



Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

**boletín**

**geológico**

**y minero**

VOLUMEN 104

Septiembre - Octubre 1993

NUMERO 5



Volumen 104  
Número 5  
Septiembre - Octubre 1993

# boletín geológico y minero

26 JUL 1994

revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas



número 874 - 5.ª serie

## Sumario

<b>Geología</b>	D. GOMEZ-GRAS: El Permotriás de las Baleares y de la vertiente mediterránea de la Cordillera Ibérica y del Maestrat: Facies y Petrología Sedimentaria (Parte II) ... .. 3
	X. MARTINEZ-DELCLOS: Blátidos (Insecta, Blattodea) del Cretácico Inferior de España. Familias Mesoblattinidae, Blattulidae y Poliphagidae ... .. 52
	J. C. GUTIERREZ MARCO: Aspectos Paleoecológicos de una comunidad de Calyx del Ordovícico de los Montes de Toledo (España). <i>Discusión</i> ... .. 75
	D. GIL CID y G. M. BERNAL BARREIRO: Aspectos paleoecológicos de una comunidad de Calyx del Ordovícico de los Montes de Toledo: <i>Réplica</i> . 82
<b>Minería</b>	J. M. MOLINA y F. J. HERNANDEZ-MOLINA: Concreciones de Barita en el Cretácico (Aptiense-Albiense) del Subbético (Cordilleras Béticas) ... .. 84
<b>Aguas subterráneas</b>	M. GOMEZ MARTOS y F. BUYO HERNANDEZ: La eutrofización y su incidencia en la calidad de las aguas subterráneas. I: Bases teóricas ... .. 110
<b>Rocas industriales y ornamentales</b>	R. M.ª MARCOS, R. M.ª ESBERT, F. J. ALONSO y F. DIAZ-PACHE: Características que condicionan el comportamiento de la caliza de Hontoria (Burgos) como piedra de edificación ... .. 123
<b>Información</b>	Libros ... .. 134

DIRECCION Y ADMINISTRACION  
Ríos Rosas, n.º 23 - 28003-Madrid  
Teléf./Fax (91) 349 57 62

INSTITUTO TECNOLÓGICO  
GEOMINERO DE ESPAÑA

MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA  
Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales

El Instituto Tecnológico Geominero de España hace presente que las opiniones y hechos consignados en sus publicaciones son de la exclusiva responsabilidad de los autores de los trabajos

Los derechos de propiedad de los trabajos publicados en esta obra fueron cedidos por los autores al Instituto Tecnológico Geominero de España.  
Queda hecho el depósito que marca la Ley.

#### EXPLICACION DE PORTADA

Perforación de neis con Wagon-drill en Somosierra (Madrid) para voladura en movimiento de tierras

(F. J. Ayala Carcedo)

Depósito legal: M. 3.279 - 1958  
ISSN 0366 - 0176  
NIPO 241 - 93 - 003 - 0

Imprenta Ideal, S. L. - Chile, 27 - Telef. 359 57 55 - 28016-MADRID

## El Permotriás de las Baleares y de la vertiente mediterránea de la Cordillera Ibérica y del Maestrat: Facies y Petrología Sedimentaria (Parte II).

Por D. GOMEZ-GRAS (\*)

#### RESUMEN

Se estudia en este trabajo las Facies y Petrología Sedimentaria del Permotriás de las Baleares y de los afloramientos del litoral peninsular más cercanos a los mismos, tanto los pertenecientes al Maestrat como al sector más oriental de la Cordillera Ibérica.

Se realiza la descripción de las diferentes zonas en las que se ha dividido el área de estudio comenzando por los afloramientos permotriásicos de la sierra del Maestrat, siguiendo con los correspondientes a la Cordillera Ibérica en las provincias de Castelló y València y finalizando con los que existen en el archipiélago Balear y que únicamente se encuentran en las islas de Mallorca y Menorca.

El orden seguido en la explicación de cada una de las zonas es similar y consta de una descripción de las facies y del medio sedimentario en el que se depositaron estos materiales, de sus características petrológicas, de su área de procedencia, de la diagénesis que han sufrido, finalizando con la realización de un modelo que ilustra la relación tectónica-sedimentación en cada una de las cuencas de tipo semigraben que se han individualizado.

Finalmente, se expone una síntesis de conjunto de las subcuencas identificadas en esta parte del Mediterráneo occidental haciendo especial hincapié en la idéntica secuencialidad de su relleno y en la similitud de su génesis enmarcada en un entorno tectónico distensivo de carácter general.

Paralelamente y como consecuencia del estudio petrológico efectuado se propone una clasificación de los granos que se originan y sedimentan en cuencas de ámbito continental, prestando especial atención a los de carácter intracuencal.

*Palabras clave:* Facies, Petrología Sedimentaria, Permotriás, Baleares, Cordillera Ibérica.

#### ABSTRACT

The main purpose of this paper is the analysis of the Facies and Sedimentary Petrology of the Permian sediments outcropping in the Balearic Islands and Iberian Ranges.

The studied area has been divided into four zones to make easy its description. The more northern zone is the Maestrat area. It follows the Iberian Ranges Permian outcrops in the Castelló and València provinces and the last is the Balearic one, which only appears in the Mallorca and Menorca Islands.

The method used to study the characteristics of each zone is similar. It consists in a description of the facies and sedimentary environment, its petrologic features, provenance area and the diagenetic processes that took place. Each description ends by a tectonic-sedimentary model applied to each half-graben basin.

In the final part of the study a synthesis of the half-graben basins identified in this part of the Western Mediterranean has been done. This synthesis highlights the similar genesis of the different half-grabens, in an extensional tectonic regime and shows an identical sequentiality of filling for each one of them.

The petrographic study of grains of continental origin permits to propose a classification that could be used in subsequent studies of continental basins.

*Key words:* Facies, Sedimentary Petrology, Permian, Balearic Islands, Iberian Ranges.

(\*) Universitat Autònoma de Barcelona, Facultat de Ciències, Departament de Geologia, 08193 Bellaterra.

Este trabajo es la segunda parte de la memoria de la Tesis Doctoral, defendida en mayo de 1992 por el que suscribe y dirigida por los profesores Joan Rosell Sanuy y Rafaela Marfil Pérez. Dicha memoria, titulada *El Permotrias de las Baleares, de la Cordillera Costero Catalana y de la vertiente mediterránea de la Cordillera Ibérica: Facies y Petrología Sedimentaria*, ha sido dividida en dos partes a efectos de su publicación. Esta segunda parte, que se circunscribe geográficamente al Permotrias de las Baleares y de la vertiente mediterránea de la Cordillera Ibérica y del Maestrat, incluye los capítulos de síntesis y conclusiones generales para toda el área de estudio. La primera parte, que apareció publicada en el anterior número del Boletín, corresponde exclusivamente al Permotrias de la Cordillera Costero Catalana.

1. MAESTRAT

1.1. INTRODUCCION

Corresponde al área situada entre el alto de Orpesa y la falla de Castelló. En este área se ha desarrollado un graben originado por fracturas de dirección dominante NO-SE de características similares a los grabens en la Cordillera Costero Catalana. El Alto de Orpesa (Ateca-Montalbán-Maestrazgo *high sensu*, LOPEZ-GOMEZ y ARCHE, 1992) corresponde a un área sin sedimentación, situada al SO de la falla del Pla del Burgar, que pasa por el delta de l'Ebre. El semigraben se desarrollaría en el flanco nororiental de la falla de Castelló, donde actualmente se sitúan los únicos afloramientos existentes y que forman los relieves de la sierra de Les Santes y de la sierra de Orpesa.

