante, de circulación de aguas muy activa y por tanto somera. La primera superficie de truncación de los cementos (E₁) implica una interrupción del crecimiento de los cementos posiblemente ligada a una etapa de menor circulación de las aguas en condiciones de mayor profundidad. El segundo cemento (C₂) es completamente diferente ya que se trata de un cemento prismático luminiscente zonado mate propio de medios (sedimentarios o diagenéticos) sin circulación de agua, reductores y más profundos que los anteriores. La segunda etapa de truncación de los cementos (E₂) corresponde al cese del crecimiento e inicio de la destrucción en medios similares a los de su propia formación. El final del relleno de la cavidad se realiza de una parte por sedimento luminiscente (SI₁) formado por destrucción parcial de los cementos anteriores, en especial el C₂ o bien por llegada a la cavidad de sedimento marino desde las partes superiores de la cavidad, posiblemente en condiciones de menor profundidad. En definitiva este modelo, simple, pero interesante, refleja cambios en la posición relativa del nivel del mar durante el relleno de la cavidad.

Un segundo modelo, algo más complejo, es el de la secuencia tipo 2 (figura 105). Como en el caso anterior, una vez formada la cavidad, el primer cemento que la tapiza (C₁) es fibroso-radial no luminiscente propio de áreas submarinas de circulación muy activa y por tanto con bombeo del agua lo que se da en medios muy someros por la acción del oleaje. El crecimiento de los cementos se interrumpe y se produce la erosión parcial de los mismos (E₁) en condiciones semejantes. A las etapas de interrupción y truncación de los cementos le siguen etapas de caída de sedimentos, no luminiscentes, desde las partes altas de la cavidad. Estos fenómenos de cementación, truncación y sedimentación se repiten (C₂, E₂ y SI₂). Una tercera fase de crecimiento de cementos (C₃) análogos a los anteriores (C₁ y C₂) tuvo lugar en condiciones semejantes de circulación activa y precipitación. La etapa de truncación (E₃) siguiente es muy interesante, ya que se debió producir en condiciones diferentes más profundas y de menor circulación de las aguas; las razones en las que se basa esta interpretación son la existencia, en los sedimentos internos siguientes (SI₃), de fragmentos de un cemento luminiscente que, lógicamente, se habría formado después del (C₃) y antes de la truncación. La etapa siguiente es un relleno parcial de la cavidad por sedimentos, que inicialmente es de limo formado por los fragmentos de cemento luminiscente antes aludidos y el resto es de sedimento marino, no luminiscente, que procede de la parte superior de la cavidad y que se depositó en condiciones más someras, en áreas sometidas a la acción de olas y corrientes. La etapas siguientes de formación de cementos (C₄) se producen de nuevo en condiciones análogas a las anteriores en medios freáticos submarinos con circulación muy activa, somera y oxidante, producida por el bombeo de las olas. La etapa de truncación consiguiente (E₄) presenta unas condiciones genéticas semejantes a las descritas para la superficie E₃; en efecto la presencia en el sedimento subsiguiente de fragmentos de cementos luminiscentes implica claramente que hubo un paso a condiciones reductoras, en medios más profundos. Finalmente la etapa de relleno del sedimento SI₄ implica el depósito de material limoso procedente de la destrucción de los cementos de las paredes. Localmente pueden quedar algunos huecos sin rellenar en las cavidades que son ocupados por un nuevo cemento (C₅)

luminiscente formado en condiciones reductoras sin circulación de agua.

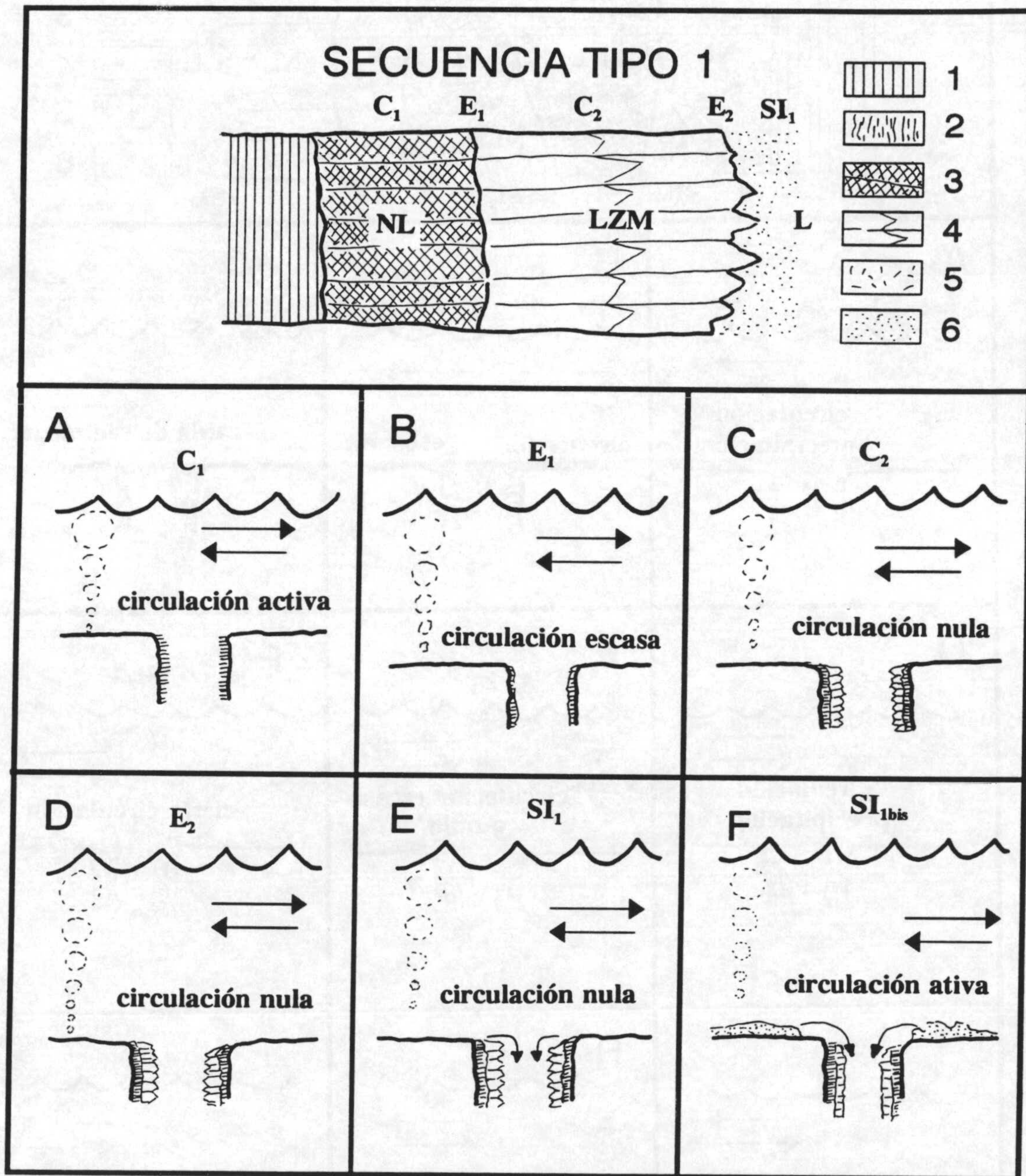


Figura 104.- Modelo genético elaborado para la secuencia tipo 1 a partir de los datos de catodoluminiscencia. Leyenda equivalente a la de la figura 89.

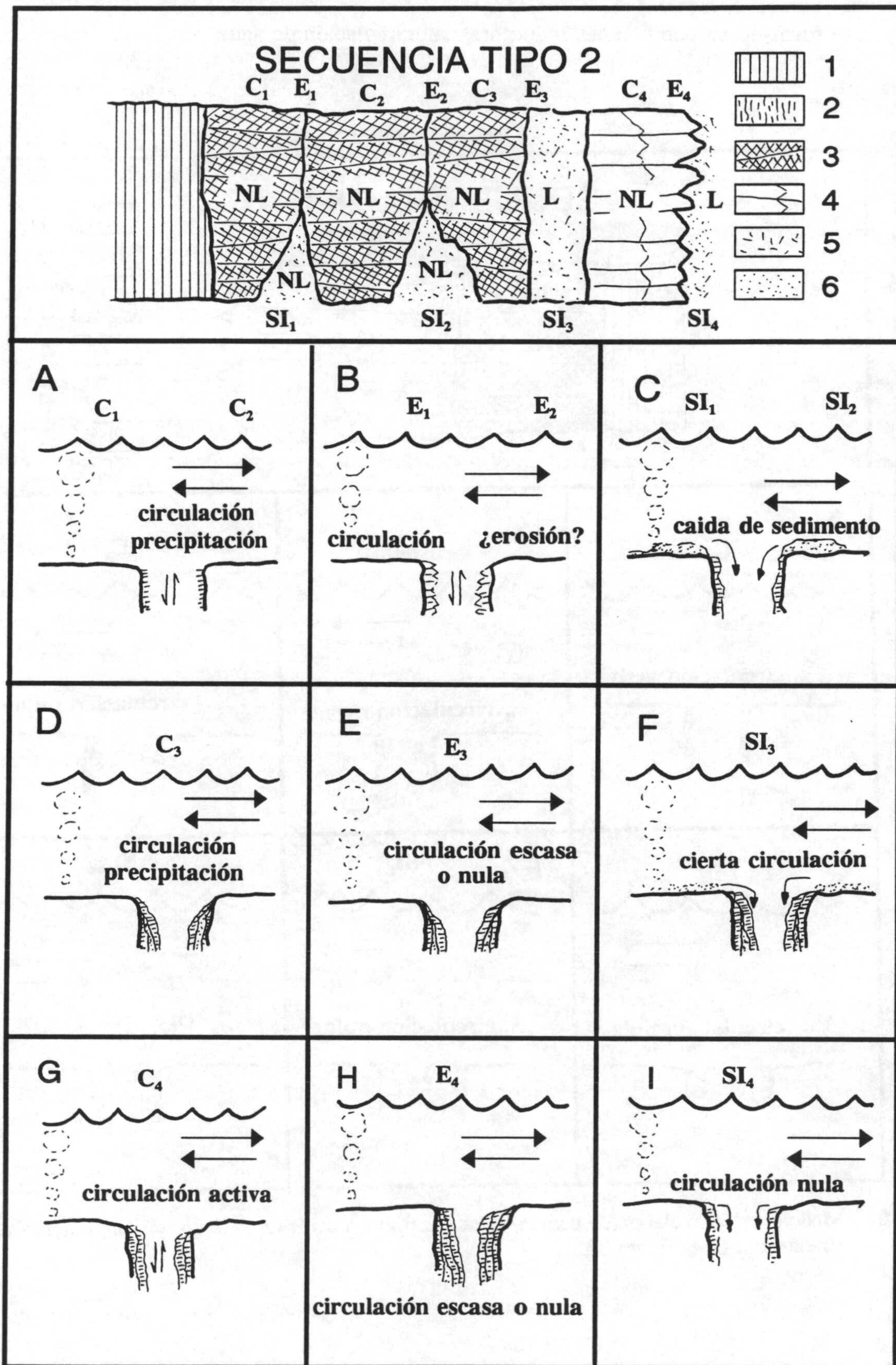


Figura 105.- Modelo genético elaborado para la secuencia tipo 2 a partir de los datos de catodoluminiscencia. Leyenda equivalente a la de la figura 89.

El tercer, y último, modelo es el de la secuencia tipo 3 (figura 106) se inicia de manera muy diferente a los anteriores. En él una vez formada la cavidad tuvo lugar el depósito de un primer cemento (C_1) de aspecto travertínico. Este primer nivel de cementos se asemeja a un espeleotema formado en condiciones vadosas y en alguna de sus partes han sido reconocidas morfologías propias de estalactitas. Sin embargo los resultados del estudio de isótopos estables en este material no muestran grandes diferencias con respecto a los cementos marinos ni de la roca encajante, por lo que la interpretación anterior hay que ponerla en duda. En efecto este primer cemento (C_1) se habría formado en condiciones muy oxidantes (aéreas o subaéreas); no es posible resolver el dilema de que se trate de un medio subaéreo o subacuoso, ya que si fuese subaéreo durante la diagénesis podría haber modificado su composición isotópica hasta llegar a ser semejante a la de los cementos marinos. Una segunda fase de precipitación de cemento (C_2) es igualmente peculiar ya que se trata de un cemento micrítico, posiblemente inducido por actividad orgánica, cuya génesis debe corresponder a condiciones freáticas marinas muy someras; la luminiscencia inducida por la incorporación de Mn, podría estar favorecida por la fijación orgánica. A partir de este momento el proceso de relleno se asemeja a los de las secuencias anteriores con la precipitación del tercer cemento (C_3) en condiciones de circulación activa, en medios marinos someros con bombeo de agua. La primera etapa de truncación (E_1) se produciría en condiciones de mayor profundidad que son precursoras de la precipitación del siguiente cemento (C_4) que en este caso es fibroso-radial luminescente mate lo que implican una escasa o nula circulación de las aguas y medio reductor, propio de aguas más profundas. Este cemento queda truncado por una nueva superficie de erosión (E_2) sobre la cual se dispone un sedimento interno marino no luminescente posiblemente de medios someros llevado por corrientes hasta el interior de la cavidad. A partir de este momento se produce una profundización que conlleva el depósito de un nuevo cemento (C_5) en este caso prismático con luminiscencia zonada mate propio de áreas con aguas en calma total, con condiciones reductoras. Cuando se alcanza la subsaturación se interrumpe el crecimiento de los cementos anteriores y se produce una nueva superficie de truncación (E_3). Finalmente tuvo lugar el sellado o relleno definitivo de la cavidad por un sedimento formado mayoritariamente por la destrucción parcial del cemento C_5 y, presumiblemente, en condiciones semejantes.

En todos los modelos genéticos expuestos se constatan los efectos de fluctuaciones del nivel relativo del mar, de manera que se pasa de episodios de precipitación en condiciones muy someras, con bombeo de agua por olas y corrientes, a condiciones más profundas (reductoras) sin circulación de las aguas, esto es, con estancamiento de las mismas.

7.4.- MODELO GENETICO

Las interpretaciones parciales de los datos obtenidos en cada área seleccionada, pueden integrarse en un único modelo genético en el que además se incluyen los aspectos geológicos, estratigráficos y sedimentológicos de detalle.

El tema que aquí se plantea y sobre el que se centra la interpretación genética integrada es el de las condiciones de depósito y precipitación de los cementos que tapizan las cavidades o rellenan huecos, así como, de los sedimentos internos que rellenan las cavidades con el fin de determinar su posible origen vadoso.

El modelo genético que se establece a partir de los datos geoquímicos obtenidos queda reflejado en la figura 107, en donde se pueden observar las diferentes etapas genéticas sucesivas. Este modelo ahora completado por los datos geoquímicos fue elaborado a partir de las características estratigráficas y sedimentológicas estudiadas por Vera *et al.*, (1988) y colaboradores para el paleokarst Jurásico de la Zona Subbética de la Cordillera Bética.

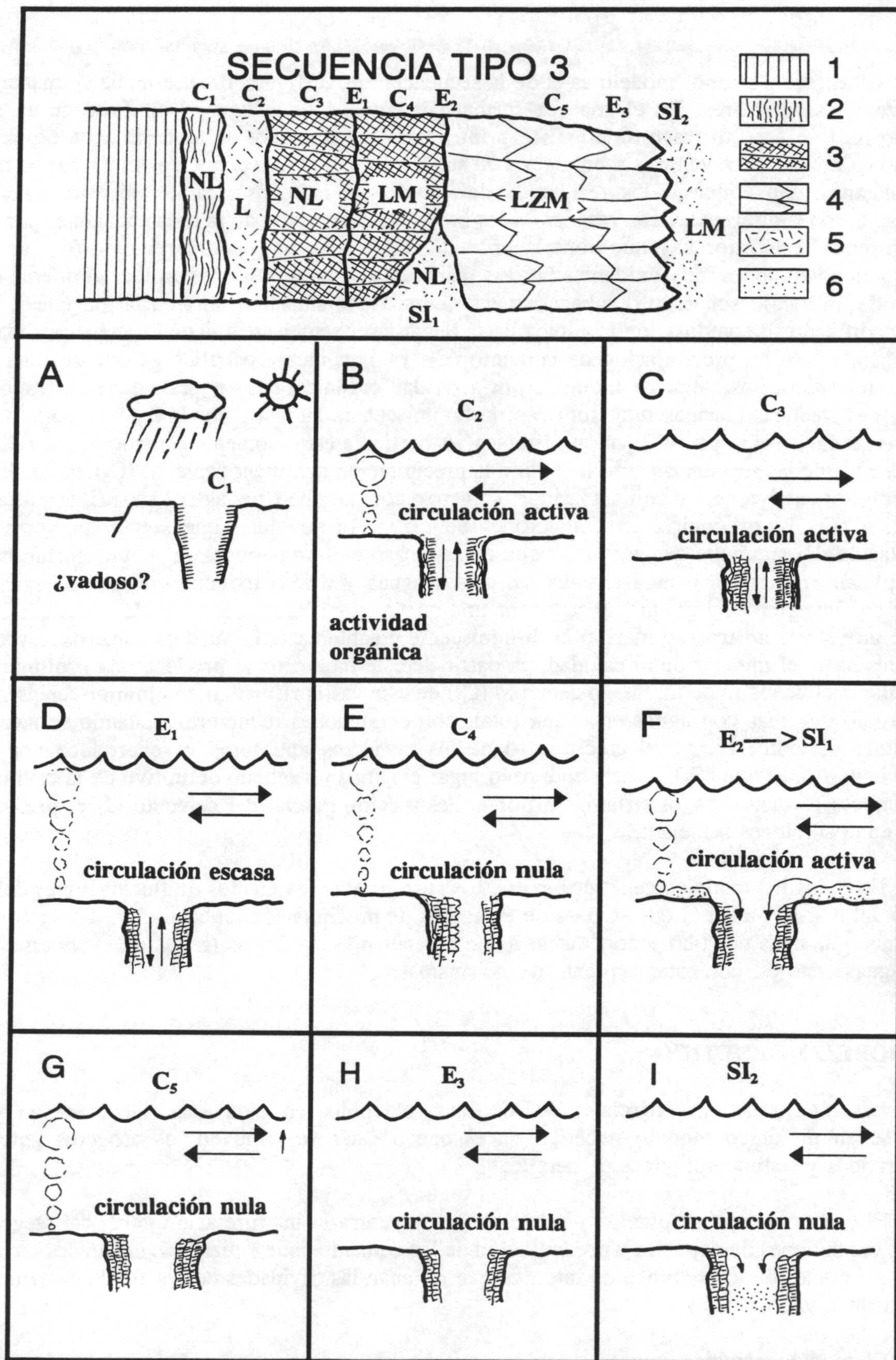


Figura 106.- Modelo genético elaborado para la secuencia más compleja tipo 3 a partir de los datos de catodoluminiscencia. Leyenda equivalente a la de la figura 89.