Con el nombre de Desert de les Palmes se conoce al paraje montañoso, que se encuentra inmediatamente al NO de Benicàssim, al que se accede por una carretera local que va desde este pueblo hasta La Cartuja. La serie se ha realizado a través de la sierra conocida como Les Agulles de Santa Agueda, en un corte O-E desde la base de la misma hasta el torrente que corre a lo largo del pie de la vertiente E de dicha sierra.

Esta serie fue ya medida por OBIS y CANEROT (1972) al realizar la hoja geológica 1:50.000 número 616 de Villafamés del Plan MAGNA del ITGE. Recientemente y con motivo de la confección de la síntesis a escala 1:200.000, MARZO (1983), en el estudio sedimentológico anexo, la estudia dando sus características estratigráficas y sedimentológicas principales.

1.2. SERIE DEL DESERT DE LES PALMES

1.2.1. Análisis de la serie en conjunto

Este sector posee un área de afloramiento limitada a los alrededores del Desert de les Palmes (sierra de Orpesa y sierra de Les Santes). Este

afloramiento aislado, no obstante, debe estudiarse por separado, puesto que su inclusión dentro de la Cordillera Ibérica propiamente dicha, es de índole geográfica. No obstante, por su génesis, posición paleogeográfica y evolución sedimentológica, estos afloramientos deben ser considerados como representativos de un área de sedimentación en un semigraben relacionado con una línea de fractura de dirección NO-SE (falla de Castelló), análoga a las que, como se ha visto, explican el origen de la cuenca sedimentaria del Buntsandstein catalánide. Por ello, todas las características de esta zona se han obtenido de una sola área de afloramiento y dentro de ella, de una única serie estratigráfica, la que se ha considerado más representativa y completa aflorada en la zona.

La serie de Les Agulles de Santa Agueda puede considerarse dividida en: un tramo inferior de 321,5 m de espesor, pelítico, con canales, probablemente depositado en un régimen fluvial meandriforme; uno intermedio de 122,5 m, arenoso, sedimentado en un régimen fluvio-aluvial trenzado, y uno superior de 26 m, pelítico, también de origen meandriforme.

Probablemente, los límites entre estos diferentes tramos corresponden a superficies de discordancia (aunque no sean detectables a la escala del afloramiento), a excepción de la base del tramo masivo arenoso, netamente discordante y marcada por una alineación de lags de cantos. En este contacto puede situarse, tal como proponen SOPEÑA et al. (1977), el límite entre el Pérmico y el Triásico. Sin duda, el contacto inferior con el Carbonífero corresponde a una discordancia de orden mayor y, probablemente el techo (es decir, el contacto con el Muschelkalk), es asimismo un contacto discordante, aunque éste esté mecanizado y la potencia del tramo superior esté reducida por la tectonización (la calidad del afloramiento, con el contacto prácticamente cubierto por derrubios de pendiente, hace casi imposible esclarecer esta cuestión).

20.- DESERT DE LES PALMES

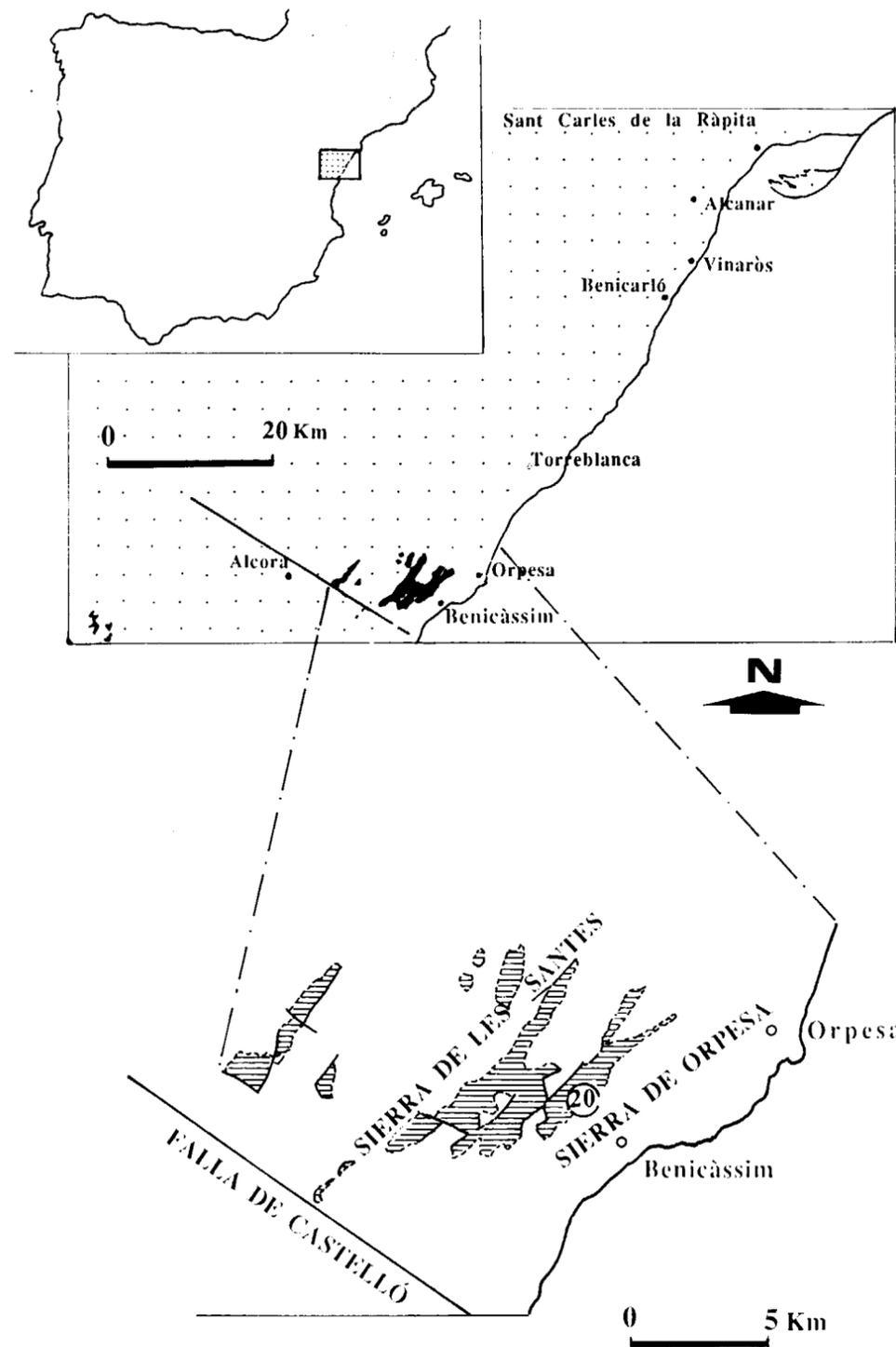
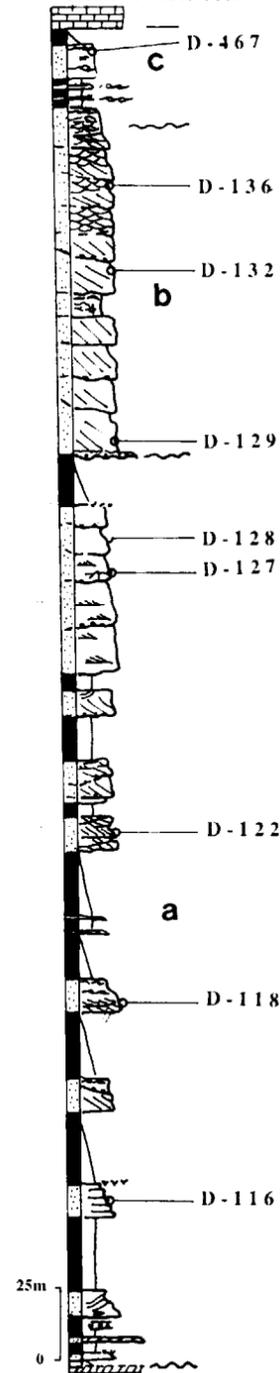


Figura 28.—Serie estratigráfica del Desert de les Palmes.

Además, cabe la remota posibilidad de que la serie sea toda ella fluvial y continua, en la que tan sólo exista un cambio en el ritmo de la subsidencia (muy ralentizada durante la sedimentación del tramo intermedio), que sería con el tiempo la causante de los cambios de facies y de litología.

#### 1.2.1.1. Facies y medio sedimentario

La serie desde el punto de vista de facies hay que subdividirla en tres partes: una inferior netamente fluvial, una intermedia aluvial y una superior fluvio-mareal (?).

La inferior pelítica, con intercalaciones de areniscas, es la más potente. Las areniscas forman niveles canalizados que corresponden a ciclos simples, estrato y granodecrecientes, con estructuras, de base a techo, de régimen de flujo menor. A medida que alcanzamos partes más altas de la serie, los niveles de areniscas van presentando dos o más de estos ciclos imbricados, llegando, en las inmediaciones del techo, a construir una unidad formada por varios ciclos, con apariencia de la típica amalgama que muestran los niveles con facies de cursos fluviales trenzados. A la escala del afloramiento, probablemente, estos ciclos son difíciles de diferenciar, quizá por la frecuencia con que en éstos se encuentran las barras con la típica estratificación planar, o bien por la presencia de superficies erosivas que cortan a éstas, siendo por el contrario, estas últimas fácilmente visibles en afloramientos arealmente muy limitados. A pesar de ello, dadas las características de la zona, este nivel puede interpretarse como debido a un momento con una débil subsidencia, que conllevaría una rápida avulsión, es decir, que conduciría a la removilización de las barras de meandro, concentrando los materiales areniscosos y lavando los pelíticos.

El nivel masivo arenicoso, desde el punto de vista de facies, corresponde a una sucesión de ciclos de barras cortadas por canales, típicas de un medio sedimentario aluvial de tipo trenzado. El aspecto masivo se lo proporciona en gran parte, la orientación del corte con respecto a la dirección de las paleocorrientes, lo que le otorga un aspecto mucho más amalgamado que si el corte fuera perpendicular a la dirección de flujo de las paleocorrientes.

La serie finaliza con un tramo pelítico que aflora mal por la cobertera cuaternaria y, quizá, por hallarse reducido por tectónica. Las características de los afloramientos son algo ambiguas, pues las facies que se observan pueden asimilarse a un fluvial con un desbordamiento importante y con muy esporádicos canales, o bien corresponder a un intramareal. Por el momento, es imposible esclarecer con la escasez de los datos, a cuál de los dos medios sedimentarios se debe asimilar.

### 1.3. PETROLOGIA DE LOS DEPOSITOS ARENOSOS

#### 1.3.1. Introducción

Debido a la similitud general en el contenido mineralógico de estos depósitos rojos a lo largo del área estudiada y en general, para toda la Península Ibérica (y con ánimo de no caer en descripciones repetitivas sobre los mismos), en este apartado y asimismo, en los que se refieren a la petrografía de las series de la Cordillera Ibérica, Mallorca y Menorca, sólo se comentarán aquellos aspectos distintivos que sirvan para caracterizar dichos depósitos arenosos en cada zona.

#### 1.3.2. Petrografía

Como se ha comentado en el apartado anterior, estratigráficamente la serie del Desert de les Palmes se ha dividido en tres tramos: los dos primeros sufren de base a techo una evolución textural y composicional similar. El tramo superior es de más difícil caracterización debido a la mala calidad de exposición de sus afloramientos, por lo que sólo se ha podido muestrear sus niveles más inferiores, siendo por tanto imposible conocer su evolución hasta el contacto con las calizas del Muschelkalk.

#### a) Tramo inferior:

Está formado por sublitoarenitas que paulatinamente hacia el techo van pasando a cuarzoarenitas (fig. 29). El tamaño de grano dominante es el de arena fina, con clastos muy angulosos en la base y bien redondeados en el techo. La selección de los niveles arenicosos inferiores es

moderada, mientras que la de los niveles superiores es, por término medio, buena a muy buena.

#### b) Tramo intermedio:

Desde el punto de vista composicional, las areniscas de este tramo presentan una evolución similar a las anteriormente comentadas (fig. 29). Texturalmente, el tamaño de grano que domina es el medio; la selección, en general, es moderada y el índice de redondez presenta una variación desde valores angulosos en la base a subredondeados en el techo.

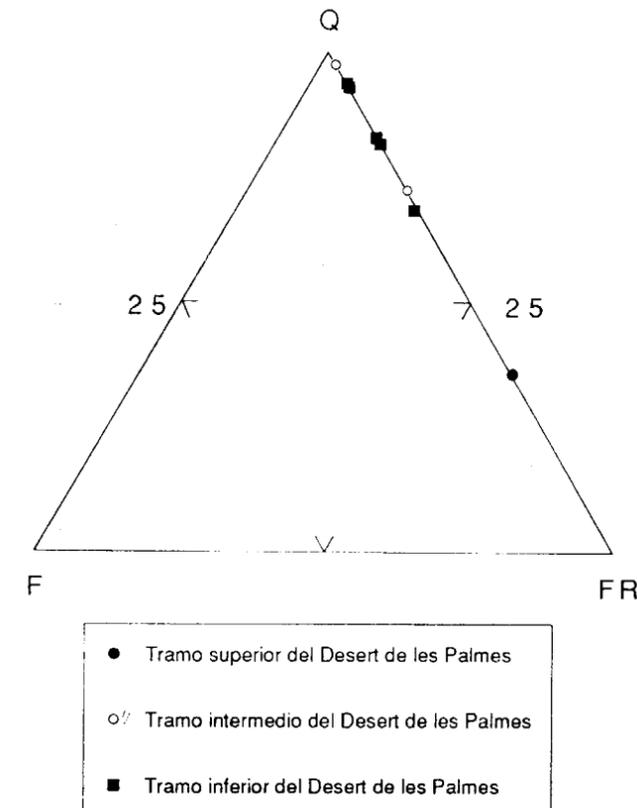


Figura 29.—Composición de las areniscas del Desert de les Palmes en un diagrama Q-F-FR de PETTIJOHN et al. (1972).

El componente mayoritario del esqueleto es el cuarzo, dominando la tipología policristalina sobre la monocristalina, con valores entre 84-95 por 100 del total del esqueleto y entre 60-72 por 100 del total de la muestra (tabla 3). El segundo

constituyente en importancia, pero ya en porcentajes muy minoritarios (inferiores al 8 por 100 del total de la muestra) son los fragmentos de rocas metamórficas de bajo grado. Con valores inferiores al 2 por 100 aparecen, de manera no constante, fragmentos de *chert* (a veces, con caparazones de radiolarios o texturas volcánicas) fragmentos intracuencales tanto de tipo pedogenético como no pedogenético, minerales pesados (sobre todo turmalina) y moscovita. Los feldespatos son del tipo plagioclasa encontrándose sólo en el tramo inferior como accesorios y, generalmente, muy alterada.