Se parte de una etapa inicial de sedimentación en una plataforma marina somera (Fm. Gavilán) previa al formación de la superficie kárstica (figura 107A). En la siguiente etapa se produce una emersión de parte del fondo, ligada al movimiento producido por la actuación de las fallas lístricas que afectan al margen (figura 107B). En la tercera etapa se produce emersión de los relieves kársticos con características muy peculiares de karst insular en algunas de las áreas (figura 107C), de manera que, los fondos de las cavidades quedasen enrasados con el nivel del mar en las partes costeras en donde se desarrollarían cavidades de fondos planos conocidas como *kamenitzas*.

En general, los primeros depósitos que rellenan las cavidades corresponden a unas calcarenitas de crinoides (crinoiditas), las cuales ocupan las partes más bajas de las cavidades, sin que usualmente tengan espeleotemas en sus paredes. Estos depósitos son marinos someros formados tras la etapa de sumersión del relieve en medios marinos muy someros (figura 107D) semejantes a los que reinaron al final de la sedimentación de la Fm. Gavilán.

Los espeleotemas que tapizan las paredes de las cavidades y antiguos fondos de las mismas (a veces sobre crinoiditas) presentan, según se deduce del estudio isotópico, condiciones genéticas muy semejantes a las de la roca encajante y a las de los cementos que rellenan cavidades de la misma, por lo que su depósito fue marino. Durante el depósito, o mejor dicho precipitación, de los espeleotemas, alternaron varias etapas genéticas como se deduce del estudio de la catodoluminiscencia; una primera (figura 107E) corresponde a medios muy someros con bombeo de agua por acción de las olas, los materiales propios de esta etapa, con características subaéreas, sólo se han reconocido en la Unidad del Ventisquero con la presencia de una calcreta cuyos valores isotópicos son similares a los suministrados por otros autores para estos materiales; la segunda (figura 107F) es de medios más profundos con aguas en calma. Estas dos últimas etapas (figuras 107E y F) en algunos espeleotemas se repiten varias veces por lo que se pone de manifiesto las fluctuaciones del nivel del mar. Un dato de interés, obtenido del estudio de los elementos traza, complementa la información y es el posible cambio de salinidad en las diferentes etapas de crecimiento de los espeleotemas, de manera que en algunas habría influencia de aguas dulces. En diferentes ejemplos estudiados se constata que la precipitación se interrumpe, con la consiguiente erosión parcial de los espeleotemas, y se depositan sedimentos marinos, que posteriormente quedan atrapados entre las distintas fases de crecimiento del espeleotema (figura 107G).

El primer sedimento que rellena las cavidades tapizadas por espeleotemas corresponde a un limo calcítico laminado muy semejante, en su aspecto externo, al *silt vadoso* de la bibliografía. Todos los datos geoquímicos obtenidos en el estudio de este sedimento confirman su origen marino y no subaéreo como en un principio cabría esperar. Sin embargo, la distribución lineal de los datos isotópicos lleva a una interpretación híbrida, de manera que se trataría de una sedimentación en la zona de mezcla de aguas marinas con aguas freáticas dulces (figura 107H). Por otra parte, el estudio del residuo insoluble, en especial de la distribución de la caolinita en las muestras de estos sedimentos, apunta a que durante el depósito de los mismos se estaban erosionando suelos en áreas emergidas próximas, lo que concuerda perfectamente con esta interpretación.

La etapa final (figura 107I) de sedimentación que completa el relleno de las cavidades es un sedimento micrítico claramente marino, como se deduce de los microfósiles presentes (radiolarios, foraminíferos, crinoides, etc.). Este sedimento usualmente además de completar el relleno de la cavidad es el mismo que fosiliza la superficie externa de la discontinuidad. El estudio detallado de estos sedimentos, de varias edades, lleva a precisar la posición en el tiempo de las diferentes etapas de emersión y karstificación que pudieron afectar a las distintas regiones.

Una variante de este modelo es la que se obtendría con la repetición dos o más veces de todos los fenómenos anteriormente descritos, de manera que, se tienen historias reales de fases de erosión, precipitación y sedimentación muy complejas, y cambiantes de unas regiones a otras.

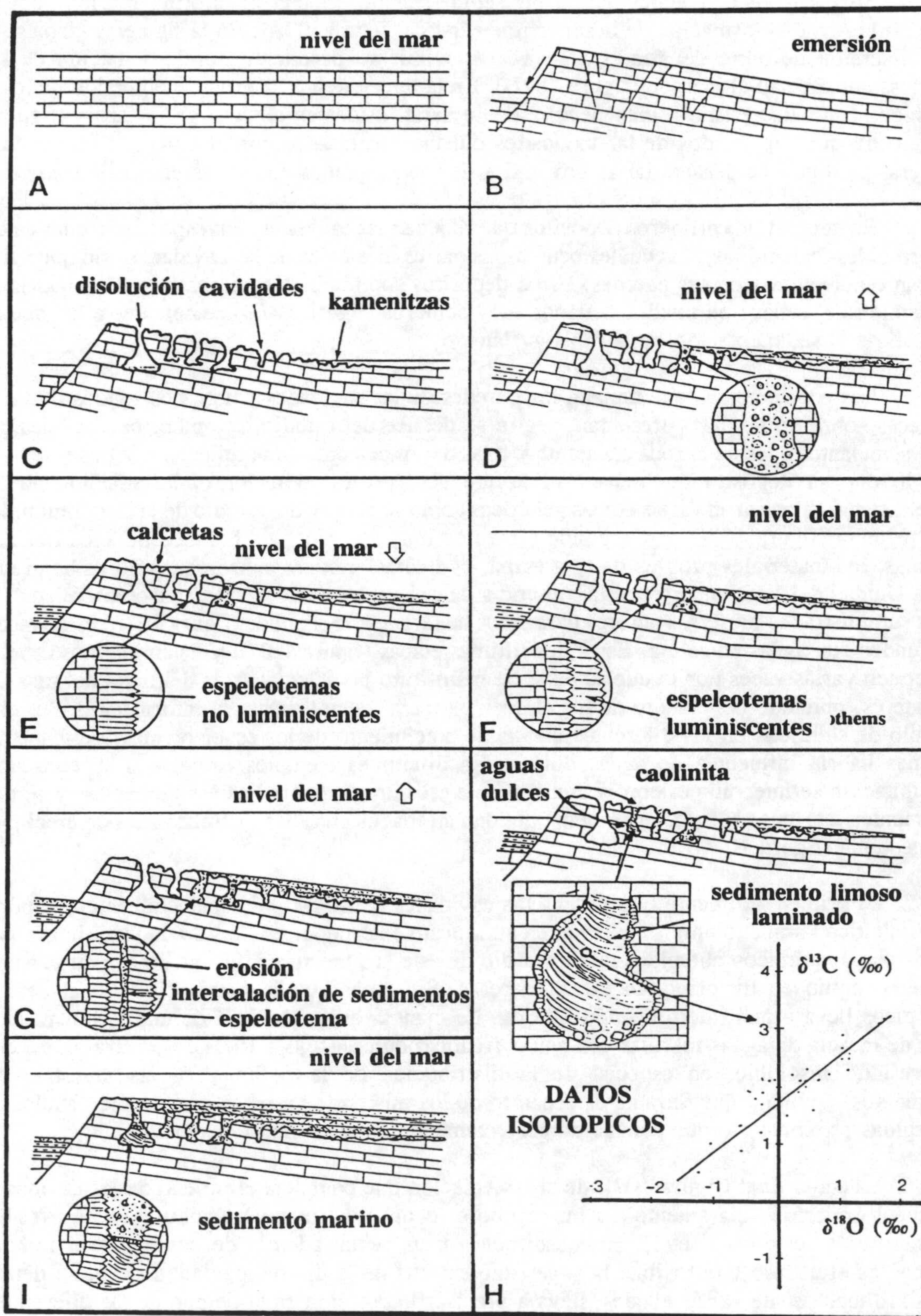


Figura 107.- Modelo genético integrado de la formación del paleokarst y los materiales (cementos y sedimentos) relacionados con él. Explicación en el texto. (Jiménez de Cisneros *et al.*, 1990).

8.- CONSIDERACIONES GENERALES

Tras el estudio de los diferentes ejemplos de materiales carbonatados formados en relación con etapas de emersión se va a proceder, en este capítulo, a extraer los rasgos más significativos observados en cada caso para después compararlos todos ellos. Se pretende con ello dos objetivos entrelazados:

- 1.- proponer modelos de formación y evolución de los distintos tipos de sedimentos y precipitados
- 2.- proponer criterios de reconocimiento de cada caso concreto

La primera conclusión general obtenida, es que de todas las técnicas geoquímicas utilizadas la que destaca notablemente por su gran interés en el análisis de las razones isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$). Las otras técnicas sirven para matizar y completar algunas interpretaciones o simplemente aportan nuevos datos que a veces resultan de difícil interpretación y, por tanto, poco significativos.

En este capítulo, se proponen modelos para cada uno de los tipos de depósitos estudiados, en función de sus relaciones entre el $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, su posible correlación, así como la tendencias de variaciones observadas.

8.1.- COMPOSICION ISOTOPICA DE LOS DISTINTOS TIPOS DE MATERIALES

Para el conjunto de todos los materiales estudiados se ha podido constatar una gran variabilidad en los valores obtenidos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. En la figura 108 se recoge un gráfico en el cual se incluyen todos los resultados de los distintos grupos muestreados, los cuales quedan diferenciados mediante líneas envolventes y letras.

Los valores de travertinos corresponden a la letra A, y se definen a su vez tres subgrupos A1, A2 y A3, ya que presentan valores de $\delta^{13}\text{C}$ muy diferentes unos grupos de otros lo que hace que tengan una distribución muy diferente (figura 108). El subgrupo A1 se refiere a los travertinos procedentes de la localidad de Albox los cuales tienen un valor máximo y mínimo de $\delta^{13}\text{C}$ de 4,11 ‰ y 3,18 ‰, para el $\delta^{18}\text{O}$ el valor máximo es de -6,56 ‰ y el mínimo de -7,50 ‰. Los travertinos del Balneario de Alicún corresponden al subgrupo A2 y los valores máximos y mínimos para el $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son respectivamente 1,47 y -1,06 ‰, y de -5,74 y -9,64 ‰. El subgrupo A3 se refiere a los travertinos del río Borosa que presentan un valor máximo y mínimo de $\delta^{13}\text{C}$ de -3,58 ‰ y -8,68 ‰, el $\delta^{18}\text{O}$ varía entre un máximo de -5,66 ‰ y un mínimo de -7,46 ‰.

Los valores de las falsas ágatas corresponden a la letra B (figura 108) y presentan unos valores medios de $\delta^{13}\text{C}$ de -10,48 ‰ para Sierra Gorda, de -7,36 ‰ para Sierra de Parapanda y para las muestras de la Sierra de Gallo-Vilo de -10,46 ‰. Los valores medios obtenidos de $\delta^{18}\text{O}$ para los tres grupos de muestras estudiados varían entre -6,05 ‰ para Sierra Gorda, -5,52 ‰ para Sierra de Parapanda y -5,81 ‰ para la Sierra de Gallo Vilo.

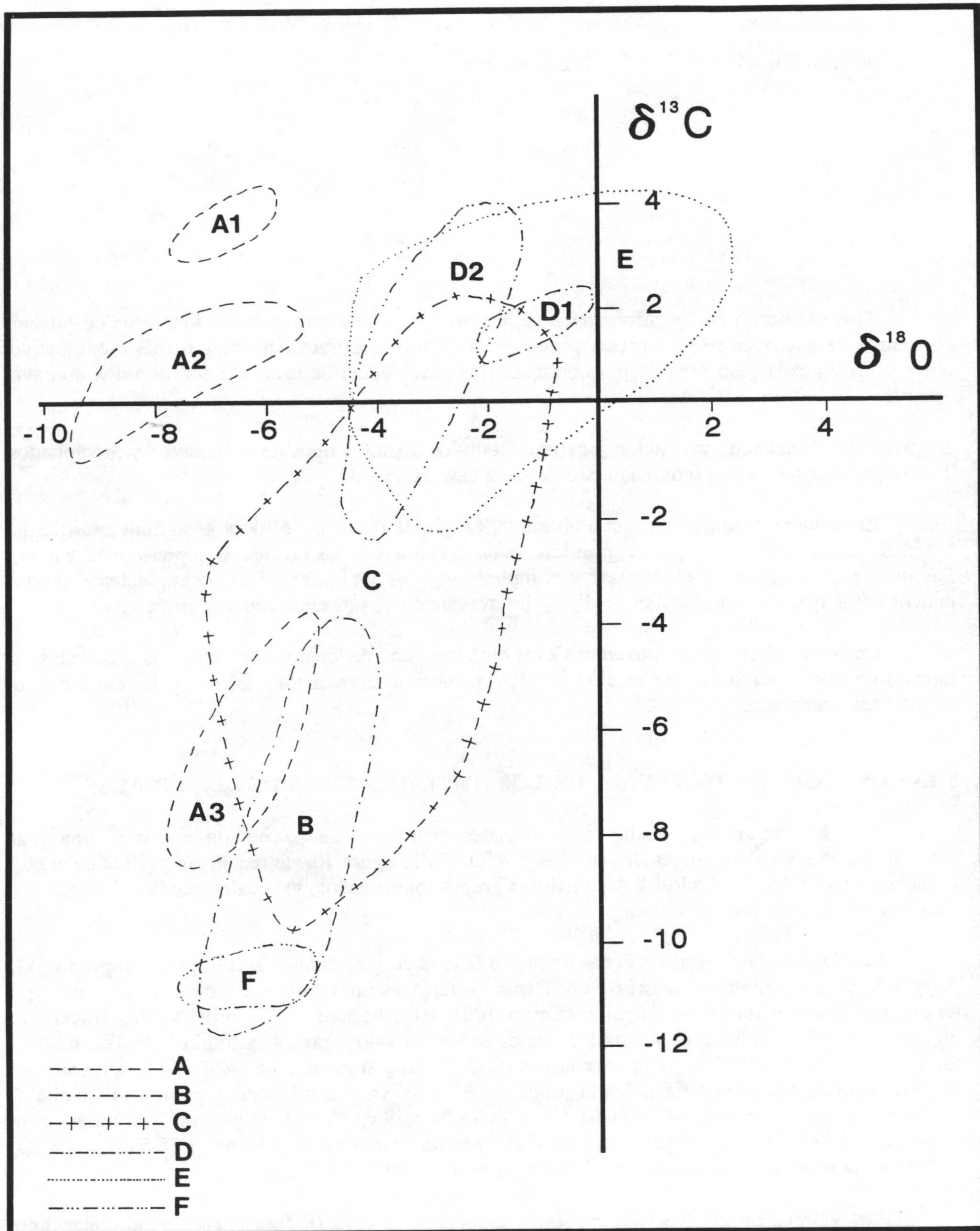


Figura 108.- Gráfico que recoge la distribución de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para la totalidad de las muestras. A.- Valores de los travertinos estudiados (A1: Travertinos de Albox; A2: Travertinos del Balneario de Alicún; A3: Travertinos del Río Borosa), B.- Valores de las falsas ágatas estudiadas, C.- Valores de los espeleotemas de la Cueva de Nerja y de las Cuevas de Mallorca, D.- Valores de las secuencias de somerización (D1: secuencias mareales y D2: secuencias bioconstruidas), E.- Valores de las muestras de paleokarst y F.- Valores de las calcretas.

Los valores obtenidos sobre los espeleotemas cuaternarios están representados por la letra C (figura 108). Para este caso y considerando todos los resultados, de ambas cuevas, se constata un amplio campo de variación, pero mayoritariamente los datos se concentran en el cuadrante de valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ y de $\delta^{18}\text{O}$ mostrando una ligera tendencia según una covariante positiva. En este grupo de materiales los valores máximos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son de 1,7 ‰ y -1,1 ‰ respectivamente, y los valores mínimos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son de -11 ‰ y -6,6 ‰.

Los valores para las secuencias de somerización mareales y bioconstruidas corresponden a la letra D (figura 108). En este grupo se pueden diferenciar los subgrupos D1, para las secuencias mareales, y D2 para las secuencias bioconstruidas. En la figura se puede observar que el intervalo de variación de las muestras mareales es más pequeño y restringido que el obtenido en las secuencias bioconstruidas. En las secuencias mareales los valores de $\delta^{13}\text{C}$ son siempre positivos con un máximo de 2,25 ‰ y un mínimo de 1,14 ‰, mientras en las secuencias bioconstruidas existen valores de $\delta^{13}\text{C}$ positivos y negativos siendo el máximo 4 ‰ y el mínimo -2,5 ‰. Las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ son menos acusadas en ambas secuencias teniendo valores máximos y mínimos de -2 y -5 ‰ en las secuencias bioconstruidas y de 0 a 2 ‰ para las secuencias mareales.

Los valores obtenidos en el estudio del paleokarst corresponden a la letra E la cual engloba tanto los resultados de la roca encajante, como de los espeleotemas, y sedimento. En la figura 108 es posible observar que las variaciones de $\delta^{13}\text{C}$ están comprendidas entre valores máximos de 4 ‰ y mínimos de -2,5 ‰. El $\delta^{18}\text{O}$ varía entre un máximo de 2 ‰ y un mínimo de -5 ‰. Dentro de este grupo de materiales se encuentran las calcretas cuyos valores quedan representados por la letra F estando el campo de variación entre -10 ‰ y -12 ‰ para el $\delta^{13}\text{C}$ y entre -5 ‰ y -8 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$.

8.2.- MODELOS GENETICOS

Para cada tipo de precipitados calcínicos se pueden establecer unos modelos genéticos basados en los casos estudiados y completados con información bibliográfica.

8.2.1.- Travertinos

A partir de los resultados isotópicos obtenidos es posible evidenciar que la génesis de los tres tipos de materiales travertínicos estudiados fue distinta, de manera que en función de estos valores y teniendo en cuenta datos de otros autores (Fritz, 1965; Gonfiantini *et al.*, 1968; Friedman 1970; Turi, 1986) se puede elaborar un modelo genético para estos depósitos (figura 109).

El $\delta^{18}\text{O}$ de los travertinos, formados a partir de aguas termales, que no hayan sufrido intercambios isotópicos con aguas meteóricas refleja una tendencia tipo A de manera que los valores tenderían a ser más negativos. Si por el contrario los travertinos se han formado a partir de aguas meteóricas la tendencia que mostrarían sería la B con valores también negativos de $\delta^{18}\text{O}$ pero en este caso reflejando la composición isotópica del agua meteórica.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ para estos materiales marcarían las tendencias C y D, de tal manera que cuando existe una mayor influencia de la composición isotópica de los materiales carbonatados que se disuelven y a partir de los cuales precipitan los travertinos, los valores mostrarían una tendencia tipo C. Cuando los travertinos presentan valores más negativos de $\delta^{13}\text{C}$ (-8 a -5 ‰) siguiendo una tendencia tipo D se puede hablar de una influencia importante en la formación de estos materiales de la vegetación del suelo (plantas tipo C_3).