La matriz arcillosa es escasa (1-8 por 100) y procede de la alteración de los feldespatos a illita e interestratificados I-E, de la precipitación de caolinita como *pore-filling* telodiagenético, o del reemplazamiento de la moscovita. También es frecuente encontrar illita en forma de *clay rim* alrededor de los granos de diferente composición.

#### c) Tramo superior:

Las areniscas de este tramo son litoarenitas (fig. 29), con un tamaño de grano muy fino, con clastos subangulosos y una selección moderada. Respecto a la mineralogía de sus componentes es de resaltar el bajo contenido en cuarzo policristalino (inferior al 8 por 100) y el importante aumento en fragmentos de roca metamórfica de bajo grado (20 por 100) en relación con los tramos anteriores.

#### 1.3.3. Procedencia

De los datos comentados anteriormente se deduce que las areniscas, tanto del tramo inferior como del intermedio, presentan claramente de base a techo una evolución en sus componentes hacia una mayor madurez, tanto composicional como textural, llegando a alcanzar valores muy maduros en el techo de las mismas.

La gran abundancia de cuarzo policristalino y su asociación con los fragmentos de roca indica un predominio de áreas fuente metamórficas y en menor grado sedimentarias, estas últimas de más difícil observación puesto que se trata de cuarzoarenitas similares a las areniscas que nos ocupan y únicamente denunciadas por el doble re-

Nº muestra	Qm	Qpc2-3	Qpc>3	Qpf	Qp	Qml	Qsd	COs	Qt
<b>SERIE Nº 20 DESERT DE LES PALMES</b>									
D-116	17,5	11,6	31,1	0	0,2	1	0	0	61,5
D-118	22	20,5	27,8	1,3	0	2,3	0	0	73,7
D-122	26,7	13,8	23,2	0	0	1,2	0	0	64,8
D-127	33,3	13,4	15,6	0	0,2	0,2	0	0,2	62,9
D-128	28,4	11,4	27,3	2,8	0	0	0	0	69,9
D-129	25,9	17	24,8	3,2	0	4,6	0	0	75,4
D-132	20,4	20,6	30,4	1,2	0	3,5	0	0	76,1
D-136	35,4	17,1	31	0	0	0,3	0,3	0	84
D-467	26,5	13,2	7,9	0	0	2,6	0	0	50,3
<b>SERIE Nº 20</b>									
D-116	0	0	0	0,2	0	8,1	0,2	1,7	0
D-118	0	0	0	0	0,3	3	0	1,8	0
D-122	0	0	0	0	0	3,9	0,2	0,6	0,4
D-127	0	0	0	0	0	1,8	0	0	0
D-128	0	0	0	0	0,4	0,9	0	0,4	0
D-129	0	0	0	0	0	5,9	0	0,8	0,6
D-132	0	0	0	0	0	3	0	0,7	0
D-136	0	0	0	0	0	0,5	0	0	0
D-467	0	0	0	0	0	19,6	0	0,5	0,5
<b>SERIE Nº 20</b>									
D-116	0	0	0	0	0,7	2	0	0,2	18
D-118	0	0	0	0	0	11,9	0	0	0
D-122	0,6	0	0	0	1,4	7,5	0	0	9,8
D-127	0,6	0	0	0	0,6	9,9	0	11,6	0
D-128	0	0	0	0	0	19,2	0	0	0
D-129	0	0	0	0,4	0	7,9	0	0	0
D-132	0	0	0	0,9	0	10,1	0	0	0
D-136	0,3	0	0	0	0	12,3	0	0	0
D-467	1,1	0	0	1,6	1,6	13,2	0	0	0
<b>SERIE Nº 20</b>									
D-116	1,2	0	0	4,9	1	0,17-0,25	muy ang	Mod.	C-C
D-118	0,3	0	0	8,1	0,8	0,25-0,125	subred	Mod.	Punt., larg
D-122	6,9	0,4	0	2,9	0,4	0,17-0,25	subred	Muy buena	Puntual
D-127	5,9	0,4	0	6,3	0	0,17-0,25	subred	Muy buena	Larg, C-C
D-128	0	0	0	7,4	0	0,35-0,17	muy red	Mod.	Puntual
D-129	2	0	0	4,6	2,2	0,25-0,125	ang	Mod.	C-C
D-132	2,1	0	0	6,8	0	0,25-0,125	subred	Muy mala	Puntual
D-136	0	1	0	1	0	0,35-0,5	subred	Mod.	Larg, C-C
D-467	8,9	0	0	1,1	1,1	0,08-0,06	subang	Mod.	C-C

Tabla 3.—Porcentajes modales de los diferentes componentes de las areniscas del Desert de les Palmes, a partir del contaje de puntos realizado según la Tabla 1.

cubrimiento sintaxial de sílice sobre los granos, asimismo de muy difícil identificación.

Siguiendo los criterios de DICKINSON et al. (1983), estas areniscas corresponderían a depósitos de áreas geotectónicas de orógenos reciclados (fig. 30), donde la abundancia de cuarzo policristalino resalta la presencia de litologías metasedimentarias cuarzosas en el área fuente. Además, podemos concluir que el cambio entre el tramo intermedio y el superior supone un aumento significativo de los fragmentos metamórficos de bajo grado, que se interpreta como un rejuvenecimiento importante de las áreas fuente líticas, quizá de carácter regional. Si esto fuera así, podría ser correlacionado, con reservas, con el cambio que se produce en el tramo superior de las series de la Cordillera Ibérica y Mallorca (capítulos 5 y 6 respectivamente).

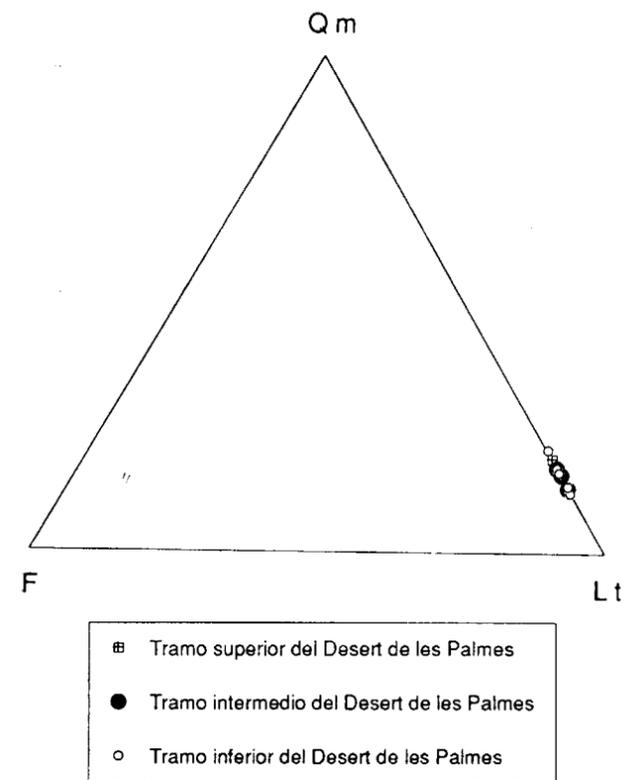


Figura 30.—Proyección de las areniscas del Desert de les Palmes en un diagrama Qm-F-Lt de DICKINSON et al. (1983).

### 1.3.4. Diagénesis

Dentro de la mineralogía diagenética, el cemento más ampliamente representado es el sintaxial de cuarzo, con valores comprendidos entre 2-20 por 100, observándose en los tramos inferior e intermedio un aumento en el contenido del mismo hacia el techo de cada tramo. A veces, es posible identificar dos etapas de crecimiento sintaxial, no descartándose la posibilidad de que una de ellas proceda del área fuente, es decir, que tenga un carácter heredado y la segunda que pertenezca a procesos mesodiagenéticos.