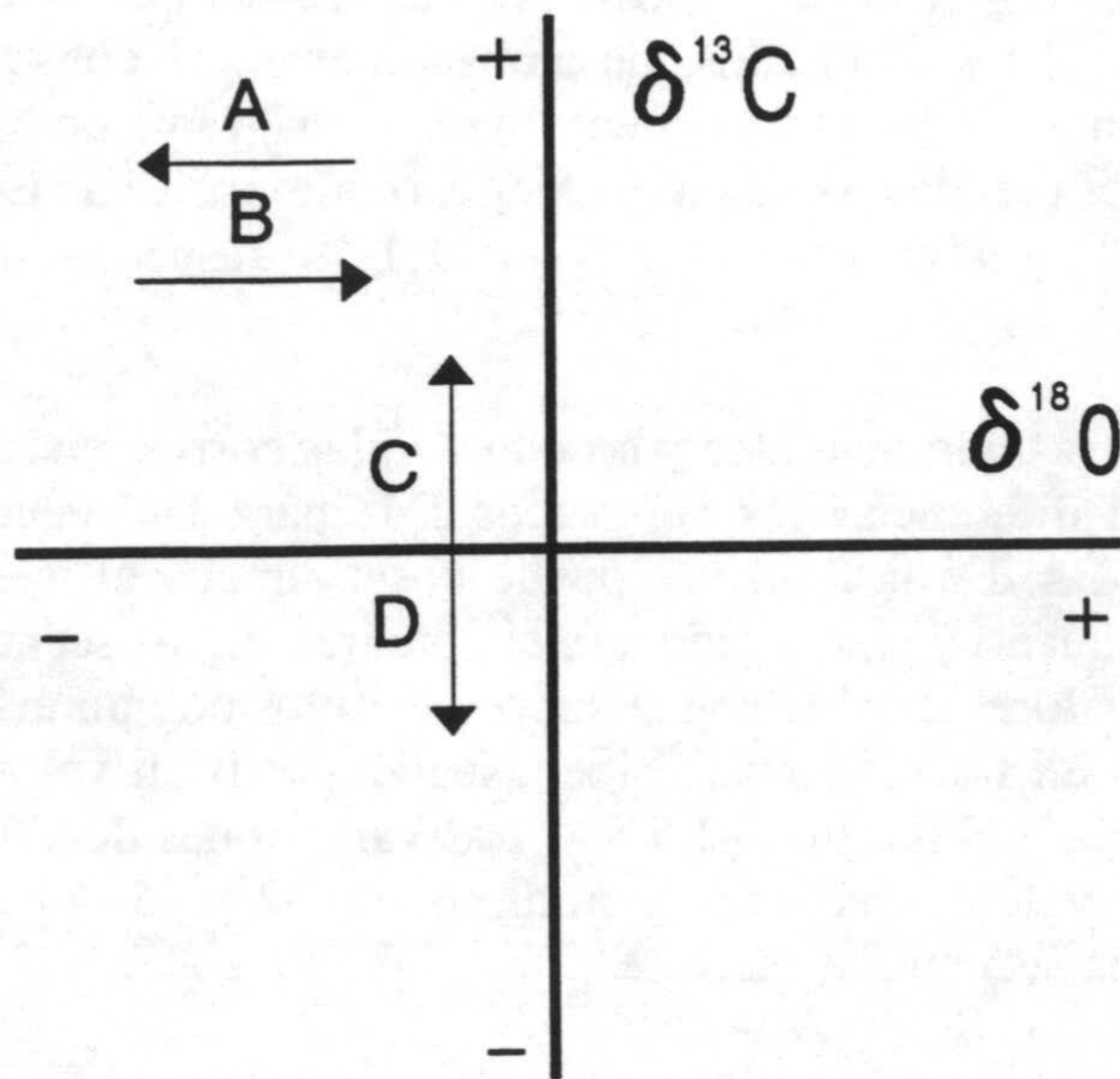


Figura 109.- Modelo genético propuesto para los travertinos estudiados. Explicación en el texto.

Un dato de gran interés que aporta el estudio isotópico de estos materiales es el de poder obtener valores de paleotemperaturas, para ello, es necesario conocer si el depósito de estos materiales se efectuó en condiciones de equilibrio isotópico. Como se explica en el capítulo referente a estos materiales, para saber si existió o no equilibrio en el depósito de los materiales, se realiza un cálculo de los valores de fraccionamiento entre el CO_3Ca y el CO_2 a partir de la relación dada por Fritz (1965) y Gonfiantini *et al.* (1968) donde $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = 1,2\delta^{13}\text{C}_{\text{travertino}} - 10,5$. Esta expresión permite conocer a partir del $\delta^{13}\text{C}$ del travertino la razón $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ del CO_2 originalmente asociado con estos carbonatos. Los valores de temperatura se calculan utilizando la ecuación de equilibrio de Anderson y Arthur (1983).

La representación gráfica de los resultados obtenidos siguiendo las ideas de Bottinga (1968) en un diagrama donde se incluye la línea de equilibrio permite evaluar si estos materiales precipitaron en condiciones de equilibrio o de desequilibrio.

8.2.2.- Falsas ágatas

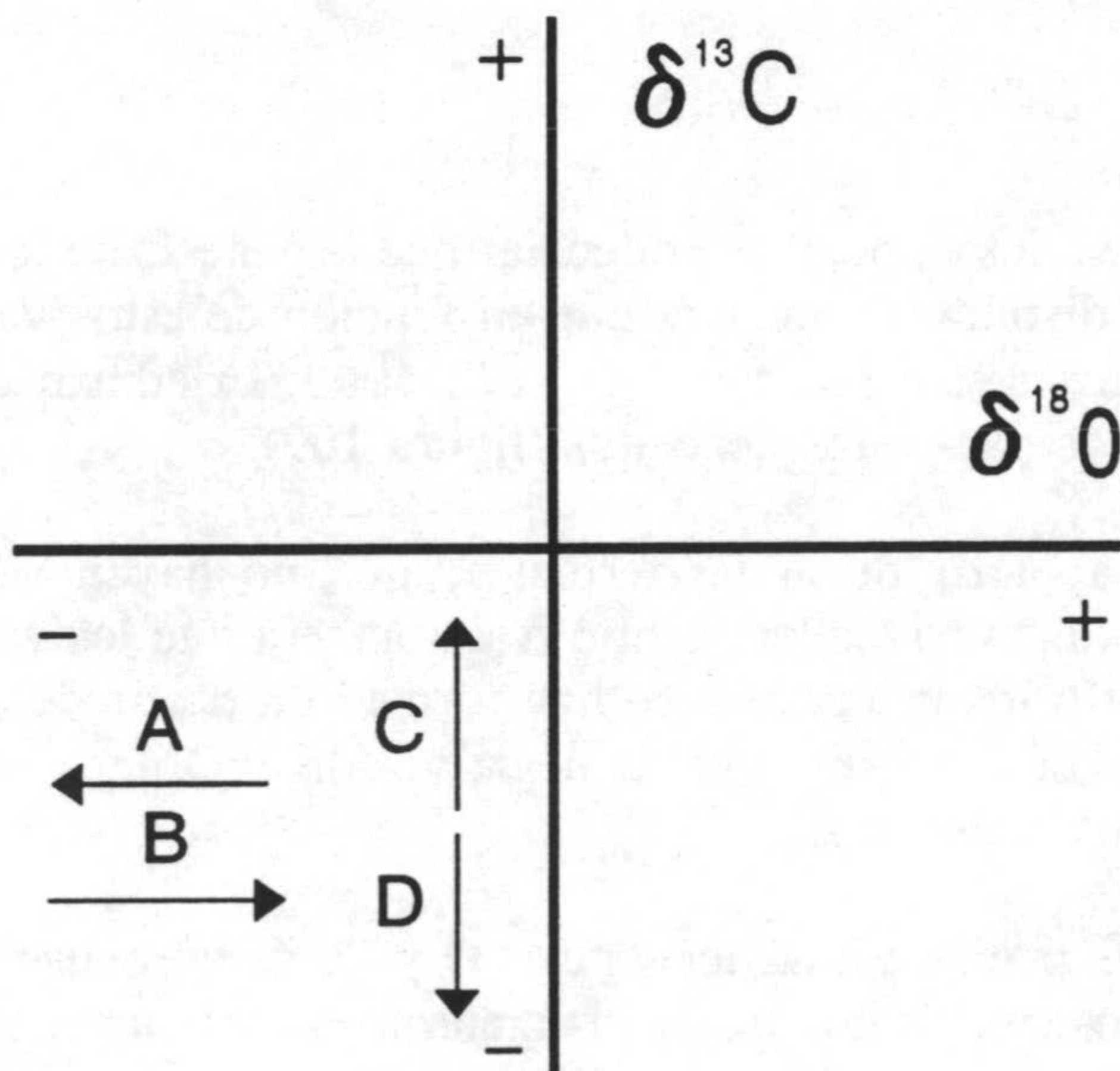


Figura 110.- Modelo genético propuesto para las falsas ágatas estudiadas. Explicación en el texto.

Los estudios isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ realizados sobre los rellenos fisurales de calcita permiten conocer las posibles fuentes de carbono que han dado lugar a estos depósitos, así como el tipo de aguas a partir de las cuales han precipitado. Los valores obtenidos para el conjunto de las muestras estudiadas son semejantes a los dados por distintos autores para muestras de medios subaéreos y varían para el $\delta^{13}\text{C}$ entre un máximo de -4‰ y un mínimo de -11‰ , siendo el valor medio de $-9,43\text{‰}$. Para el $\delta^{18}\text{O}$ el intervalo de variación es más restringido entre un máximo de -5‰ y -7‰ con un valor medio de $-5,79\text{‰}$.

El estudio isotópico de las falsas ágatas pone de manifiesto que estos materiales genéticamente se asemejan a los materiales formados en cuevas recientes. Por otra parte, estos resultados permiten conocer las posibles fuentes de carbono que han dado lugar a estos depósitos, así como el tipo de aguas a partir de las cuales han precipitado.

Con los datos obtenidos se puede elaborar un gráfico (figura 110) en el cual quedan reflejadas las posibles tendencias de estos materiales. Estas tendencias, en definitiva, son similares a las observadas en los materiales travertínicos de manera que las tendencias A y B indicarían el grado de influencia de aguas meteóricas o de aguas de origen hidrotermal las cuales quedan reflejadas en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de los carbonatos.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ marcarían las tendencias C y D poniendo de manifiesto una mayor influencia de las rocas encajantes donde estos materiales se localizan, o por el contrario, una mayor influencia de un carbono derivado mayoritariamente de plantas (tipo C_3).

8.2.3.- Espeleotemas del Cuaternario

El estudio isotópico de estos materiales como se indica en el capítulo referente a ellos ha sido abordado desde varios puntos de vista. Por una parte, con la finalidad de obtener información sobre la precipitación en equilibrio o no de estos materiales, para obtener datos de paleotemperaturas, así como las posibles alteraciones diagenéticas a las que estos se ven sometidas, y por otra parte, con el objeto de obtener interpretaciones paleoclimáticas.

El primero de los objetivos se llevó a cabo realizando un estudio sobre muestras procedentes de la Cueva de Nerja pertenecientes a una misma capa o nivel de depósito de carbonato. Si se comprueba, como ya indicó Schwarcz (1986), que no existe una correlación entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se puede hablar de una precipitación en equilibrio de los materiales (figura 111A), mientras que cuando existe una buena correlación entre las razones isotópicas, entonces la precipitación tuvo lugar en desequilibrio (figura 111B). Los espeleotemas precipitados en equilibrio serán útiles para realizar sobre ellos determinaciones de paleotemperaturas.

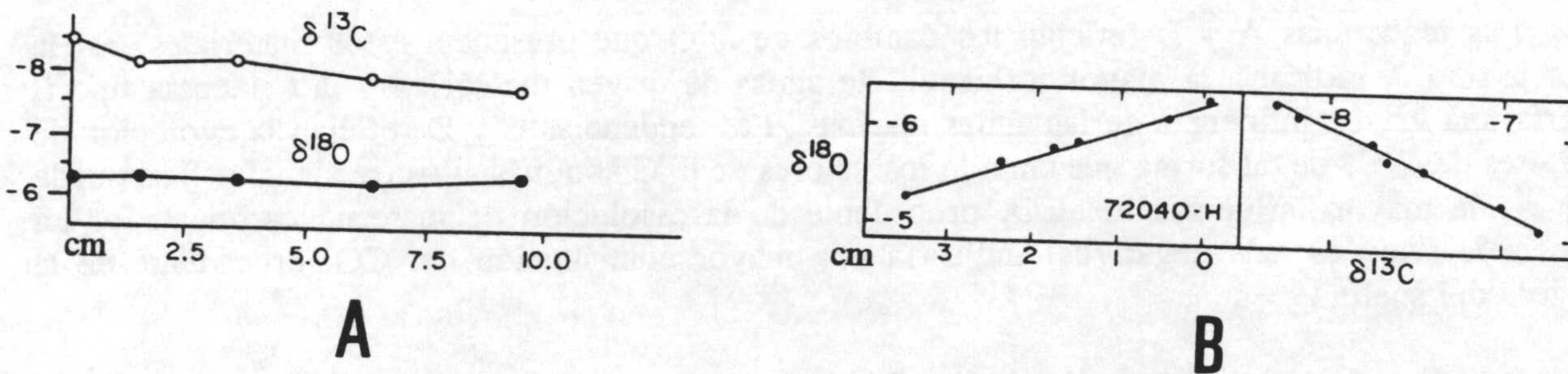


Figura 111.- Figura que muestra las variaciones de los valores del $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en espeleotemas a lo largo de una misma capa de crecimiento. La precipitación en equilibrio isotópico con las aguas de infiltración se muestra en el gráfico A y en el B se muestra el desequilibrio isotópico con las aguas de infiltración. Tomada de Schwarcz (1986).

Por otra parte, el estudio isotópico de las distintas capas o niveles de depósito que componen un espeleotema, hace posible conocer si las condiciones de precipitación en el medio permanecieron invariables, o si por el contrario existieron variaciones ambientales (con cambios de temperatura, de humedad, etc.), ya que estas quedarían reflejadas en la composición isotópica. Fornaca-Rinaldi *et al.* (1968) ponen de manifiesto que las variaciones en la composición isotópica a lo largo de las distintas capas de crecimiento de un espeleotema pueden deberse también a los diferentes hábitos cristalinos.

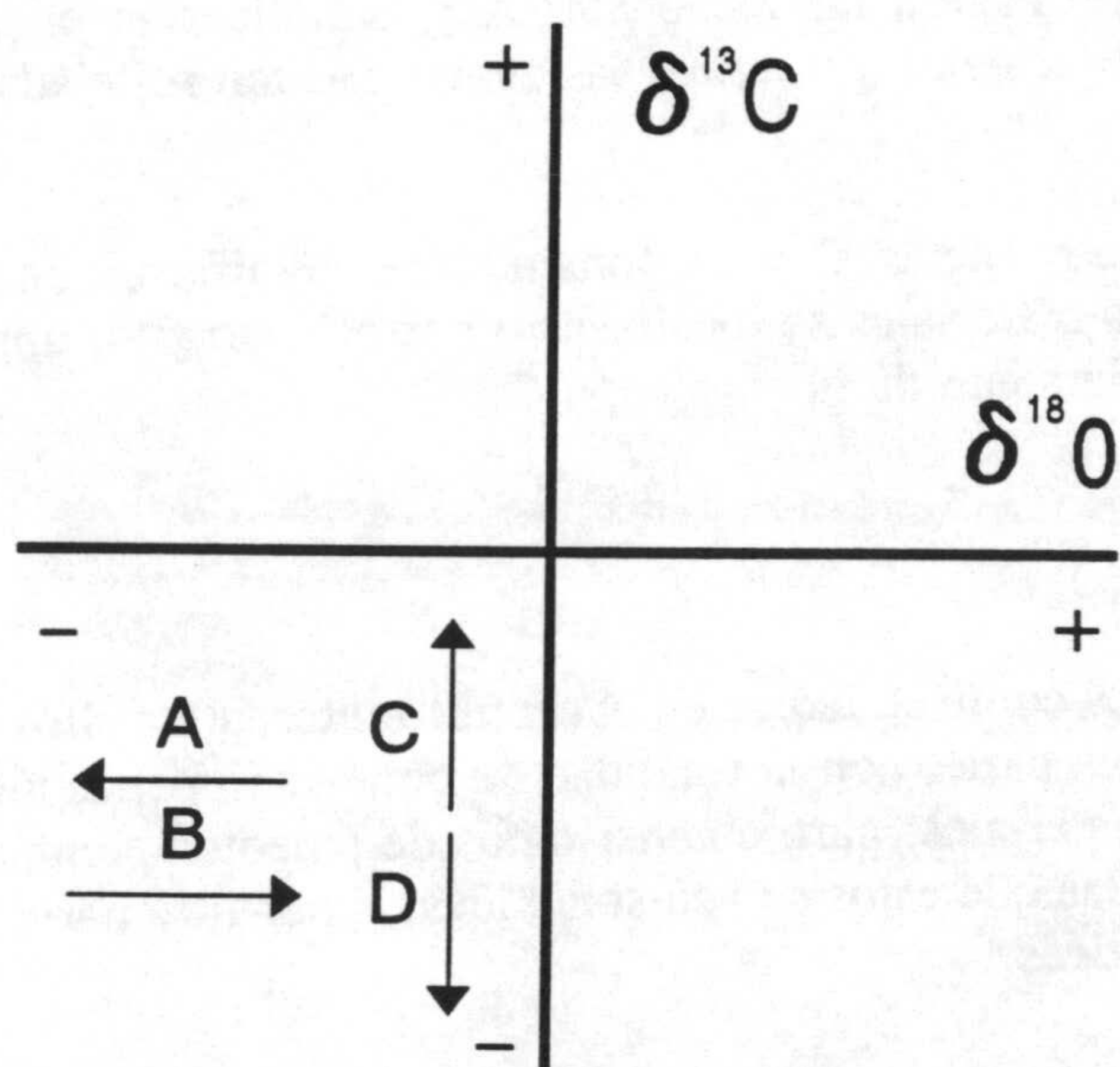


Figura 112.- Modelo genético propuesto para las muestras carbonatadas actuales "calcitas flotantes" que precipitan en relación con las aguas superficiales de los lagos en las Cuevas de Mallorca. Explicación en el texto.

Sobre las muestras actuales procedentes de las Cuevas de Mallorca también se realizó un estudio de la precipitación en equilibrio de estos materiales carbonatados los cuales se encuentran en fase de formación. Dicho estudio pone de manifiesto que las calcitas flotantes precipitan en equilibrio isotópico y además se puede llegar a evaluar el grado de influencia que ejercen sobre estos materiales la composición isotópica del agua meteórica y la del agua marina, así como la composición isotópica del CO₂ presente en la atmósfera del suelo. Con los datos obtenidos puede elaborarse un gráfico similar a los anteriormente descritos (figura 112).