Los óxidos de hierro también están presentes en casi todas las muestras, y se encuentran o bien en forma de cemento ferruginoso rellenando la porosidad (a veces, asociado a caolinita temprana), o bien en forma de *coating* sobre la superficie de los granos. Aparece con porcentajes variables (0,3-5 por 100), pudiendo alcanzar valores de hasta el 9 por 100 tal y como sucede con las areniscas del tramo superior.

Los cementos carbonáticos son de composición dolomítica, siderítica y dolomítica ferrosa. Sólo aparecen en el tramo inferior y en porcentajes que no superan el 12 por 100, siendo los dos últimos más tempranos que el primero. En relación con los cementos carbonáticos, y muy aisladamente, es posible encontrar anhidrita (aunque suele estar reemplazada por el cemento de dolomita).

La baritina aparece de manera esporádica y con valores inferiores al 1 por 100, siendo siempre el último cemento en precipitar.

La secuencia de precipitación de estos cementos indica que las condiciones en la base serían de aguas meteóricas (con óxidos de hierro, caolinita, siderita y cemento silíceo) para hacia el techo de este tramo y en los siguientes, reconocerse la influencia de aguas marinas (concreciones carbonáticas con algo de anhidrita y baritina, cemento silíceo, neoformación de illita y dolomita). Finalmente, se produciría la precipitación de caolinita-dickita y el reemplazamiento de moscovita por caolinita, indicadores de la nueva entrada de aguas subterráneas meteóricas al final de la mesodiagénesis.

#### 1.4. MOMENTO TECTONICO. PALEOGEOGRAFIA

Por la situación geográfica de los afloramientos, este área debería integrarse en la cuenca permotriásica de la Cordillera Ibérica propiamente dicha. No obstante, debido a sus características sedimentológicas y paleogeográficas intermedias entre el graben ibérico y el conjunto de cuencas y umbrales englobados bajo el calificativo de cuenca catalánide, podemos afirmar que los materiales que rellenan este mismo tipo de cuencas están genéticamente emparentados.

Esta serie se ha depositado en una cuenca de tipo *rift*, en un semigraben permotriásico alineado según la dirección de fractura de Castelló de la Plana. Esta línea de fractura, sensiblemente NO-SE, limita por el N con el «alto de Orpesa», que lo separa de la cuenca catalánide propiamente dicha, y con el «alto de Castelló», que lo separa de la compleja cuenca graben de la Cordillera Ibérica.

La reconstrucción de la cuenca es totalmente especulativa, pues se basa únicamente en el estudio de una serie estratigráfica representativa de los afloramientos más mediterráneos que de esta subcuenta sedimentaria existen. Esta cuenca, presumiblemente posee unas características

paleogeográficas, dimensiones y evolución similares a las que se han descrito para la Cordillera Costero Catalana. A pesar de ello, por el espesor de sedimentos que esta serie presenta (fig. 31), y su posición dentro de la alineación estructural, parece ser que corresponde a un punto situado en el área de mayor acúmulo de sedimentos (muy superior al que registran las series de la Cordillera Costero Catalana).

Las paleocorrientes medidas, en conjunto, están de acuerdo con el esquema paleogeográfico y sedimentológico propuesto. El tramo inferior meandriforme correspondería a una primera fase de relleno del graben, aún probablemente en el Pérmico y un tipo de cuenca intermedio entre el simple de las catalanas y el mucho más complejo de la Cordillera Ibérica. Este tramo no es detectable en la Cordillera Costero Catalana, de cuencas mucho menos evolucionadas. El tramo intermedio es quizá paralelizable en el tiempo y en el tipo de evolución tectónica, con el tramo arenoso inferior del Buntsandstein de la Cordillera Costero Catalana. Y el tramo superior poseería características similares a los tramos superiores de la Cordillera Costero Catalana y de la Cordillera Ibérica. Las paleocorrientes señalan un claro aporte hacia el sur acorde con el esquema propuesto.

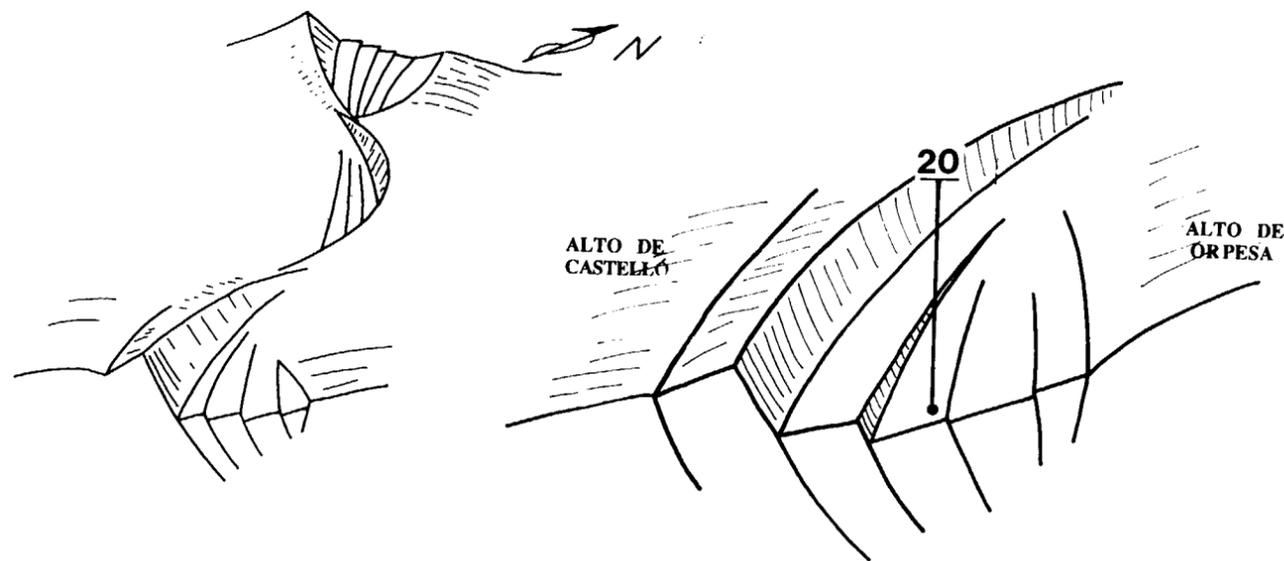


Figura 31.—Configuración probable de la línea tectónica de Castelló que da origen al semigraben del Desert de les Palmes y situación de la serie estratigráfica.

## 2. LA CORDILLERA IBERICA

### 2.1. INTRODUCCION

Con la finalidad de llegar a alcanzar el objetivo propuesto en este trabajo, es decir, estudiar la petrología del Permotriás de las Baleares y su comparación con la que presentan sus sedimentos equivalentes del litoral mediterráneo, tan sólo se ha considerado necesario estudiar la sucesión del Permotriás en el área más distal de la Cordillera Ibérica. Se ha procurado que la serie estratigráfica estudiada corresponda por un lado, a los afloramientos situados lo más cerca de la costa mediterránea y, por el otro, que fuera lo más representativa posible de todos ellos. La finalidad es poder utilizarla como patrón de comparación con los estudios realizados en la Cordillera Costero Catalana y especialmente en las Baleares.

Las series ibéricas en este sector fueron estudiadas, en sentido muy general, en los trabajos de realización de las hojas MAGNA. No obstante, DIAZ (1983), con motivo de la confección de la hoja 1:200.000 de València, estudia estas series con detalle, especialmente en lo referente a las facies que presentan. LOPEZ-GOMEZ y ARCHE (1988) y, sobre todo ARCHE y LOPEZ-GOMEZ (1989) y recientemente LOPEZ-GOMEZ y ARCHE (1992) publican una síntesis de la estratigrafía del Permotriás del extremo SE de la Cordillera Ibérica, que constituye los datos más modernos que a este respecto existen sobre dichos sedimentos y, que al mismo tiempo marcan un cambio en las directrices de las líneas de investigación de la cuenca. En estos trabajos se publica un modelo de evolución tecto-sedimentaria de la cuenca basado en el análisis detallado de las series estratigráficas. Esta interpretación, en líneas generales, coincide con la del presente trabajo, en el que la obtención de la serie estratigráfica presenta como objetivo la situación de las muestras para el desarrollo de la petrología.

La serie de comparación, aunque no la más cercana al mar, es la del puerto de Eslida. Sus facies son idénticas a las observadas en los afloramientos, muy parciales, de las inmediaciones de Puçol (Monte Picaio), éstos ya muy cercanos a la costa. Esta serie es prácticamente completa, aunque no se haya podido observar el yacente de la misma y es asimismo la más potente. Para conocer si existían variaciones en la petrología

de esta serie con respecto a los afloramientos situados en las inmediaciones del litoral mediterráneo, se ha realizado un muestreo (*spot samples*) de los mismos y se ha constatado, al comparar sus características petrológicas, que las variaciones son imperceptibles.

### 2.2. SERIE DE ESLIDA

Se ha realizado en la sierra d'Espadà, a lo largo del barranco de dirección S-N cuya cabecera se localiza en el puerto de Eslida, donde prácticamente aflora su yacente, y finaliza en el pueblo de Eslida, donde existe el contacto con el Muschelkalk. Dicho barranco corta la casi totalidad de la serie (no aflora el yacente paleozoico, por hallarse la base afectada por tectónica). La potencia total de la serie es de 724,5 m, que se han dividido en los siguientes tramos (fig. 32):

- 267 m (parcialmente cubiertos por derrubios) de lutitas con intercalaciones de niveles de areniscas de grano fino a muy fino, cuyo espesor varía entre 2 y 15 m. Cuando el afloramiento lo permite, en ellos se observa una granoselección decreciente y una organización interna en forma de barras con laminaciones cruzadas en la base y *climbing ripples* en el techo; el contacto inferior es neto y el superior transicional a las lutitas.
- 166 m. de areniscas de grano medio, con pequeños y poco frecuentes cambios granulométricos, organizadas en barras de 1 m de espesor con estratificación cruzada a mediana y gran escala, muy asintótica en la base. El contacto con el tramo infrayacente es erosivo y las superficies que limitan cada una de las barras son, con frecuencia, onduladas. En ocasiones en estas barras se observan verdaderos sigmoides y alguna superficie con *humockies*. A 8 m de la base existe una intercalación conglomerática de 0,5 m de espesor con cantos blandos y cuarcíticos, que representan un depósito residual y a 92,5 m se les intercalan 3 m de pelitas y areniscas alternando con una estratificación de tipo *wavy bedding*. Los 70 m restantes de areniscas yacen en contacto discordante sobre este nivel pelítico con estratificación *wavy*. El valor de esta discordancia es desconocido, aunque probablemente sea de rango local.

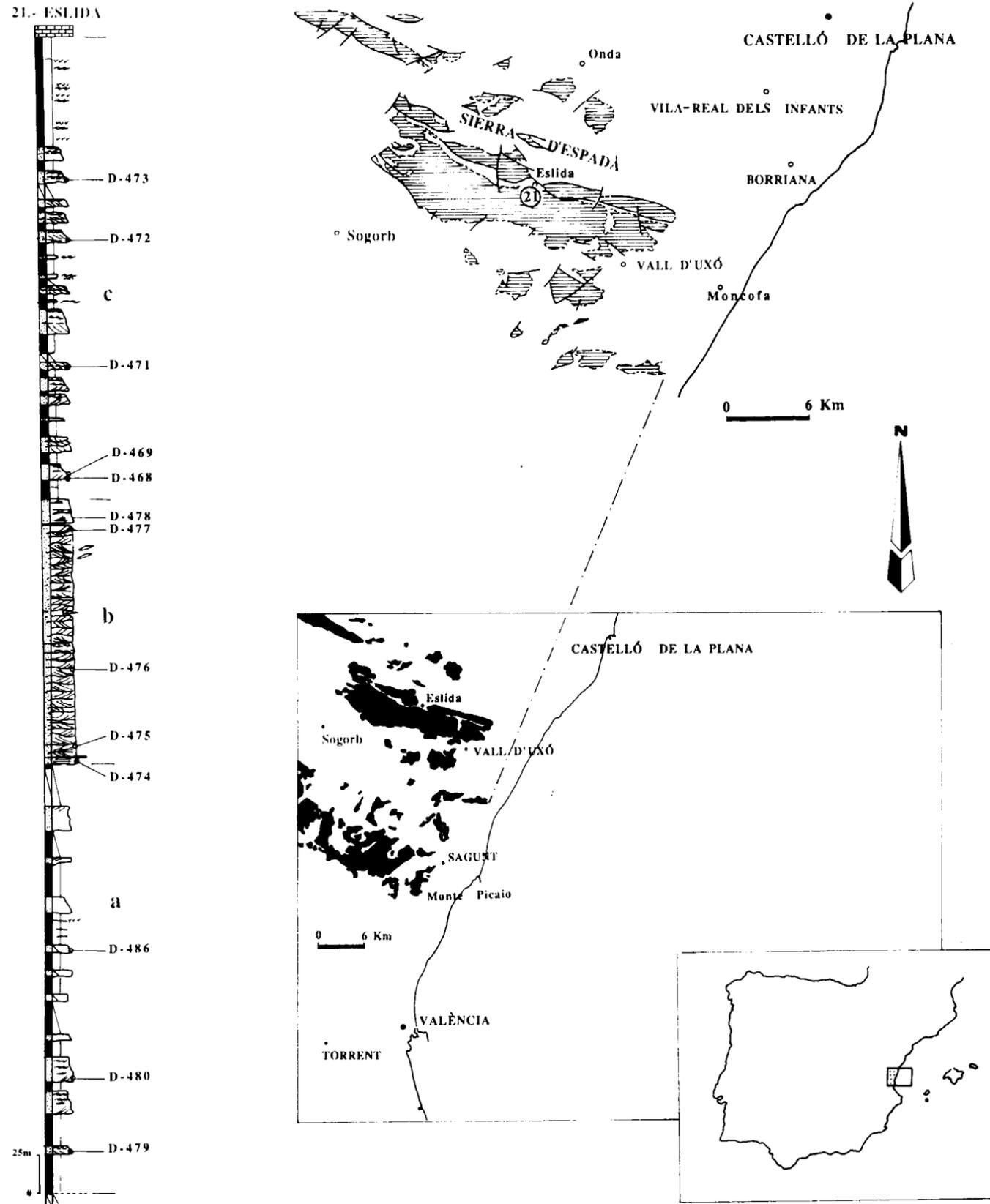


Figura 32.—Serie estratigráfica de Eslida.

- c) 291,5 m de areniscas y lutitas. Las areniscas son de grano medio a muy fino e incluso limo. Forman niveles de 0,5 a 5 m de espesor, que generalmente presentan laminación cruzada a mediana escala en la base, en uno o varios grupos de láminas separados por superficies erosivas, que hacia el techo va pasando a horizontal y/o a cruzada a pequeña escala debida a *climbing ripples*.