Las tendencias A y B reflejan los cambios de $\delta^{18}\text{O}$ que presentan estos materiales, así la tendencia tipo A indicaría la mayor influencia de aguas de origen meteórico y la tendencia tipo B marcaría una mayor influencia de las aguas marinas. Las tendencias C y D reflejan la evolución de los valores de $\delta^{13}\text{C}$, de tal forma que cuando los valores de $\delta^{13}\text{C}$ son más altos (tendencia C) se puede aludir a una mayor influencia del CO₂ procedente de la disolución de material carbonatado. La tendencia D (valores más negativos) indicaría una mayor contribución del CO₂ procedente de la atmósfera del suelo.

Para llevar a cabo el segundo de los objetivos se realizó el estudio isotópico sistemático de varias generaciones de espeleotemas de diferente naturaleza. El análisis de los resultados isotópicos obtenidos para los distintos grupos de cristalizaciones permite elaborar tres gráficos que muestran las tendencias generales de estos materiales (figura 113). Para el primer grupo de cristalizaciones "calcitas fibrosas vadosas", cuya génesis está íntimamente relacionada con aguas de origen meteórico, la tendencia lineal en covariante positiva indicaría pequeñas alteraciones diagenéticas en la zona de mezcla de aguas marinas y aguas dulces (figura 113a). El segundo grupo "micritas" presentan una distribución de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ similar al anterior, aunque en este caso la tendencia lineal observada podría ser producto de la acción de las aguas intersticiales que quedan ocluidas en los poros (figura 113b). Los valores del tercer grupo de cristalizaciones "calcitas fibrosas epiacuáticas" no

muestran ninguna distribución concreta (figura 113c) lo que hace pensar que estos materiales puedan haber preservado la señal isotópica originaria con lo cual su estudio adquiere una significación especial a la hora de establecer posibles correlaciones paleoclimáticas.

En definitiva, se puede decir que en general todos los materiales estudiados se depositaron en equilibrio isotópico al igual que lo hacen actualmente las calcitas flotantes, pero que en algunos de los casos pequeñas modificaciones diagenéticas dan lugar a alteraciones en la composición isotópica originaria las cuales quedan reflejadas en la distribución en covariante positiva de los valores obtenidos.

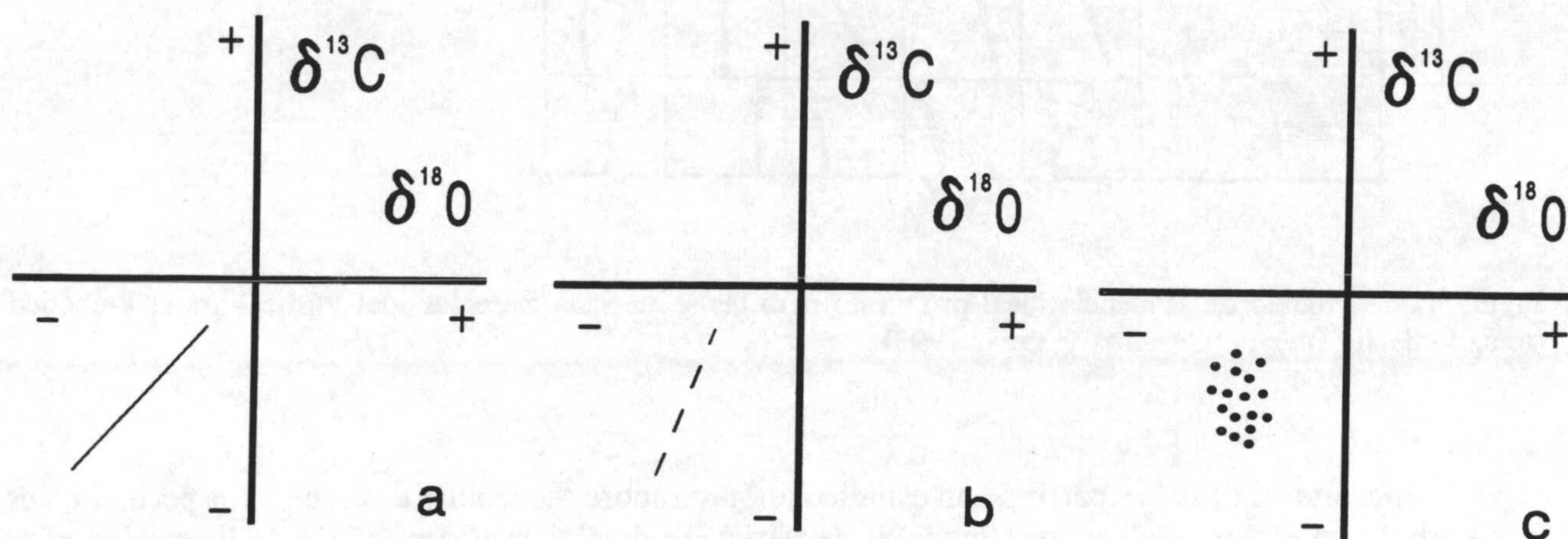


Figura 113.- Modelos genéticos elaborados para los grupos de espeleotemas antiguos estudiados: cristalizaciones de calcitas fibrosas vadosas (a); cristalizaciones de micrita (b) y cristalizaciones fibrosas epiacuáticas (c). Explicación en el texto.

8.2.4.- Ciclos de somerización

A partir de los datos obtenidos con el estudio de la ciclicidad, de los resultados del análisis de las microfacies y de los datos geoquímicos se puede elaborar una secuencia ideal para los carbonatos mareales y los de plataforma bioconstruidos.

El modelo que se propone para el medio carbonatado mareal se muestra en la figura 114 (Jiménez de Cisneros y Vera 1993) y en él se puede observar un intervalo submareal formado por calizas micríticas o calizas margosas que contienen fósiles marinos (lituólidos y algas dasycladaceas). En este intervalo los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son relativamente bajos y la concentración de Sr alta. El intervalo intermareal compuesto por calizas micríticas con textura fenestral (*birdeyes*) con valores altos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y bajas concentraciones de Sr y Mn. En algunos niveles donde la bioturbación ha sido intensa esta tendencia se ve alterada diagenéticamente por la acción de las aguas intersticiales que han circulado a través de la red de perforaciones creada por los organismos. El intervalo supramareal está formado por unas calizas con laminación algal donde los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ aumentan.

En el techo de este intervalo, tanto los valores de $\delta^{13}\text{C}$ como los de $\delta^{18}\text{O}$ y de Sr sufren un descenso brusco el cual puede ser explicado por los efectos que provocan la diagénesis meteórica temprana durante los periodos de emersión que ocurren al final de cada ciclo.

Secuencia ideal

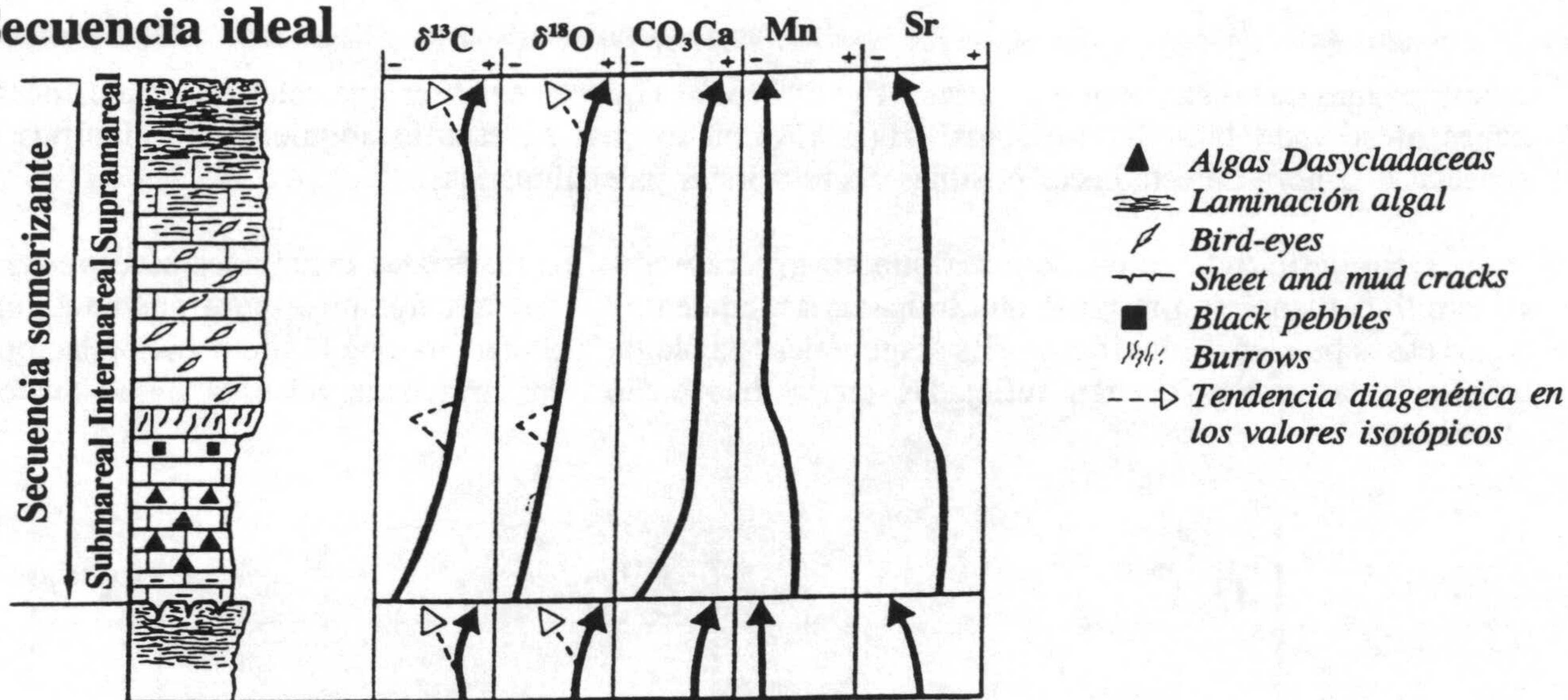


Figura 114.- Modelo de secuencia ideal propuesto para las secuencias mareales del Purbeck en el Prebético (tomado de Jiménez de Cisneros y Vera, 1993).

Joachimski (1994) a partir de un estudio isotópico sobre secuencias de carbonatos perimareales del Purbeck en el Jura elabora tres modelos de variación de $\delta^{13}\text{C}$ que son reflejo de los periodos de tiempo de exposición subaérea que presentan estas secuencias (figura 115). El primer modelo corresponde a una secuencia somerizante típica que registra un periodo corto de exposición subaérea de manera que la señal isotópica del carbono queda preservada salvo ligeras modificaciones en los niveles superiores. Con este primer modelo se podrían comparar el obtenido para las secuencias de somerización de facies Purbeck aquí estudiadas. El segundo modelo indica una duración intermedia de la etapa de exposición subaérea, y se caracteriza por una disminución de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ hacia el techo. Finalmente, el tercer modelo corresponde a secuencias incompletas sometidas a periodos largos de exposición que se reflejan en intensa actividad edafogénica que se muestra en una disminución de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ a lo largo de toda la secuencia.

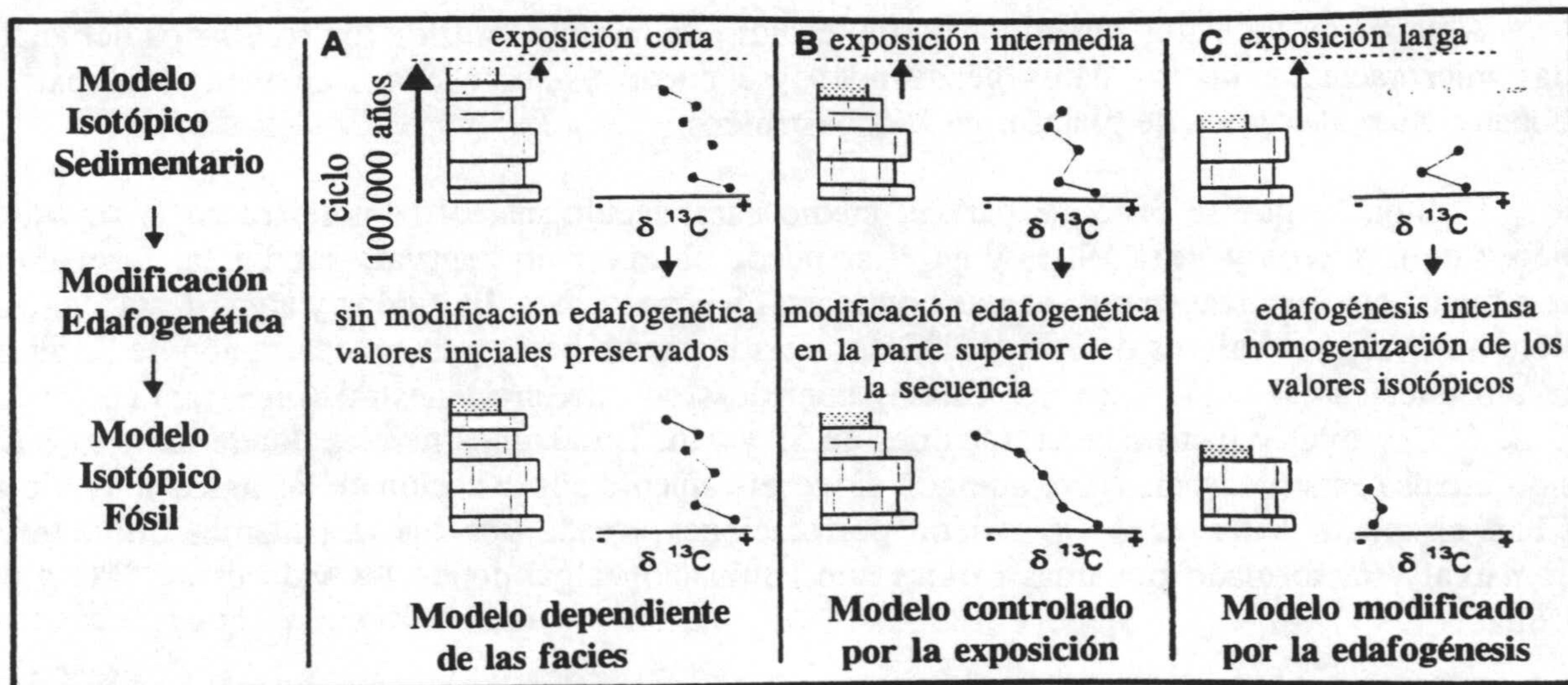


Figura 115.- Modelo de variación de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ a lo largo de secuencias somerizantes. Tomada de Joachimski (1994). Explicación en el texto.

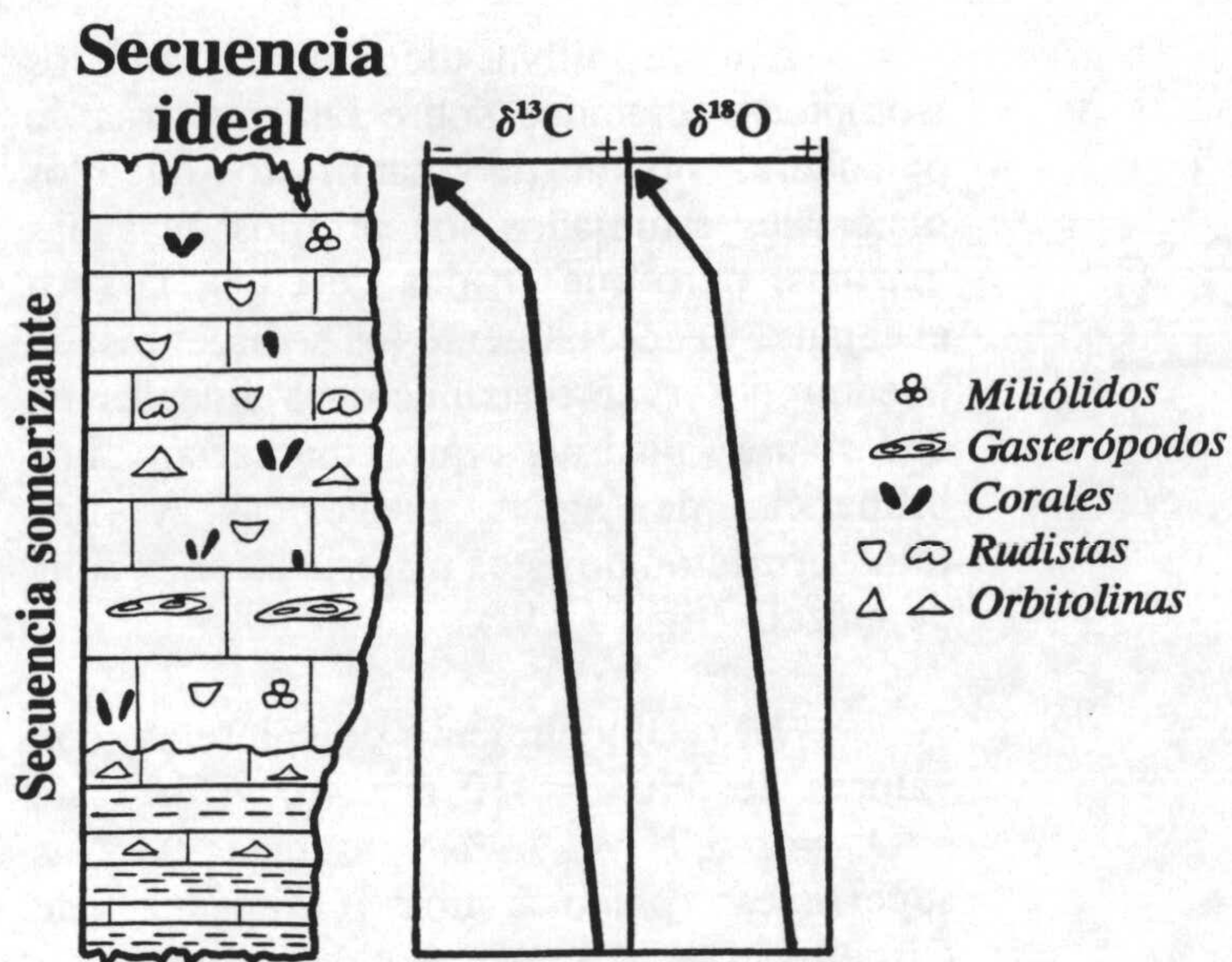


Figura 116.- Secuencia ideal de evolución de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ elaborada para las secuencias de carbonatos de plataforma bioconstruidos. Explicación en el texto.