Las lutitas se encuentran muy bioturbadas. Los niveles con paleosuelos o con indicios de edafización son insólitamente muy raros. Los últimos 67 m de este tramo están constituidos casi exclusivamente por lutitas con pequeñas intercalaciones de areniscas de grano muy fino con *climbing ripples*.

Estas unidades, separadas en realidad por superficies de discordancia, representan tres episodios que podrían corresponder a un área de sedimentación fluvial de tipo meandriforme, con un fuerte desbordamiento con el que se inicia y finaliza la serie. Este comienzo y final estarían separados por un período en el que el nivel del mar subió y dio lugar a una serie deltaica con una lámina de agua considerable (estratificación *humocky*) y una clara influencia marina.

### 2.2.1. La arquitectura estratigráfica

Es difícil con el estudio de una sola serie, reconocer la arquitectura estratigráfica que estos materiales adquieren en el relleno de la cuenca de sedimentación: espacio creado por la tectónica y arquitectura o construcción realizada por el transporte-sedimentación de los materiales.

La cuenca sedimentaria, aunque con muchas reservas y en base a las series estratigráficas publicadas por ARCHE y LOPEZ-GOMEZ (1989), tiene en este sector de la Cordillera Ibérica unas características similares a las observadas para el resto de las pequeñas cuencas afloradas en el litoral mediterráneo. En este caso, el desarrollo areal y sedimentológico es mayor que en el resto de las otras cuencas, pero sus características generales, de génesis y evolución tectosedimentaria, podrían ser paralelizables en el tiempo (fig. 33).

Reinterpretando el trabajo de ARCHE y LOPEZ-GOMEZ (1989), la unidad de «conglomerados de Boniches» o conglomerados basales descrita por

los mismos autores en trabajos anteriores LOPEZ-GOMEZ (1985) y LOPEZ-GOMEZ y ARCHE (1986), puede corresponder en las series más meridionales a la primera fase de relleno de la cuenca y constituirán los conos de deyección de torrentes procedentes del umbral o alto, que limitaría la cuenca por el SO. Este nivel no se ha cortado en las series estudiadas.

El depocentro de la cuenca se hallaría al pie de la falla principal del semigraben, donde se situaría la serie estratigráfica estudiada y que, en realidad, presenta el mayor registro estratigráfico de la cuenca.

Sobre esta unidad local se depositaron los «limos y areniscas de Alcotas» de estos mismos autores, que representan unas facies expansivas con la instalación de ríos meandriformes con un fuerte registro de materiales de desbordamiento (se corresponde con el tramo inferior de la serie estudiada).

Sobre ella, asimismo con carácter expansivo, se depositan las «areniscas de Cañizar», que constituyen un cuerpo areniscoso de difícil interpretación sedimentológica, lo cual justificaría un estudio detallado de sus facies para su correcta interpretación ambiental. Las estructuras sedimentarias son, en su mayoría, típicamente marinas y los aportes de los sedimentos, continentales. Por este hecho, puede interpretarse como un cuerpo de estuario *sensu lato*, originado en un momento de elevación regional del nivel del mar. Todas estas ideas entran aquí como una hipótesis de trabajo.

la unidad superior, «limos y areniscas de Eslida» y «arcillas, limos y margas de Marines», tan sólo se depositaron hacia el depocentro de la cuenca, es decir, junto al escarpe principal del semigraben. Estas dos unidades corresponden al tramo superior de la serie estudiada. Representan asimismo, a un sistema fluvial axial de cursos meandriformes, que discurriría paralelo a la dirección del escarpe principal del semigraben hacia el que iría migrado lateralmente por la acción de la subsidencia. Este tramo superior, estudiado en detalle en la reciente publicación de LOPEZ-GOMEZ y ARCHE (1992), presenta una sedimentación pelítica y evaporítica en su techo, que acabaría con la uniformización general de la cuenca y sería precursora del inicio de la primera transgresión triásica. Esta transgresión de carácter

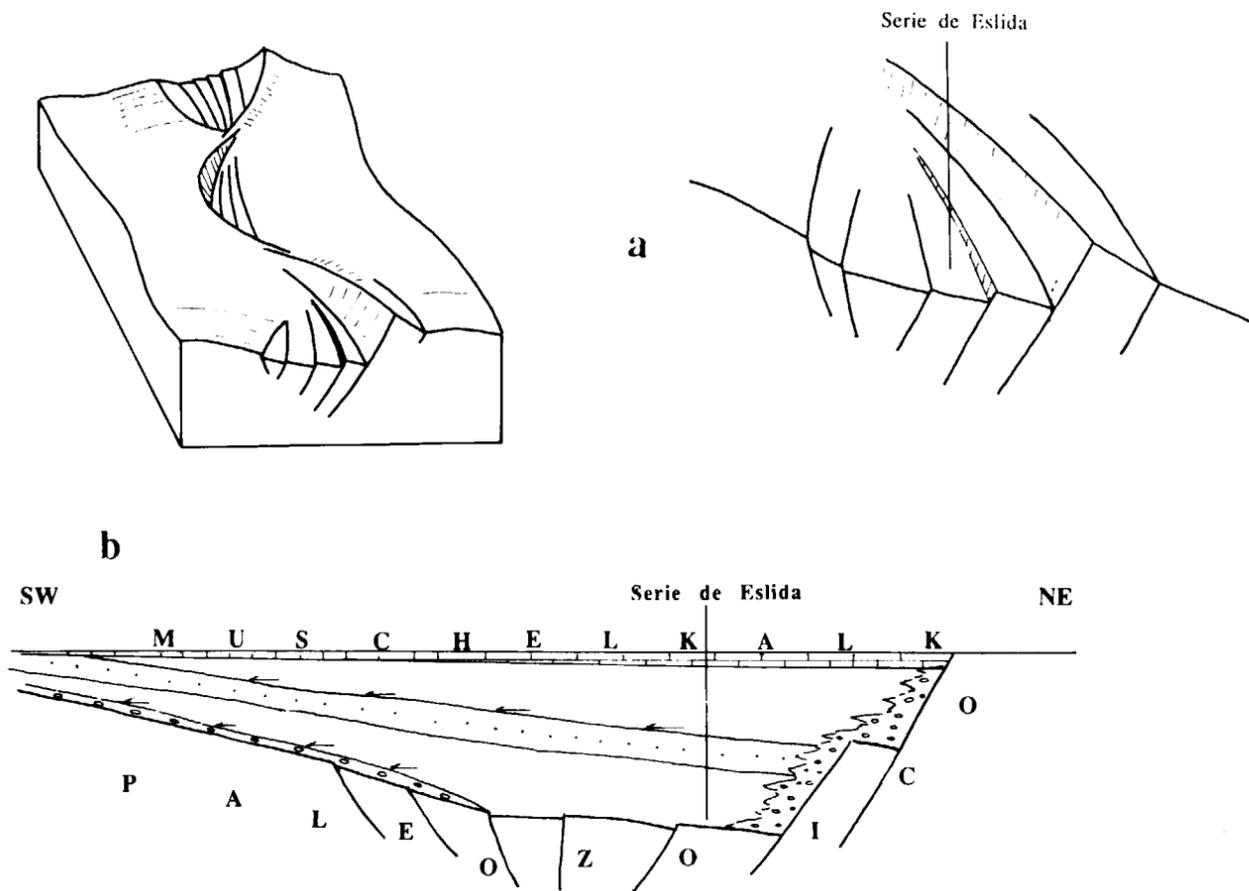


Figura 33.—Modelo tecto-sedimentológico para el sector oriental de la Cordillera Ibérica en las inmediaciones de València. a) Falla que condiciona la probable cuenca. b) Disposición del semigraben y situación de la serie estratigráfica de Eslida.

expansivo regional, viene registrada por los carbonatos del Muschelkalk Inferior y se dispone, en las zonas de fosa sobre el Buntsandstein y en los umbrales, directamente sobre el Paleozoico.