El modelo elaborado para las secuencias de carbonatos de plataforma bioconstruidos se puede observar en la figura 116. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ muestran una ligera disminución desde los términos inferiores a los superiores, constatándose una bajada brusca (similar a la observada en las secuencias mareales) en el techo del ciclo. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ siguen la misma tendencia que los de $\delta^{13}\text{C}$ pero en este caso las variaciones observadas son menos acusadas. La distribución de los elementos traza no muestra unas tendencias concretas siendo diferente en las dos secciones analizadas por lo que estos datos no se incluyen en el modelo genético que se propone.

8.2.5.- Paleokarst del Mesozoico

El estudio isotópico en estos materiales aporta información sobre la génesis de los mismos, así como sobre las alteraciones diagenéticas que estos pudieran haber sufrido. Los resultados de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en los materiales que actúan de roca encajante del paleokarst varían entre 0 a 4 ‰ para el $\delta^{13}\text{C}$ y entre -2 a 2 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$. La representación gráfica de estos valores muestra una distribución lineal en covariante positiva muy marcada con un coeficiente de correlación $r=0,66$. Esta distribución según Allan y Matthews (1982) parece ser indicio de una alteración diagenética de los materiales en la zona de mezcla de aguas dulces y aguas marinas. Por otra parte, si se analizan el conjunto de todos los resultados y se comparan con los obtenidos por distintos autores en medios marinos, se constata una gran similitud por lo que se puede decir que claramente estos depósitos corresponden a sedimentos típicamente marinos.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos sobre los espeleotemas que tapizan las paredes de las cavidades kársticas son muy interesantes, siendo el grupo de valores que presentan una menor dispersión de los resultados. Los valores en gran parte coinciden con los obtenidos para la roca encajante siendo el intervalo de variación para el $\delta^{13}\text{C}$ de 2 a 4 ‰ y de -2 a 2 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$. Se puede concluir a la vista de todos los resultados que, mayoritariamente, estos materiales corresponden a precipitados originados bajo condiciones freáticas de aguas marinas.

Finalmente, los sedimentos internos que rellenan las cavidades también presentan unos valores similares a los obtenidos tanto en la roca encajante como en los espeleotemas. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ varían entre 0 y 4 ‰, y los de $\delta^{18}\text{O}$ entre -2 y 2 ‰, sin embargo en estos materiales es posible observar una marcada distribución lineal en covariante positiva según una recta de regresión cuyo coeficiente de correlación es altamente significativo $r=0,83$. Al igual que ocurre con las muestras de roca encajante, esta distribución pone de manifiesto que podría tratarse de sedimentos depositados en la zona de mezcla de aguas dulces y aguas marinas, o bien de sedimentos marinos que posteriormente han sufrido pequeñas alteraciones diagenéticas en la zona de mezcla.

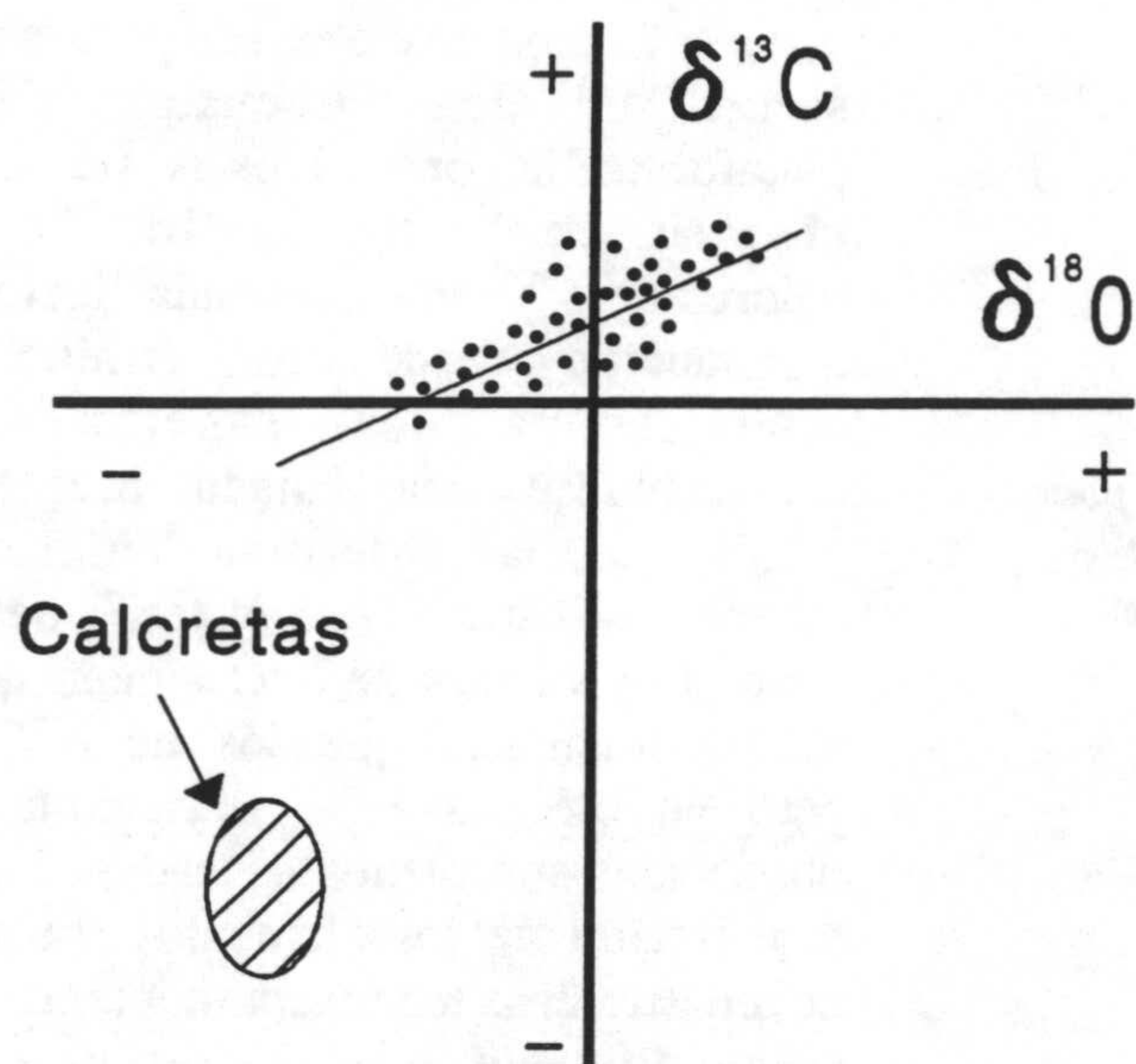


Figura 117.- Distribución de valores para los dos tipos de precipitados más característicos ligados al paleokarst Mesozoico de la Cordilleras Bética. Explicación en el texto.

En definitiva todos los resultados isotópicos obtenidos sobre las muestras de paleokarst ponen de manifiesto que los materiales estudiados son propios de aguas marinas, pero que en dos de ellos, la roca encajante y especialmente los sedimentos, se pueden observar distribuciones lineales en covariante positiva que marcarían una influencia de aguas meteóricas y una transformación de estos materiales en la zona de mezcla (figura 117).

El reconocimiento de calcretas, con valores de $\delta^{13}\text{C} = -10,1$ y $-10,9$ ‰ y de $\delta^{18}\text{O} = -5,7$ y -7 ‰, asociadas a las superficies paleokársticas (Jiménez de Cisneros *et al.*, 1993) corrobora y constituye un argumento a favor de que estos materiales estuvieron sometidos a unas condiciones subaéreas (Molina *et al.*, 1992), de manera que los datos isotópicos obtenidos encajan muy bien con el modelo paleogeográfico de paleokarst propuesto por Vera *et al.* (1988).

CONCLUSIONES

A partir de lo expuesto en los capítulos anteriores, los resultados de esta investigación se pueden resumir en las siguientes conclusiones:

- 1.- Se ha podido comprobar la diferente utilidad de las técnicas geoquímicas de microanálisis de elementos traza e isotópicas en la interpretación genética de los carbonatos, así como en la deducción de los procesos diagenéticos sufridos por los mismos.
- 2.- De todas las técnicas geoquímicas empleadas (espectrometría de masas, espectrometría de absorción, microsonda electrónica, catodoluminiscencia, microscopía electrónica de barrido) destaca por su utilidad el análisis de las razones isotópicas, concretamente de los isótopos estables de oxígeno y de carbono, como ya pusieran de manifiesto numerosos trabajos de autores anteriores.
- 3.- La aplicación de estas técnicas de análisis isotópico debe ir, necesariamente, precedida y acompañada del estudio mineralógico y petrográfico de los materiales, con las técnicas usuales de difracción de rayos-X y de la petrología sedimentaria de carbonatos como es el análisis químico de componentes mayores y menores, así como el estudio microscópico. Por su parte este estudio petrográfico, debe ir precedido de un estudio geológico previo, con un planteamiento del problema a resolver y una selección de las áreas y materiales en los que realizar el muestreo.
- 4.- Los datos obtenidos en cualquiera de las técnicas, incluidas las de medida de las razones isotópicas, son tanto más significativos cuanto más numerosos. Al aumentar el número de resultados lo hace también la fiabilidad de los mismos al permitir hacer con ellos un análisis estadístico que exprese los valores medios más representativos y establecer la correlación entre los diferentes valores. Los valores aislados de algunas muestras generalmente son poco significativos y su utilización puede inducir a graves errores.
- 5.- Los resultados aportados con otras técnicas de microanálisis (elementos traza) son complementarios de los anteriores hasta el punto que sólo sirven para matizar las interpretaciones genéticas. Para cada caso concreto, las técnicas que se deben utilizar son diferentes. Se ha constatado el interés de las técnicas de catodoluminiscencia en los estudios de espeleotemas formados por diferentes fases de crecimiento y de elementos traza en los materiales relacionados con el paleokarst Mesozoico. Los resultados obtenidos a partir de los estudios de catodoluminiscencia han permitido distinguir las diferentes generaciones de cementos que constituyen los espeleotemas que tapizan las paredes de las cavidades, reconociéndose las fases de precipitación en condiciones oxidantes y reductoras. Por su parte, los datos del microanálisis de elementos traza en estos materiales también apoyan la existencia de cambios en el quimismo de las aguas.
- 6.- En todos los casos estudiados se ha pretendido llegar a conocer si las razones isotópicas medidas son representativas de las originales de los materiales en el momento de su formación (sedimentación

en el caso de sedimentos o precipitación en el casos de espeleotemas), o por el contrario se han producido modificaciones diagenéticas. Para ello se ha recurrido a la comparación con los datos suministrados por la bibliografía especializada para ejemplos similares y al estudio estadístico (coeficientes de correlación) de los resultados.

7.- En el estudio de los travertinos se ha llegado a la conclusión de que los valores medios de $\delta^{13}\text{C}$ son muy diferentes en los tres grupos muestreados siendo de $-7,09 \text{ ‰}$ para las muestras de río Borosa, $0,13 \text{ ‰}$ para las muestras del Balneario de Alicún y, $3,58 \text{ ‰}$ para las muestras de Albox. Estas diferencias en la composición del $\delta^{13}\text{C}$ vienen reguladas por la mayor contribución, en unos casos del CO_2 procedente de la atmósfera del suelo producido bien por la descomposición de la materia orgánica o por la respiración radicular de las plantas, y en otros casos por la contribución del CO_2 atmosférico y del CO_2 derivado de la disolución de otras rocas carbonatadas. Los valores del $\delta^{18}\text{O}$ son muy similares en los tres grupos estudiados con un valor medio de $-7,4 \text{ ‰}$.

Sobre estos materiales, concretamente los travertinos del Balneario de Alicún de las Torres los cuales están asociados a fuentes termales, se han realizado estudios sobre sus características de depósito, ya que, como ponen de manifiesto numerosos autores, debido a efectos cinéticos estos carbonatos pueden precipitar en desequilibrio isotópico. La representación gráfica, de los resultados isotópicos en un diagrama donde se incluye la recta de equilibrio dada por Bottinga (1968), confirma que la precipitación de estos materiales tuvo lugar en condiciones de equilibrio isotópico, pero que debido a procesos postdeposicionales (intercambio con el CO_2 atmosférico y con el agua meteórica) algunas de las muestras se encuentran desplazadas de la recta de equilibrio.

8.- El estudio isotópico sobre las falsas ágatas pone de manifiesto que existe un intervalo de variación en el cual se concentran la mayor parte de las muestras, y que está comprendido entre -11 ‰ y -10 ‰ para el $\delta^{13}\text{C}$, y entre -6 ‰ y -5 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$. Estos datos son ampliamente diferentes a los obtenidos sobre las rocas encajantes (calizas de edad jurásica) por lo que se puede deducir que aunque se hayan originado por la disolución y posterior precipitación de estas rocas, las condiciones genéticas en ambos casos fueron absolutamente diferentes.

Las estimaciones sobre las paleotemperaturas existentes durante el momento de la precipitación de estos materiales son indicativas de unas condiciones climáticas muy semejantes a las de las aguas actuales, y por tanto no relacionados con aguas de origen termal.

9.- En los espeleotemas recientes se ha realizado, al igual que para los travertinos, un estudio sobre sus condiciones de precipitación. Los resultados obtenidos sobre las muestras analizadas indican que no siempre el depósito de estos materiales se realiza en equilibrio isotópico ya que pequeñas variaciones en el grado de humedad de la cueva y en la velocidad de precipitación de los espeleotemas pueden ocasionar una precipitación en desequilibrio isotópico.

Las condiciones de equilibrio isotópico pueden reconocerse por el hecho de que la composición isotópica del oxígeno medida a lo largo de una misma capa de crecimiento permanece constante, además de que cualquier ligero cambio que pueda detectarse no estaría correlacionado con la composición isotópica del carbono. Por el contrario, si se observa la existencia de una correlación entre la composición isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ y del $\delta^{18}\text{O}$, dentro de una misma capa, se puede hablar de una precipitación en desequilibrio isotópico.

10.- Se ha constatado la existencia de un equilibrio isotópico entre el agua de lagos de Mallorca y de las calcitas flotantes formadas en ellos. Dado que se conocen los valores del $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas actuales de las cuevas estudiadas y el $\delta^{18}\text{O}$ de las calcitas flotantes recogidas es posible determinar, utilizando la ecuación de paleotemperaturas de Shackleton y Kennet (1975), los valores teóricos de temperatura que tendrían las aguas actuales de los lagos. Estos valores teóricos obtenidos varían entre 13°C y

18°C y son muy similares a los existentes actualmente (15°C y 18°C) con diferencias que apenas superan 2°C.

11.- En espeleotemas cuaternarios en los que se disponen de dataciones de edad absoluta se ha intentado a partir de numerosos datos isotópicos reconocer los estadios isotópicos definidos para el Cuaternario por autores anteriores. En las cuevas de Mallorca se han reconocido los estadios isotópicos 18, 17, 16, 15, 12, 11, 9 y 7.

12.- Para los ciclos de somerización de facies carbonatadas mareales se ha elaborado una secuencia ideal caracterizada por presentar un intervalo submareal de calizas micríticas o margosas con fósiles marinos donde los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son relativamente bajos y la concentración de Sr alta. Un intervalo intermareal de calizas micríticas con textura fenestral con valores altos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y bajas concentraciones de Sr y Mn. El intervalo supramareal está formado por calizas con laminación algal donde los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ aumentan. En el techo de éste último intervalo se detecta un descenso brusco de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y de Sr, que pueden ser explicados por los efectos que provoca la diagénesis meteórica temprana durante las etapas de emersión que ocurren al final de cada ciclo.

13.- En los ciclos de somerización de facies organógenas se elabora un modelo de secuencia ideal en el cual se muestra la distribución de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. En dicho modelo se puede observar que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ presentan una ligera disminución desde los términos inferiores a los superiores, constatándose una bajada brusca en el techo del ciclo, análoga a la observada en las secuencias de facies carbonatadas mareales.

14.- En depósitos calcílicos que rellenan parcial o totalmente cavidades en discontinuidades estratigráficas que pudieran haberse formado por etapas de paleokarst se han constatado dos tipos de criterios para reconocer las etapas de emersión. El primero son las calcretas cuyos valores isotópicos altamente negativos son similares y del mismo orden de magnitud a los obtenidos por diferentes autores sobre materiales de características subaéreas. El segundo se trata de una distribución en covariante positiva, de los sedimentos que rellenan las cavidades, la cual es muy característica de la zona de mezcla de aguas dulces y marinas, e indicaría que podría tratarse de un sedimento depositado en estas condiciones, o bien, de un sedimento marino que ha sufrido transformaciones diagenéticas en la zona de mezcla.

15.- La última conclusión, y posiblemente la más importante, es que los resultados de los estudios geoquímicos en rocas carbonatadas son en general complejos de interpretar, y que exigen disponer de muchos resultados para poder ver su representatividad y poder deducir si expresan la composición originaria o los resultados de las alteraciones diagenéticas.

BIBLIOGRAFIA

- Al-Aasam, H.S. y Veizer, J. (1986): Diagenetic stabilization of aragonite and low-Mg calcite. II.- Stable isotope in Rudists. *Jour. Sed. Petrol.*, 56: 763-770.
- Aldaya, F., García-Dueñas, V. y Navarro Vilá, F. (1979): Los mantos alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides. *Acta Geol. Hisp.*, 14: 154-166.
- Allan, J.R., y Matthews, R.K. (1977): Carbon and oxygen isotopes as diagenetic and stratigraphic tools: surface and subsurface data, Barbados, West Indies: *Geology*, 5: 16-20.
- Allan, J.R. y Matthews, R.K. (1982): Isotopes signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, 29: 797-817.
- Andreo, B., García-Hernández, M., Martín-Algarra, A., Rey, J. y Vera, J.A. (1991): La sedimentación carbonatada del Lías en la transversal de Vélez Rubio (Subbético Interno). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 165-178.
- Arthur, M.A., Bottjer, D.J., Dean, W.E., Fischer, A.G., Hattin, D.E., Kauffman, E.G., Pratt, L.M. y Scholle, P.A. (1986): Rhythmic bedding in Upper Cretaceous pelagic carbonate sequences: Varying sedimentary response to climatic forcing. *Geology*, 14: 153-156.
- Arthur, M.A. y Dean, W.E. (1991): A holistic geochemical approach to cyclomania: Examples from Cretaceous Pelagic Limestone Sequences. In: *Cycles and Events in Stratigraphy* (G. Einsele, W. Ricken y A. Seilacher, Eds.), *Springer-Verlag*, Berlin, 126-166.
- Assereto, R. y Folk, R.L. (1980): Diagenetic fabrics of aragonite, calcite, and dolomite in an Ancient peritidal-spelean environment: Triassic calcare rosso, Lombardía, Italy. *Jour. Sed. Petrol.*, 50: 371-394.
- Azema, J., Foucault, A., Fourcade, E., García-Hernández, M., González-Donoso, J.M., Linares, A., Linares, D., López-Garrido, A.C., Rivas, P. y Vera, J.A. (1979): *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Secr. Public. Univ. Granada, 87 p.
- Barron, E.J., Arthur, M.A. y Kauffman, E.G. (1985): Cretaceous rhythmic bedding sequences: a plausible link between orbital variations and climate. *Earth Planet. Sci. Letters*, 72: 327-340.
- Barnaby, R. y Rimstidt, D. (1989): Redox conditions of calcite cementation interpret from Mn and Fe contents of authigenic calcites. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101: 795-804.
- Bates, R.L. y Jackson, J.A. (1987): *Glossary of Geology*, American Geological Institute, 461 p.
- Bathurst, R.G.C. (1975): Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments in Sedimentology*, Elsevier, Amsterdam, 12: 1-620.

- Baud, A., Masson, H. y Septfontaine, M. (1979): Karst et paléotectonique jurassique du domaine briançonnais des Prealpes. *I Symp. sediment. jurassique, W-Europ.* Paris, 1977, A.S.F: Spec. Pub. 1: 441-442.
- Benson, L.V. (1974): Transformation of a polyphase sedimentary assemblage into a single phase rock- a chemical approach. *Jour. Sed. Petrol.*, 44: 123-136.
- Benson, L.V. y Matthews, R.K. (1971): Electron microprobe studies of magnesium distribution in carbonate cements and recrystallized skeletal grainstones from the Pleistocene of Barbados, West Indies. *Jour. Sed. Petrol.*, 41: 1018-1025.
- Berger, A., Loutre, M.F. y Dehant, V. (1989): Pre-Quaternary Milankovitch frequencies. *Nature*, 342: 133.
- Berger, W.H. (1979): Stable isotopes in foraminifera. In: *Foraminiferal ecology and paleo-oceanography* (J.H.Lipps, W.Berger, M.A.Buzas y C.A.Douglas, Eds.). *Soc. Econ. Paleont. Min. Short Course*, 6:156-198.
- Berger, W.H., Vicent, E. y Thierstein, H.R. (1981): The deep-sea record: major steps in Cenozoic ocean evolution. In: *The deep sea drilling project: a decade of progress* (J.E.Warme, R.G.Douglas y E.L.Winterer, Eds.). *Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Pub.*, 32: 489-504.
- Bottinga, Y. (1968): Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen exchange in the system calcite-carbon dioxide-water. *Jour. Chem. Phys.*, 72: 800-808.
- Bottinga, Y. y Craig, H. (1969): Oxygen isotope fractionation between CO₂ and water and the isotopic composition of marine atmospheric CO₂. *Earth Planet. Sci. Letters*, 5: 285-295.
- Bottomley, D.J. y Veizer, J. (1992): The nature of groundwater flow in the fractured rock: evidence from the isotopic and chemical evolution of recrystallized fracture calcites from the Canadian Precambrian shield. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 369-385.
- Bourbon, M. (1980): *Evolution d'un secteur de la marge nord-Téthysienne en milieu pelagique: La Zone Briançonnaise pres de Briançon entre le début du Malm et l'Eocene inférieur.* Tesis Univ. Strasbourg, 278 p.
- Bowen, R. (1966): *Paleotemperature analysis*, Elsevier, Amsterdam, 256 p.
- Bowen, R. (1988): *Isotopes in the Earth Sciences*. Elsevier, Amsterdam, 647 p.
- Bowen, R. (1991): *Isotopes and climates*, Elsevier, London y New York, 483 p.
- Bradley, R.S. (1985): *Quaternary Paleoclimatology. Methods of paleoclimatic reconstruction* Allen y Unwin, Boston, 472 p.
- Brand, U. (1981): Mineralogy and chemistry of the Lower Pennsylvanian Kendrick fauna, Eastern Kentucky. 2 Stable isotopes. *Chem. Geol.*, 32: 17-18.

- Brand, U. (1982): The oxygen and carbon isotope composition of Carboniferous fossil components: sea-water effects. *Sedimentology*, 29: 139-147.
- Brand, U. (1986): Paleoenvironmental analysis of Middle Jurassic (Callovian) ammonoids from Poland: Trace elements and stable isotopes. *Jour. Paleontol.*, 60: 293-301.
- Briend, M., Montenat, C. y Ott D'Estevon, P. (1990): Le Bassin de Huercal-Overa. *Documents et travaux de l'IGAL*, 12-13: 239-259.
- Broecker, W.S. (1982): Ocean chemistry during glacial time. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 1689-1705.
- Butzer, K.W. (1975): Pleistocene litoral-sedimentary cycles of the Mediterranean basin, a mallorquin view. In: *After the australopithecines: stratigraphy, ecology and culture change in the Middle Pleistocene*, (K.W. Butzer y G.L. Isaac, Eds.), Chicago, 25-71.
- Butzer, K.W. y Cuerda, J. (1962): Coastal stratigraphy of Southern Mallorca and its implications for the Pleistocene chronology of the Mediterranean sea. *Jour. Geol.*, 70: 398-416.
- Castro, J.M. (1990): *Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético externo de las Sierra de Estepa (provincia de Sevilla)*. Tesis de Lic. Univ. Granada (inéd.), 93 p.
- Castro, J.M. (1993): Un borde de plataforma Urgoniana al NE de la provincia de Alicante (zona Prebética). *Geogaceta*, 14: 80-82.
- Castro, J.M. (1994): Las facies de las plataformas de carbonatos del Aptiense-Albiense al NE de la provincia de Alicante. Zona Prebética, SE de España. *Geogaceta*, 15: 17-19.
- Catalano, R., D'Argenio, B. y Lo Cicero, G. (1974): I ciclotemi Triassici di Capo Rama (Monti di Palermo). Studi sulle piattaforme carbonatiche siciliane. *Geol. Romana*, 13: 125-145.
- Cerling, T.E. (1984): The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship climate. *Earth Planet. Sci. Letters*, 71: 229-240.
- Cerling, T.E. y Hay, R.L. (1986): An isotopic study of Paleosol carbonates from Olduvai Gorge. *Quat. Res.*, 25: 63-78.
- Clauer, N., Frapé, S.K. y Fritz, B. (1989): Calcite veins of the Stripa granite (Sweden) as records of the origin of the groundwaters and their interactions with the granitic body. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 1777-1781.
- Colom, G. (1950): *Más allá de la Prehistoria. Una geología elemental de las Baleares*. Colección Cauce, Madrid, 285 p.
- Colom, G. (1973): Esbozo de las principales lito-facies de los depósitos jurásicos-cretáceos de las Baleares y su evolución pre-orogénica. *Mem. R. Acad. Cien.*, Madrid, Ser. Cien. Nat., 25/2, 116 p.

- Company, M., González-Donoso, J.M., Linares, D., Martín-Algarra, A., Rebollo, M., Serrano, F., Tavera, J.M. y Vera, J.A. (1982): Diques neptúnicos en el Cretácico del Penibético: Aspectos genéticos y etapas de relleno. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 347-367.
- Cotillón, P. y Río, M. (1983): Cyclic sedimentation in the Cretaceous of deep sea drilling project sites 535 and 540 (Gulf of Mexico), 534 (Central Atlantic), and in the Vocontian Basin (France). In: *Init. Repts. DSDP*, (R.T. Buffer, W. Schlager *et al.*, Eds.), 77: 339-375.
- Craig, H. (1953): The geochemistry of the stable carbon isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 3: 53-92.
- Craig, H. (1957): Isotopic standards for carbon and oxygen and correlation factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12: 133-149.
- Craig, H. (1961): Isotopic variations in meteoric water. *Science*, 133: 1702-1703.
- Craig, H. (1965): The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. In: *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*, (E. Tongiorgi, Ed.), Spoleto, Consiglio Nazionale delle Recherche, Labor. Geologia Nucleare, Pisa, 161-182.
- Cuerda, J. (1975): *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Inst., Estud. Baleáricos. Diputación Provincial de Baleares, Palma de Mallorca, 306 p.
- Dansgaard, W. (1964): Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, (16) 4: 436-448.
- Dansgaard, W., Johansen, S.J., Clausen, H.B., Gundestrupp, N. (1973): Stable Isotope Glaciology. *Medd. Om Gronland*, 192/2: 53 p.
- De Boer, P.L. (1982): Some remarks about the stable isotope composition of cyclic pelagic sediments from the Cretaceous of the Apennines (Italy). In: *Nature and origin of Cretaceous Carbon-Rich Facies* (S.O. Schlanger y M.B. Cita, Eds.), Academic Press, New York, 129-149.
- De Boer, P.L. (1991): Pelagic Black Shale-Carbonate Rhythms: orbital forcing and oceanographic response. In: *Cycles and Events in Stratigraphy* (G. Einsele, W. Ricken y A. Seilacher, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, 63-78.
- Degens, E.T. (1967): Stable isotope distribution in carbonates. In: *Carbonate rocks, Developments in sedimentology* (H.J. Bisell y R.W. Fairbridge, Eds.), Elsevier, Amsterdam, 9B: 193-208.
- Deines, P. (1980): The isotopic composition of reduced organic carbon. In: *Handbook of environmental isotope geochemistry, 1. The terrestrial environment, A*, Elsevier, Amsterdam, 329-406.
- Delgado, A., Nuñez, R., Caballero, E., Jiménez de Cisneros, C. y Reyes, E. (1991): Composición isotópica del agua de lluvia en Granada. *IV Congreso de Geoquímica de España*, 1: 350-358.
- Dickson, J.A.D. y Coleman, M.L. (1980): Changes in carbon and oxygen isotope composition during limestone diagenesis. *Sedimentology*, 27: 107-118.
- Duplessy, J.C., Lalou, C. y Gómez de Azevedo, A.E. (1969): Etude des conditions de concrecionement

dans les grottes au moyen des isotopes stables de l'oxygène et du carbone. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 268: 2327-2330.

- Durán, J.J., Grün, R. y Ford, D.C. (1993): Dataciones geocronológicas absolutas (Métodos E.S.R. y Series de Uranio) en la Cueva de Nerja y su entorno. Implicaciones evolutivas, paleoclimáticas y neosismotectónicas. In: *Trabajos sobre la Cueva de Nerja* (F.Carrasco, Ed.), 3: 233-248.
- Durán, J.J., Grün, R. y Soria, J.M. (1988a): Aportación del estudio geocronológico de espelotemas y travertinos al conocimiento paleoclimático del Cuaternario en la Península y Baleares. *II Congreso Geológico de España. Comunicaciones*, 1: 383-386.
- Durán, J.J., Grün, R. y Soria, J.M. (1988b): Edad de las formaciones travertínicas del flanco meridional de la Sierra de Mijas, provincia de Málaga, Cordilleras Béticas. *Geogaceta*, 5: 61-63.
- Einsele, G. (1982): Limestone-marl cycles (periodites): diagnosis, significance, causes- a review. In: *Cyclic and Event Stratification* (G. Einsele y A. Seilacher, Eds.), *Springer-Verlag*, Berlin, 8-53.
- Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A. (1991): Cycles and events in Stratigraphy: Basic concepts and terms. In: *Cycles and Events in Stratigraphy* (G. Einsele W. Ricken y A. Seilacher, Eds.), *Springer-Verlag*, Berlin, 1-19.
- Ellis, P.M., Wilson, R.C.L., y Leinfelder, R.R. (1990): Controls on Upper Jurassic carbonate buildup development in the Lusitanian Basin, Portugal. In: *Carbonate platforms*. (M.E.Tucker et al., Eds.), *Inter. Assoc. Sediment., Spec. Pub.* 9: 169-202.
- Elorza, J.J. y García-Dueñas, V. (1980): Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 1054 (Vélez-Málaga) del mapa geológico de España a escala 1:50000. *Instit. Geol. Min. España*.
- Emiliani, C. (1955): Pleistocene temperatures. *Jour. Geol.*, 63: 538-578.
- Emiliani, C. (1966): Paleotemperature analysis of the Caribbean cores P6304-8 and P6304-9 and a generalized paleotemperature curve for the last 425.000 years. *Jour. Geol.*, 74: 109-126.
- Emiliani, C. (1972): Quaternary paleotemperatures and the duration of the high-temperature intervals. *Science*, 178: 398-401.
- Emrich, K., Ehhalt, D.H. y Vogel, J.C. (1970): Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate. *Earth Planet. Sci. Letters*, 8: 363-371.
- Enay, R. (1980): Indices d'émersion et d'influences continentales dans l'Oxfordien supérieur-Kimmeridgien inférieur en France. Interprétation paléogéographique et conséquences paléobiogéographiques. *Bull. Soc. Geol. France*, 12: 581-590.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A., y Urey, H.C. (1953): Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 64: 1315-1326.
- Epstein, S. y Mayeda, T.K. (1953): Variation of the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio in natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4: 213-224.

- Equipo Hades (1985): Los espeleotemas freáticos de las cuevas costeras de Mallorca: estado actual de las investigaciones. In: *Pleistoceno y Geomorfología litoral (Homenaje a Juan Cuerda)*, Univ. Valencia, ETH Zürich y Univ. Palma de Mallorca, 196 p.
- Espitalie, J., Laporte, J.L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P. y Paulet, J. (1977): Méthode rapide de caracterization des roches-mères, de leus potentiel pétrolier et de leus gregé d'évolution. *Rev. Inst. Franc. Petrol.*, 32: 23-43.
- Esteban, M. (1974): Caliche textures and Microcodium. *Boll. Soc. Geol. Italia*, 92: 105-125.
- Esteban, M. (1976): Vadose pisolite and caliche. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 60: 2048-2057.
- Esteban, M. y Klappa, C.F. (1983): Subaerial exposure environment. In: *Carbonate depositional environments* (P.A. Scholle, D.G. Bebout y C.H. Moore, Eds.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 33: 1-54.
- Fairchild, I.J. (1983): Chemical controls of cathodoluminescence of natural dolomites and calcites: new data and review. *Sedimentology*, 30: 579-583.
- Fantidis, J. y Ehhalt, D.H. (1970): Variation of the carbon and oxygen isotopic composition in stalagmites and stalactites: evidence of non-equilibrium isotopic fractionation. *Earth Planet. Sci. Letters*, 10: 136-144.
- Farinacci, A., Mariotti, M., Nicosia, U., Pallini, G. y Schiavinotto, F. (1981): Jurassic sediments in the Umbro-Marchean Apennines: An alternative model. In: *Rosso Ammonitico Symposium* (A. Farinacci y S. Elmi, Eds.), *Tecnoscienza*, Roma, 335-398.
- Fazzuoli, M., Marcucci-Passerini, M. y Sguazzoni, G. (1981): Ocurrance of "Rosso Ammonitico" and paleokarst sinkholes on the top of the "Marni Fm." (Lower Liassic) Apuane Apls, Northern Apennines. In: *Rosso Ammonitico Symposium* (A. Farinacci y S. Elmi, Eds.), *Tecnoscienza*, Roma, 399-417.
- Fischer, A.G. (1964): The Lofer cyclothems of Alpine Triassic. *Kans. State Geol. Surv. Bull.*, 169: 107-149.
- Fischer, A.G. (1986): Climatic rhythms recorded in strata. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14: 351-376.
- Fischer, A.G. (1991): Orbital cyclicity in Mesozoic Strata. In: *Cycles and Events in Stratigraphy* (G. Einsele, W. Ricken y A. Seilacher, Eds.), *Springer-Verlag*, Berlin, 49-62.
- Fischer, A.G., De Boer, P.L. y Premoli-Silva, I. (1990): Cyclostratigraphy. In: *Cretaceous resources, events, and rhythms* (R.N. Ginsburg y B. Beaudoin, Eds.), NATO ASI Ser C, Kluwer, Dordrecht, 139-172.
- Flügel, E. (1982): *Microfacies Analysis of Limestones*. *Springer-Verlag*, Berlin 633 p.
- Folk, R.L. (1974): The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. *Jour. Sed. Petrol.*, 44: 40-53.

- Folk, R.L. (1987): Detection of organic matter in thin-sections of carbonate rocks using a white card. *Sedimentary Geology* 54: 193-200.
- Folk, R.L. y Assereto, R. (1976): Comparative fabrics of length-slow and length-fast calcite and calcitized aragonite in a Holocene speleothem, Carlsbad caverns, New Mexico. *Jour. Sed. Petrol.*, 46: 486-496.
- Fornaca-Rinaldi, G., Panichi, C., Tongiorgi, E (1968): Some causes of the isotopic composition of carbon and oxygen in cave concretions. *Earth Planet. Sci. Letters*, 4: 321-324.
- Foucault, A. (1971): *Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (Provinces de Jaen et de Grenade, Espagne meridionale)*. Tesis Univ. Paris VI, 633 p.
- Francis, J.E. (1986): The calcareous paleosols of the basal Purbeck Formation (Upper Jurassic), Southern England. In: *Paleosols: their recognition and interpretation* (V.P. Wright, Ed.), Blackwell Scientific Publications, Oxford, 112-138.
- Frank, J.R., Carpenter, A.B. y Oglesby, T.W. (1982): Cathodoluminescence and composition of calcite cement in the Tum Sank Limestone (Upper Cambrian) Southeast Missouri. *Jour. Sed. Petrol.*, 52: 631-638.
- Friedman, I. (1970): Some investigations of the deposition of travertine from hot springs: I.- The isotopic chemistry of a travertine-depositing spring. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34: 1303-1315.
- Friedman, I. y O'Neil, J.R. (1977): Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: *Data of Geochemistry* (M.Fleischer, Ed.), *Geol. Surv. Prof. Paper.*, 440 kk.
- Fritz, P. (1965): Composizione isotopica dell'ossigeno e del carbonio nei travertini della Toscana. *Boll. Geofis. Teor. Applic.*, 7: 25-30.
- Fritz, P. (1968): Der Isotopengehalt der Mineralwassarquellen von Stuttgart und Umgebung und ihrer mittelpleistozänen Travertin-Ablagerungen. *Jauresber. Mitt. Oberheinishen Geol. Ver.*, 50: 53-69.
- García-Hernández, M. (1978): *El Jurásico terminal y Cretácico inferior en la Sierras de Cazorla y Segura*. Tesis Univ. Granada, 344 p.
- García-Hernández, M. (1981): Biozonation du Cretacé inférieur a l'aide des foraminifères benthiques et des algues dasycladacées dans le Prebétique occidental (Cordillères Bétiques). *Geobios*, 14: 261-267.
- García-Hernández, M. y López-Garrido, A.C. (1979): El tránsito Jurásico-Cretácico de la Zona Prebética. *Cuader. Geol. Univ. Granada*, 10: 521-525.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., Molina, J.M., Ruiz-Ortíz, P.A. y Vera, J.A. (1989): Las discontinuidades mayores del Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: Análisis e interpretación de los ciclos sedimentarios. *Cuad. Geol. Ibérica*, 13: 35-52.

- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1980): Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnb.*, 59: 155-168.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C. y Vera, J.A. (1981): Criterios de correlaciones lito y bioestratigráficas del Cretácico inferior prebético. In: *Proyecto Internacional de Correlación Geológica (PICG)*, Real Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat., Madrid, 2: 241-295.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C. y Vera, J.A. (1982): El Cretácico de la Zona Prebética. In: *El Cretácico de España*, (A.García, Ed.), *Edit. Univ. Complut.*, Madrid, 526-527.
- García-Hernández, M., Lupiani, E. y Vera, J.A. (1986-87a): La sedimentación liásica en el sector central del Subbético Medio: Registro de la evolución de un rift continental. *Acta Geol. Hispánica*, 21-22:329-337.
- García-Hernández, M., Lupiani, E. y Vera, J.A. (1986-87b): Discontinuidades estratigráficas del Jurásico de Sierra Gorda (Subbético interno, prv. Granada). *Acta Geol. Hispánica*, 21-22: 339-349.
- García-Hernández, M., Molina, J.M., Ruiz-Ortíz, P.A. y Vera, J.A. (1988a): Acuñaamientos y geometrías sigmoidales en calizas pelágicas rojas del Jurásico de la Sierra de Reclot (Provincia de Alicante). *II Congr. Geol. España*, SGE, Granada, 1: 83-86.
- García-Hernández, M., Martín-Algarra, A., Molina, J.M., Ruiz-Ortíz, P.A. y Vera, J.A. (1988b): Umbrales pelágicos: Metodología de estudio y significado de las facies. *II Congr. Geol. España*, SGE, Granada, Simposios, 231-240.
- García-Hernández, M., Mas, J.R., Molina, J.M., Ruiz-Ortíz, P.A. y Vera, J.A. (1988c): Episodios de karstificación litorales insulares en el Jurásico superior, Fm. Ammonítico Rosso, Subbético esterno, Provincia de Córdoba. *II Coloq. Estratigr. Paleogeogr. Jurásico de España*, Logroño, Resúmenes, 32-35.
- García-Hernández, M., Rivas, P. y Vera, J.A. (1979): Distribución de las calizas de llanuras de mareas en el Jurásico del Subbético y Prebético. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10: 557-569.
- Garrison, R.E. (1981): Diagenesis of oceanic carbonate sediments: a review of the DSDP perspective. In: *The Deep Sea Drilling Project: a Decade of Progress* (J.E.Warme, R.G.Douglas y E.L.Winterer, Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub.*, 32: 181-207.
- Gewelt, M. (1981): Les variations isotopiques du carbonate et de l'oxygène dans une stalagmite de la Grotte de Remouchamps (Belgique). Methodes et premiers resultats. *Ann. Soc. Geol. Belgique*, 104: 269-279.
- 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. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, Palma de Mallorca, 19: 11-28.
- Ginés, A., Ginés, J. y Pomar, L. (1981a): Phreatic speleothems in coastal caves of Mallorca (Spain) as indicators of Mediterranean Pleistocene paleolevels. *8th Int. Congr. Speleology*. Bowling Green,

- Ginés, J., Ginés, A. y Pomar, L. (1981b): Morphological and mineralogical features of phreatic speleothems occurring in coastal caves of Mallorca (Spain). *8th Int. Congr. Speleology*. Bowling Green, 529-532.
- Ginsburg, R.N. (1975): *Tidal Deposits. A Casebook of recent examples and Fossil counterparts*. Springer-Verlag, New York, 428 p.
- Goldhammer, R.K., Dunn, P.A. y Hardie, L.A. (1987): High frequency glacio eustatic sea-level oscillations with Milankovitch characteristics recorded in middle Triassic platform carbonates in northern Italy. *Amer. Jour. Sci.*, 287: 853-892.
- Goldsmith, J.R., Graf, D.L. y Heard, H.C. (1961): Lattice constants of the calcium-magnesium carbonates. *Amer. Miner.*, 46: 453-457.
- Gonfiantini, R., Togliatti, V., Tongiorgi, E., De Breuck, W., Picciotto, E. (1963): Snow stratigraphy and oxygen-18 variations in the glaciological pit of King Bandouin Station, Queen Mand Land, Antarctica. *Jour. Geophys. Res.*, 68 (13): 3791-3798.
- Gonfiantini, R., Panichi, C. y Tongiorgi, E. (1968): Isotopic disequilibrium in travertine deposition. *Earth Planet. Sci. Letters*, 5:55-58.
- González, L.A. y Lohman, K.C. (1988): Controls on mineralogy and composition of spelean carbonates: Carlsbad Caverns, New Mexico. In: *Paleokarst* (N.P. James y P.W. Choquette, Eds.), Springer-Verlag, New York, 81-101.
- González-Donoso, J.M., Linares, D., Martín-Algarra, A., Rebollo, M., Serrano, F. y Vera, J.A. (1983): Discontinuidades estratigráficas durante el Cretácico en el Penibético (Cordillera Bética). *Estudios Geol.*, 8: 739-758.
- Goodwin, P.W. y Anderson, E.J. (1985): Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *Jour. Geol.*, 93: 515-533.
- Goodwin, P.W. y Anderson, E.J. (1988): Episodic development of Helderbergian paleogeography, New York State, Appalachian Basin. In: *Devonian in the World* (N.J. McMillan, A.F. Embry y D.J. Glass, Eds.), Second Inter. Symp. of the Devonian System, *Can. Soc. Petrol. Geol.*, 2: 553-568.
- Goodwin, P.W., Anderson, E.J., Goodman, W.M. y Saraka, L.J. (1986): Punctuated aggradational cycles: implications for stratigraphic analysis. In: *Milankovitch Cycles Trough Time* (M.A. Arthur y R.E. Garrison, Eds.), *Paleoceanography*, 1: 417-427.
- Grossman, E.T. y Ke, T.L. (1981): Aragonite-water isotopic paleotemperature scale based on the benthic foraminifera *Hoeglundia elegans*. *Geol. Soc. Am. Annual Mtgs, Abstr. With programs*, 64.
- Grotzinger, J.P. (1986): Upward shallowing platform cycles: a response to 2.2 billion years of low-amplitude, high frequency (Milankovitch band) sea-level oscillations. *Paleoceanography*, 1: 403-416.

- Grün, R. (1985): Beiträge zur ESR-Datierung. Geologisches Institut der Universität zu Köln Sonderveröffentlichungen, 59: 157p. Köln.
- Grün, R. (1986): ESR-dating of a flowstone core from Cova de Sa Bassa Blanca (Mallorca, Spain). *Endins*, 12: 19-23.
- Haas, J. (1991): A basic model for Lofer cycles. In: *Cycles and Events in Stratigraphy* (G. Einsele, W. Ricken y A. Seilacher, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, 721-732.
- Hallam, A. (1975): *Jurassic Environments*. Cambridge University Press, 269p.
- Hallam, A. (1978): Eustatic cycles in the Jurassic. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 23: 1-32.
- Hallam, A. (1988): A reevaluation of Jurassic Eustasy in the light of New Data and the revised sea-level EXXON curve. In: *Sealevel changes: an integrated approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagonner, Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub.*, Tulsa, 42: 261-273.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to Present). *Science*, 235: 1156-1167.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: *Sea-level change: An integrated approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C.Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner, Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub.*, Tulsa, 42: 71-108.
- Hardie, L.A. (1986): Ancient carbonate tidal-flat deposits. *Quat. Jour. Colorado Sch. Mines.*, 81: 37-57.
- Hardie, L.A., Bosellini, A. y Goldhammer, R.K. (1986): Repeated subaerial exposure of subtidal carbonate platforms, Triassic, Northern Italy: evidence for high frequency sea-level oscillations on a 10^4 year scale. *Paleoceanography*, 1: 447-457.
- Harmon, R.S. y Schwarcz, H.P. (1981): Changes of ^2H and ^{18}O enrichment of meteoric water and Pleistocene glaciation. *Nature*, 290: 125-128.
- Harmon, R.S., Schwarcz, H.P. y Ford, D.C. (1978a): Stable isotope geochemistry of speleothems and cave waters from the flint ridge-mammoth cave system. Kentucky: Implications for terrestrial climate change during the period 230.000 to 100.000 years B.P. *Jour. Geol.*, 86: 373-384.
- Harmon, R.S., Schwarcz, H.P. y Ford, D.C. (1978b): Stable isotope geochemistry of speleothems and cave waters from the flint ridge-mammoth cave system, Kentucky: Implications for terrestrial climate change during the period 230.000 to 100.000 years BP. *Jour. Geol.*, 86: 373-384.
- Harmon, R.S., Thompson, P., Schwarcz, H.P. y Ford, D.C. (1978c): Late Pleistocene Paleoclimates of North America as inferred from stable isotopes of speleothems. *Quat. Res.*, 9:54-70.
- Hart, M.B. (1989): Orbitally induced cycles in the chalk facies of the United Kingdom. *Cretaceous Research*, 8: 335-348.

- Hauser, S., Dongarra, G., Favara, R. y Longinelli, A. (1980): Composizione isotopica delle piogge in Sicilia. Riferimenti di base per studi idrogeologici e reazioni con altre aree mediterranee. *Soc. It. Min. Petrol.*, 36(2): 671-680.
- Hays, Ph.D. y Grossman, E.L. (1991): Oxygen isotopes in meteoric calcite cements as indicators of continental paleoclimate. *Geology*, 19: 441-444.
- Hecht, A.D. (1973): Faunal and oxygen isotopic paleotemperatures and the amplitude of glacial/interglacial temperature changes in the Equatorial Atlantic, Caribbean Sea and Gulf of Mexico. *Quat. Res.*, 3: 671-690.
- Hemming, N.G., Meyers, W.J. y Grams, J.C. (1989): Cathodoluminescence in diagenetic calcites: the roles of Fe and Mn as deduced from electron probe and spectrophotometric measurements. *Jour. Sed. Petrol.*, 59: 404-411.
- Hendy, C.H. (1971): The isotopic geochemistry of speleothems. I.- The calculation of speleothems and their applicability as paleoclimatic indicators. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35: 801-824.
- Henning, G.J., Ginés, A., Ginés, J. y Pomar, L. (1981): Avance de los resultados obtenidos mediante datación isotópica de algunos espeleotemas epiacuáticos mallorquines. *Endins*, 8: 91-93.
- Hinnov, L.A. y Goldhammer, R.K. (1991): Spectral analysis of the Middle Triassic Letamar limestones. *Jour. Sed. Petrol.*, 61:1173-1193.
- Hudson, J.D. (1977): Stable isotopes and limestone lithification. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 133: 637-660.
- Hudson, J.D. y Coleman, M.L. (1978): Submarine cementation of the Scheck limestone conglomerate (Jurassic, Austria): isotopic evidence. *N. Jb. Geol. Palaont. N.*, 1978:534-544.
- Humphrey, J.D., Ransom, K.L. y Matthews, R.K. (1985): Early meteoric diagenetic control of Upper Smackover production, Oaks Field, Luisiana. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 70: 70-85.
- IGME (1985): *Mármoles españoles*. Publ. Ministerio de Industria y Energía.
- James, N.P. (1972): Holocene and Pleistocene calcareous crust (caliche) profiles: criteria for sub-aerial exposure. *Jour. Sed. Petrol.*, 42: 817-836.
- James, N.P. (1984): Shallowing-upward sequences in carbonates. In: *Facies Models* (R.G. Walker, Ed.), *Geoscience Canadá*, Reprint Ser. 1 (2ª ed.), 213-228.
- James, N.P. y Choquette, P.W. (1983): Diagenesis 6: limestones-the sea floor diagenetic environment. *Geoscience Canadá*, 10: 162-179.
- James, N.P. y Klappa, C.F. (1983): Petrogenesis of early Cambrian reef limestones, Labrador, Canada. *Jour. Sed. Petrol.*, 53: 1051-1096.
- Jiménez de Cisneros, C. (1989): *Estudio geoquímico de los sedimentos y cementos relacionados con el*

paleokarst Mesozoico de Sierra Gorda (Subbético Interno). Tesis Licenc., Univ. Granada, (inéd.) 138 p.

- Jiménez de Cisneros, C., Linares, J., Reyes, E. y Vera, J.A. (1988): Isótopos estables de carbono y oxígeno de los rellenos de calcita (falsa ágata) y su interés paleoambiental. *Geogaceta*, 4: 17-20.
- Jiménez de Cisneros, C., Mas, J.R. y Vera, J.A. (1990): A geochemical study of the materials associated with the jurassic paleokarst of the Sierra Gorda (Internal Subbetic, Southern Spain). *Rev. Soc. Geol. España*, 3(3-4): 391-420.
- Jiménez de Cisneros, C., Mas, J.R. y Vera, J.A. (1991): Geochemistry of speleothems from Jurassic palaeokarst (Subbetic, southern Spain). *Sedim. Geol.*, 73: 191-208.
- Jiménez de Cisneros, C. y Vera, J.A. (1993): Milankovitch cyclicity in the Purbeck peritidal limestones in the Prebetic (Berriasian, Southern Spain). *Sedimentology*, 40: 513-537.
- Joachimski, M.M. (1994): Subaerial exposure and deposition of shallowing upward sequences: evidence from stable isotopes of Purbeckian peritidal carbonates (basal Cretaceous), Swiss and French Jura Mountains. *Sedimentology*, 41: 805-824.
- Kaufman J., Cauder H.S., Daniels, L.D. y Meyers, W.J. (1988): Calcite cement stratigraphy and cementation history of the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian), Illinois and Missouri. *Jour. Sed. Petrol.*, 58: 312-326.
- Keeling, C.D., Mook, W.G. y Tans, P.P. (1979): Recent trends in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio of atmospheric carbon dioxide. *Nature*, 277: 121-122.
- Keith, M.L. y Weber, J.N. (1964): Isotopic composition and environmental classification of selected limestones and fossils. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28: 1787-1816.
- Kendall, A.C. (1985): Radial fibrous calcite: A reappraisal. In: *Carbonate cements* (N. Schneidermann y P.M. Harris, Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub.*, 36: 59-77.
- Kendall, A.C. y Broughton, P.L. (1978): Origin of fabrics in speleothems composed of columnar calcite crystals. *Jour. Sed. Petrol.*, 48: 516-538.
- Kinsman, D.J.J. (1969): Interpretation of Sr^{2+} concentrations in carbonate minerals and rocks. *Jour. Sed. Petrol.*, 39: 486-508.
- Klappa, C.F. (1980): Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27: 613-629.
- Land, L.S. (1973): Holocene meteoric dolomitization, Pleistocene limestones, North Jamaica. *Sedimentology*, 20: 411-424.
- Land, L.S. (1989): The carbon and oxygen isotopic chemistry of surficial Holocene shallow marine carbonate sediment and Quaternary limestones and dolomite. In: *Handbook of Environmental isotope Geochemistry. 3. The Marine Environment*, A. (P.Fritz y J.Ch.Fontes, Eds.), Elsevier,

Amsterdam, 191-217.

- Larson, S.A. y Tullborg, E.L. (1984): Stable isotopes of fissure-filling calcite from Finnsion, Upplanel, Sweden. *Lithos*, 17(2): 117-125.
- Linares, A. y Vera, J.A. (1965): Precisiones estratigráficas sobre la serie mesozoica de Sierra Gorda. *Estudios Geol.*, 22: 65-69.
- Livingstone, D.A. (1963): Chemical composition of rivers and lakes. *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 444-G: 1-64.
- Lohmann, K.C. (1988): Geochemical Patterns of Meteoric Diagenetic Systems and their Application to Studies of Paleokarst. In: *Paleokarst*, (N.P. James, y P.W. Choquette, Eds.), *Springer-Verlag*, 58-80.
- Logan, B.W., Rezak, R. y Ginsburg, R.N. (1964): Classification and environment significance of algal stromatolites. *Jour. Geol.*, 72: 341-349.
- Magaritz, M. (1975): Sparitization of a pelleted limestone: A case study of carbon and oxygen isotopic composition. *Jour. Sed. Petrol.*, 45: 599-603.
- Magaritz, M. (1983): Carbon and oxygen isotope composition of Recent and Ancient Coated Grains. In: *Coated Grains* (T.M. Peryt, Ed.), *Springer-Verlag*, Heidelberg, 27-37.
- Magaritz, M., Kaufman, A. y Yaalon, D.H. (1981): Calcium carbonate nodules in soils $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios and ^{14}C contents. *Geoderma*, 25: 157-172.
- Maroto, A.L. y Font, A. (1981): Proyecto Hades: Campañas de 1981. *Endins*, 8: 81-90.
- Marshall, J.D. (1981): Stable isotope evidence for the environment of lithification of some Tethyan limestones. *N. Jb. Geol. Palaont. M.*, 1981: 211-224.
- Marshall, J.D. (1992): Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geol. Mag.*, 129(2): 143-160.
- Martín-Algarra, A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. (Sector central y occidental)*. Tesis Univ. Granada, 1171 p.
- Martín-Algarra, A., Checa, A., Oloriz, F. y Vera, J.A. (1983): Un modelo de sedimentación pelágica en cavidades kársticas: La Almola (Cordillera Bética). *X Congr. Nac. Sediment.* Mahón, Univ. Aut. Barcelona, 3: 21-25.
- Martín-Algarra, A., Ruíz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1992): Factors controlling cretaceous turbidite deposition in the Betic Cordillera. *Rev. Soc. Geol. España*, 5: 53-80.
- Martín-Algarra, A. y Vera, J.A. (1989): La serie estratigráfica del penibético. In: *Libro Homen. R. Soler, Asoc. Geol. Geof. Esp. Petr.*, Madrid, 67-76.

- Mas, J.R. (1988): La catodoluminiscencia en sedimentología: su aplicación a los carbonatos. *Geogaceta*, 4: 34-36.
- Masseti, D., Stefani, M. y Burchell, M.T. (1989): Asymmetric cycles in the Rhaetic facies of the Southern Alps: platform-basin interactions governed by eustatic and climatic oscillations. *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, 94: 401-424.
- McCrea, J.M. (1950): On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Jour. Chem. Physics.*, 18: 849-857.
- Mckenzie, J.A., Bernoulli, D. y Garrison, R.E. (1978): Lithification of pelagic-hemipelagic sediments at DSDP site 372: oxygen isotope alteration with diagenesis. *Init. Rep. DSDP*, 42:473-478.
- Meyers, W.J. (1989): Trace element and isotope geochemistry of zoned calcite cements, Lake Valley Formation (Mississippian, New Mexico): insights from water-rock interaction modelling. *Sedimentary Geology*, 65: 355-370.
- Miall, A.D. (1992): Exxon global cycle chart: An event for every occasion?. *Geology*, 20: 787-790.
- Miller, J.(1986): Facies relationship and diagenesis in waulsortion mudmounds from the Lower Carboniferous of Ireland and N. England. In: *Reef Diagenesis* (J.H. Schroeder y B.H. Purser, Eds.), *Springer-Verlag*, Berlin, 311-335.
- Milliman, J.D. (1974): *Marine carbonates*. *Springer-Verlag*, New York, 375 p.
- Mimran, Y. (1985): *Carbonate cements* (N.Schneiderman y P.M.Harris, Eds.), *SEPM, mem.*, 36: 371-379.
- Minero C.J. (1988): Sedimentation and diagenesis along and island-sheltered platform margin, El Abra formation, Cretaceous of Mexico. In: *Paleokarst* (N.P. James y P.W. Choquete, Eds.), *Springer-Verlag*, New York, 385-405.
- Molina, J.M. (1987): *Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externo (provincias de Córdoba y sur de Jaén)*. Tesis Univ. Granada 512 p.
- Molina, J.M., Ruíz-Ortíz, P.A. y Vera, J.A. (1985): Sedimentación marina somera entre sedimentos pelágicos en el Dogger del Subbético Externo (Sierras de Cabra y Puente Genil, prov. de Córdoba). *Trabajos Geol.*, Univ. Oviedo, 15: 127-146.
- Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1991): Jurassic Karst bauxites in the Subbetic, Betic Cordillera, Southern Spain. *Acta Geol. Hung.*, 34: 163-178.
- Molina, J.M., Nieto, L.M. y Ruiz-Ortiz, P.A. (1992): Paleokarst jurásico en la unidad del Ventisquero (Subbético Externo, Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, 11: 74-76
- Moore, C.H. (1989): *Carbonate Diagenesis and Porosity*. *Developments in Sedimentology*, 46, *Elsevier*, Amsterdam, 681 p.

- Moore C.H. y Druckman, Y. (1980): Burial diagenesis and porosity evolution, Upper Jurassic Smackover and Louisiana. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 65: 597-628
- Morse, J.W. y Mackenzie, F.T. (1990): *Geochemistry of sedimentary carbonates*. Developments in Sedimentology 48, Elsevier, Amsterdam, 681 p.
- O'Neil, J.R. (1987): Preservation of H, C, and O isotopic ratios in the low temperature environment. In: *Stable isotope geochemistry of low temperature* (T.K. Kyser Ed.). *Min. Ass. Can.*, 85-128.
- O'Neil, J.R., Clayton, R.N. y Mayeda, T.K. (1969): Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *Jour. Chem. Phys.* 51: 5547-5558.
- Osleger, D. y Read, J.F. (1991): Relation of Eustasy to Stacking Patterns of Meter-Scale Carbonate Cycles, Late Cambrian, U.S.A. *Jour. Sed. Petrol.*, 61: 1125-1252.
- Panichi, C. y Tongiorgi, E. (1975): Carbon isotopic composition of CO₂ from springs, fumaroles, mofettes and travertines of central and southern Italy: a preliminary prospection method of geothermal area. *Proc. 2nd symp. Development and Use of Geothermal Resources*. S. F^{co}. California, 815-825.
- Pomar, L. y Cuerda, J. (1979): Los depósitos marinos pleistocénicos en Mallorca. *Acta Geol. Hisp.*, 14: 505-513.
- Pomar, L., Ginés, A. y Fontarnau, R. (1976): Las cristalizaciones freáticas. *Endins*, 3: 3-25.
- Pomar, L., Ginés, A., Ginés, J., Moya, G. y Ramon, G. (1975): Nota previa sobre la petrología y mineralogía de la calcita flotante de algunas cavidades del levante mallorquín. *Endins*, 2: 3-5.
- Pomar, L., Rodríguez, A., Fornós, J.J., Gines, J., Font, A. y Mora, A. (1987): Phreatic speleothems in coastal caves: a new method to determine sealevel fluctuations. Late Quaternary sea-level changes in Spain. In: *Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario*, (C.Zaro Ed.), Museo de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid., 10: 197-224.
- Prezbindowski, D.R. (1985): Burial cementation - It is important?. A case study, Stuart City Trend, South Central Texas. In: *Carbonate cements* (P.M. Harris y N. Schneiderman, Eds). *Soc. Econ. Paleon. Min. Spec. publ.*, 36: 241-264.
- Quade, J. y Cerling, T.E. (1990): Stable isotopic evidence for a pedogenic origin of carbonates in trench 14 near Yuca Mountain, Nevada, *Science*, 250: 1549-1552.
- Read, J.F. y Goldhammer, R.K. (1988): Use of Fischer plots to define third-order sea-level curves in Ordovician peritidal cyclic carbonates, Appalachians. *Geology*, 16: 895-899.
- Read, J.F., Grotzinger, J.P., Bova, J.A. y Koerschner, W.F. (1986): Models for generation of carbonate cycles. *Geology*, 14: 107-110.
- Remane, J. (1978): Calpionellids. In: *Introduction to marine micropaleontology* (B.H. Haq y A. Boersma, Eds.), *Elsevier*, New York, 161-170.

- Renard, M. (1985): Géochimie des carbonates pélagiques. Mise en évidence des fluctuations de la composition des eaux océaniques depuis 140 ma. Essai de chemostratigraphie. *Documents du BRGM*, 85: 650 p.
- Renard, M. (1987): Chemostratigraphie. In: *Stratigraphie: Principes, methods, applications* (C.H. Pomerol et al. Eds.). Ed. Doin, Paris, 140-190.
- Renard, M., Letolle, R., Bourbon, M. y Richebois, G. (1978): Some trace elements in the carbonate samples recovered from holes 390-390A, 391C and 392A of DSDP Leg 44. In: *Init. Rep. DSDP*, 44: 567-574.
- Renard, M., Richebois, G. y Letolle, R. (1979): Strontium, manganese and iron contents and oxygen isotopes in the carbonates fractions recovered from hole 398C, leg 47B. In: *Init. Rep. DSDP*, 47: 497-501.
- Renard, M., Richebois, G. y Letolle, R. (1983): Trace element and stable isotope geochemistry of Paleocene to Coniacian samples from hole 516F, comparison with North-Atlantic and Tethys sites. In: *Init. Rep., DSDP*, 72: 399-420.
- Ruiz-Ortiz, P.A., Molina, J.M. y Vera, J.A. (1985): Coral-oid-oncoid facies in a shallowing-upward sequence of the Middle Jurassic (External Subbetic, Southern Spain). *6th. Europ. Reg. Mtg. Sediment. I.A.S.*, Lleida, 403-406.
- Salas, R. (1989): Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las cordilleras ibérica oriental y costero catalana meridional. *Cuad. Geol. Ibérica*, 13: 121-157.
- Salomons, W y Mook, W.G. (1986): Isotope geochemistry of carbonates in the weathering zone. In: *Handbook of Environment Isotope Geochemistry, 2. The Terrestrial Environment, B.* (P.Fritz y J.Ch.Fontes, Eds.), Elsevier, Amsterdam, 239-269.
- Sanz de Galdeano, C. (1986): Structure et stratigraphie du secteur oriental de la Sierra Almirajara (Zona Alpujarride, Cordillères Bétiques). *Estudios Geol.*, 42: 281-289.
- Sanz de Galdeano, C. (1989): Estructura de las Sierras Tejeda y Cómpeeta (Conjunto Alpujarride, Cordilleras Béticas). *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 77-84.
- Savelli, C. y Wedephol, K.H. (1969): Geochemische Untersuchungen an Sinterkalken (Travertinen). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 21: 238-256.
- Savin, S.M. (1977): The history of earth's surface temperature during the Past 100 million years. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 15: 319-355.
- Scholle, P.A. y Halley, R.B. (1985): Burial diagenesis: out of sigh, out of mind. In: *Carbonates cements* (P.M.Harris y N.Schneiderman, Eds.), *Soc. Econ. Paleon. Min. Spec. publ.*, 36: 309-334.
- Schollenberger, C.J. (1945): Determination of soil organic matter. *Soil Science*, 59: 53-56.

- Schultz, L.G. (1964): Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-Ray and chemical data for the Pierra Sgale. *Geol. Surv. Prof. Paper*, Washintong, 391-c.
- Schwarcz, H.P. (1986): Geochronology and isotopic geochemistry of speleothems. In: *Handbook of Enviromental Isotope Geochemistry*, (P.Fritz y J.Ch.Fontes, Eds.), Elsevier, Amsterdam, vol.2 271-303.
- Schwarzacher, W. y Fischer, A.G. (1982): Limestone-shale bedding and perturbations of the Earth's orbit. In: *Cyclic and Event Stratification* (G. Einsele y A. Seilacher, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, 72-95.
- Sellwood, B.W. (1986): Shallow-marine Carbonate Environments. In: *Sedimentary Environments and Facies* (H.G. Reading, Ed.), Blackwell Scientific Publications, London (2nd ed.), 283-342.
- Seyfried, H. (1978): Der Subbetiche Jura von Murcia (Sudost-Spanien). *Geol. Jabrb.*, 29: 3-201.
- Seyfried, H. (1979): Ensayo sobre el significado paleogeográfico de los sedimentos del Jurásico de las Cordilleras Béticas orientales. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10: 317-348.
- Seyfried, H. (1981): Genesis of "regressive" and "transgressive" pelagic sequences in the Tethyan Jurassic. In: *Proc. Rosso Ammonitico Symposium*, (A. Farinacci y S. Elmi, Eds), Tecnoscienza, Roma, 547-579.
- Shackleton, N.J. y Kennett, J.P. (1975): Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation Antarctic glaciation: oxygen- and carbon- isotope analysis in DSDP Sites 277, 279 and 281. *Init. Rep. DSDP.*, 29: 801-807.
- Shackleton, N.J. y Opdyke, N.D. (1973): Oxygen isotope and Palaeomagnetic Stratigraphiy of Equatorial Pacific Core V28-238: Oxigen Isotope Temperatures and Ice volumen on 100.000 and 1.000.000 years scale. *Quat. Res.*, 3: 39-55.
- Shackleton, N.J. y Opdyke, N.D. (1976): Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239 late Pliocene latest Pleistocene. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 145: 449-464.
- Shackleton, N.J., Hall, M.A., Line, J. y Shuxi, C. (1983): Carbon isotope data in core V19-30 confirm reduced carbon dioxide concentrations in the ice age atmosphere. *Nature*, 306: 319-322.
- Shinn, E.A. (1983a): Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores and loferites: a reevaluation. *Jour. Sed. Petrol.*, 53: 619-628.
- Shinn, E.A. (1983b): Tidal Flat Environment. In: *Carbonate depositional environments* (P.A. Scholle, D.G. Bobout y C.H. Moore, Eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol., 33: 171-210.
- Siegel, F.R. (1961): Variations of Sr/Ca ratios and Mg contens in Recent carbonate sediments of the northern Florida Keys area. *Jour. Sed. Petrol.*, 31: 336-342.
- Stehli, F.G. y Hower, J. (1961): Mineralogy and early diagenesis of carbonate sediments. *Jour. Sed. Petrol.*, 31: 358-371.

- Strasser, A. (1988): Shallowing-upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains). *Sedimentology*, 35: 369-383.
- Strasser, A. (1991): Lagoonal-Peritidal sequences in carbonate environments: Autocyclic and allocyclic processes. In: *Cycles and Events in Stratigraphy* (G. Einsele, W. Ricken y A. Seilacher, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, 709-721.
- Strasser, A. y Davaud, E. (1982): Les croûtes calcaires (calcretes) du Purbeckien du Mont-Salève (Haute-Savoie, France). *Eclog. Geol. Helvet.*, 75: 287-301.
- Strasser, A. y Davaud, E. (1983): Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. *Eclog. Geol. Helvet.*, 76: 551-580.
- Sun, S.Q. (1990): Facies-related diagenesis in cyclic shallow marine sequence the corallian group (Upper Jurassic) of the Dorset Coast, Southern England). *Jour. Sed. Petrol.*, 60:42-52.
- Tarutani, T., Clayton, R.N. y Mayeda, T.K. (1969): The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33:987-996.
- Till, R. (1970): The relationship between environment and sediment composition (geochemistry and petrology) in the Bimini Lagoon, Bahamas. *Jour. Sed. Petrol.*, 40: 367-385.
- Thompson, P., Schwarcz, H.P. y Ford, D.C. (1976): Stable isotope geochemistry, geothermometry and geochronology of speleothems from West Virginia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87: 1730-1738.
- Thrailkill, J. (1976): Speleothems. In: *Stromatolites*, (M.R. Walter, Ed.), Developments in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam, 20: 73-86.
- Tucker, M.E. y Wright, V.P. (1990): *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publ., Oxford, 482 p.
- Turi, B. (1986): Stable isotope geochemistry of travertines. In: *Handbook of environmental isotope geochemistry* (P.Fritz y J.Ch.Fontes, eds.), Elsevier, Amsterdam, v.2: 207-238.
- Turner, J.V., Anderson, T.F., Sandberg, P.A. y Goldstein, S.J. (1986): Isotopic, chemical and textural relations during the experimental alteration of biogenic high-magnesian calcite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50: 495-506.
- Urey, H.C. (1947): The thermodynamic properties of isotopic substances. *Jour. Chem. Soc. (London)*, 562-581.
- Urey, H.C., Lowesntam, H.A., Epstein, S. y Mckinney, R.C. (1951): Measurement of paleotemperatures and temperatures of the upper Cretaceous of England, Denmark, and the southeastern United Stated. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 62: 399-416.
- Vail, P.R., Hardenbol, J. y Tood, R.G. (1984): Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. *Interregional Unconformities and*

- Hydrocarbon Accumulation. In: (J.C. Scholle, Ed.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 36*, Tulsa, Oklahoma, 347-369.
- Van Hinte, J.E. (1976): A Cretaceous time scale. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 60: 498-516.
- Veizer, J. (1983): Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. In: *Carbonats: Mineralogy and Chemistry. Reviews in Mineralogy* (J.Reeder, Ed.), 11: 265-300.
- Veizer, J. y Demovic, R. (1974): Strontium as a tool in facies analysis. *Jour. Sed. Petrol.*, 44: 93-115.
- Vera, J.A. (1966): *Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes*. Tesis Univ. Granada (Mem. I.G.M.E.) 72: 187 p., 1969.
- Vera, J.A. (1981): Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico. In: *Proyecto Internacional de Correlación Geológica (PICG)*, Real Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat., Madrid, 2: 125-160.
- Vera, J.A. (1984a): Discontinuidades estratigráficas en materiales pelágicos: caracterización, génesis e interpretación. *I Cong. Esp. Geol.*, Segovia, 3: 279-288.
- Vera, J.A. (1984b): Aspectos sedimentológicos de los dominios alpinos mediterráneos durante el Mesozoico. *Libro Homenaje a L.Sánchez de la Torre*. In: (A.Obrador, Ed.), Public. Geología, 20, Univ. Aut. Barcelona, 25-54.
- Vera, J.A. (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las Cordilleras Béticas. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 373-391.
- Vera, J.A. (1994): *Estratigrafía: Principios y Métodos*. Rueda, Madrid, 802 p._
- Vera, J.A., García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Comas, M.C., Ruíz-Ortiz, P.A. y Martín-Algarra, A. (1982): El Cretácico de las Cordilleras Béticas. In: *El Cretácico de España* (A. García, Ed.), *Edit. Univ. Complutense*, Madrid, 512-632.
- Vera, J.A. y Jiménez de Cisneros, C. (1993): Palaeogeographic significance of black pebbles (lower Cretaceous, Prebetic, Southern Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 102: 89-102.
- Vera, J.A. y Martín-Algarra, A. (1994): Mesozoic stratigraphic breaks and pelagic stromatolites in the Betic Cordillera, Southern Spain. In: *Phanerozoic Stromatolites II* (C.L.V.Monty, Ed.) Springer-Verlag, Berling, en prensa.
- Vera, J.A., Molina, J.M., Molina-Díaz, A. y Ruíz-Ortíz, P.A. (1986): Bauxitas kársticas jurásicas en la Zona Subbética (Zarzadilla de Totana, provincia de Murcia, Sureste de España). *Acta Geol. Hispánica*, 21-22: 351-360.
- Vera, J.A., Molina, J.M. y Ruíz-Ortíz, P.A. (1984): Discontinuidades estratigráficas, diques neptúnicos y brechas sinsedimentarias en la Sierra de Cabra (Mesozoico, Subbético externo). *Libro Homenaje a L.Sánchez de la Torre*. In: (A. Obrador, Ed.), Public. Geología, 20, Univ. Aut. Barcelona, 141-162.

- Vera, J.A., Ruíz-Ortíz, P.A., García-Hernández, M. y Molina, J.M. (1988): Paleokarst and related pelagic sediments in the Jurassic of the Subbetic Zone, Southern Spain. In: *Paleokarst*, (N.P. James y J. Choquette, Eds.), *Springer-Verlag*, New York, 364-384.
- Vergnaud-Grazzini, C. (1976): Cenozoic paleotemperatures at site 398, Eastern North Atlantic: Diagenetic effects on carbon and oxygen isotopic signal. In: *Init. Rep. DSDP*, 47: 507-511.
- Videtich, P.E. y Matthews, R.K. (1980): Origin of discontinuity in limestones: Isotopic and petrographic data, Pleistocene of Barbados, West Indies. *Jour. Sed. Petrology*, 50: 971-980.
- Voermas, F.M., Simón, O., Martín García, L. y Gómez Prieto, J.A. (1980): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 996 (Huercal-Overa) del Mapa geológico de España 1.50.000. *Inst. Geol. Min. España*.
- Walkley, A. (1947): A critical examination of rapid method for determining organic carbon in soils effect of variations in digestion conditions and of inorganic soil constituents. *Soil Science*, 63: 251-264.
- Weedon, G.P. (1991): The spectral analysis of stratigraphic time series. In: *Cycles and Events in Stratigraphy* (G. Einsele, W. Ricken y A. Seilacher, Eds.), *Springer-Verlag*, Berlin, 841-854.
- Weissert, H., Mckenzie, J.A. y Channell, J.E.T. (1985): Natural variations in the carbon cycle during the Early Cretaceous. In: *The Carbon Cycle and atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to present*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 32: 531-545.
- Williams, D.F., Thunell, R.C., Tappa, E., Rio, D. y Rafi, I. (1988): Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0 - 1,88 m.y. B.P. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 64: 221-240.
- Wilson, J.L. (1975): *Carbonate facies in geologic history*. *Springer-Verlag*, New York, 471 p.
- Wright, V.P. (1984): Peritidal carbonate facies models: a review. *Geol. Jour.*, 19: 309-325.
- Wright, V.P. (1990): A micromorphological classification of fossil and recent calcic and petrocalcic microstructures. In: *Soil Micromorphology: A Basic and Applied Science* (A.A. Douglas, Ed.). *Developments in Soil Science*, Elsevier, Amsterdam, 19: 401-407.
- Wright, V.P. y Tucker, M.E. (1991): *Calcretes: Introduction*. In: *Calcretes* (V.P. Wright y M.E. Tucker, Eds.). *International Association of Sedimentologists. Reprint Ser.*, 2: 1-22.
- Zachos, J.C., Arthur, M.A., Thunell, R.C., Williams, D.F. y Tappa, E.J. (1985): Stable isotope and trace element geochemistry of carbonate sediments across the Cretaceous/Tertiary boundary. In: *DSDP, hole 577, leg 86*, 86:513-532.
- Zimmerman, H.B., Shackleton, N.J., Backman, J., Kent, D.V., Baldauf, J.D., Kaltenback, A.J. y Morton, A.C. (1985): History of Pli-Pleistocene climate in the northeastern Atlantic. In: *Int. Rep. DSDP, hole 552A*, 81: 861-875.