Las unidades inferiores han sido datadas por los autores antes citados, como del Pérmico Superior, mientras que la unidad más superior, de tránsito al Muschelkalk según DOUBINGER (en estos mismos autores), sería del Anisiense.

2.4. PETROLOGIA DE LOS DEPOSITOS ARENOSOS

2.4.1. Introducción

Existen pocos trabajos que se centren en la estratigrafía y facies del Permotriás de la parte

oriental de la Cordillera Ibérica y por supuesto ninguno que aborde su petrología. Por el contrario, la parte occidental de esta cordillera está mucho mejor estudiada, tanto en su estratigrafía y facies como en su petrología. Faltan, por lo tanto, estudios interdisciplinarios, en los que la Petrología Sedimentaria se utilice como método de trabajo para la resolución del análisis de cuenca. En este apartado se describirá la petrología de estos depósitos rojos con el ánimo de contribuir a una posible síntesis sedimentológica final de toda la Cordillera Ibérica.

Las muestras que sirven de base de este estudio petrológico, un total de 23, proceden tanto de los afloramientos de la sierra d'Espadà (Eslida) como de los de Monte Picaio (Puçol) (fig. 32). El conteaje de los diferentes componentes se ha reali-

Nº muestra	Qm	Qpc2-3	Qpc+3	Qpf	Qp	Qml	Qsd	CCs	Qt
<b>SERIE Nº 21 ESLIDA</b>									
D-479	16,5	8,1	13,4	2	0	7,3	0	0	47,4
D-480	19,5	11,4	19,8	1,1	0,2	8	0	0	60
D-486	32	9,6	11,1	1,4	0	8,9	0	0	63
D-474	21,3	13,4	14,6	0,4	0	4,3	0	0	54
D-475	27,8	10,8	25,3	1,3	0,2	2,6	0,7	0	68,9
D-476	24,9	9,1	16	1,4	0	7,8	0,7	0	60
D-477	37	18,9	16	0	0	2,1	0	0	74
D-478	20,8	8,8	11,8	0	0	7,4	1,6	0	50,5
D-468	13,7	8,6	8,2	0	0,4	8,9	0	0	39,9
D-469	15,4	8,7	11,3	0	0,9	5,9	0,4	0	42,5
D-471	14,9	10,3	7,5	0	0	8,4	0,6	0	41,8
D-472	13,9	10,7	10,1	0	0	6,5	0	0	41,2
D-473	18	5,5	7	0	0,2	4,7	0	0	35,5
<b>SERIE Nº 21</b>									
D-479	0	0	0	0	0	18,7	0	0,2	0
D-480	0	0	0	0	0	24,1	0	0,7	0
D-486	0	0	0	0	0	19,5	0	0,5	0
D-474	0	0	0	1	0	27,4	0	0	0,4
D-475	0	0	0	0	0,2	10,1	0	0,4	0
D-476	0	0	0	0,2	0,2	21,4	0	2	0,5
D-477	0	0	0	0	0	6,8	0	0,3	0
D-478	0	0	0	0,9	0	28,2	0	0	1,2
D-468	14,3	1,3	0	0	0	26,8	0	0	0,8
D-469	10,6	1,1	0	0	0	27,8	0	0	1,1
D-471	10,6	0	0	0	0	25	0	0	0,9
D-472	14,3	0	0	0	0	19,5	0	0	2,5
D-473	15,1	0	0	0	0	22,7	0	0	1,9
<b>SERIE Nº 21</b>									
D-479	2,2	0	0	0	0	3,5	0	0	0
D-480	0,2	0	0	0	0	4,5	0	0	0
D-486	3,8	0	0	0	0	3,1	0	0	0
D-474	1,8	0	0	0,2	0	7,7	0	0	0
D-475	0,7	0	0	0	0	16,7	0	0	0
D-476	0,4	0	0	0	0	9,6	0	0	0
D-477	0,9	0	0	0	0	7,4	0	0	0
D-478	2,8	0	0	0,7	0,5	3,7	0	0	0
D-468	1,5	0	0	0	0	5,1	0	0	0
D-469	2,8	0	0	0	0	5	0	0	0
D-471	3,7	0	0	0	0	6,3	0	0	0
D-472	6,9	0	0	0	0	3,8	0	0	0
D-473	4,7	0	0	0	0	7,6	0	0	0
<b>SERIE Nº 21</b>									
D-479	4,9	0	0	1,2	22	0,125-0,06	ang	Muy buena	CC
D-480	1,6	0	0	0,2	7,5	0,25-0,125	subang	Buena	CC
D-486	3,1	0	0	0	7	0,25-0,125	subred	Muy buena	CC
D-474	2,2	0	0	0	4,5	0,17-0,08	subred	Mod.	CC
D-475	0,4	0	0	0	2,4	0,25-0,125	red	Muy buena	C-C, punt
D-476	1,8	0	0	0	3,4	0,25-0,125	red	Buena	CC
D-477	0,6	0	0	0	9,5	0,25-0,125	red	Mala-mod	Puntual
D-478	5,5	0	0	0	5,1	0,25-0,125	subang	Mod.	CC
D-468	6,9	0	0,4	0	2,5	0,25-0,125	ang	Mod.	CC
D-469	3	0	2,4	0	2,4	0,25-0,125	ang	Buena-mod	CC
D-471	1,7	0	3,9	0	4,3	0,17-0,08	subang	Buena	CC
D-472	0,2	0	4,4	0	6,5	0,17-0,08	subang	Muy buena	Punt, C-C
D-473	0,8	0	6,2	0	4,2	0,25-0,125	subang	Buena-mod	CC

Tabla 4.—Porcentajes modales de los diferentes componentes de las areniscas de Eslida, a partir del conteaje de puntos realizado según la tabla 1.

zados en las areniscas de la serie de Eslida por ser más completa (tabla 4), pero los datos obtenidos son exactamente extrapolables a los depósitos arenosos de la zona de Puçol-Sagunt.

#### 2.4.2. Petrografía

Desde el punto de vista estratigráfico y de facies, la serie permotriásica de la vertiente mediterránea de la Cordillera Ibérica se ha dividido en tres tramos, cuyas características petrográficas se describirán a continuación.

**Tramo inferior:** Los depósitos arenosos de este tramo están constituidos por litoarenitas (fig. 34) con un tamaño de grano comprendido entre 0,25 y 0,062 mm. El grado de redondez de los granos de cuarzo va aumentando de la base al techo, pasando paulatinamente de anguloso a subredondeado. La selección, por lo general, es buena a muy buena (tabla 4).

**Tramo intermedio:** Las areniscas corresponden a litoarenitas y sublitoarenitas (fig. 34) con un tamaño medio de 0,25-0,125 mm, muy constante y con una selección y redondez muy variable (tabla 4).

Entre los componentes detríticos que integran el esqueleto de estos dos tramos cabe señalar la abundancia de cuarzo, tanto del tipo policristalino, generalmente con valores comprendidos entre 20-35 por 100 del total de la muestra, como del monocristalino, en el que particularmente se observa un aumento hacia el techo de cada tramo, donde puede alcanzar valores incluso de hasta el 37 por 100. Los fragmentos de roca, fundamentalmente metamórficos de bajo grado (esquistos y pizarras), son también muy abundantes (10-30 por 100), siendo muy escasos (inferior al 2 por 100) los de tipo ígneo y sedimentario (*chert*). Las micas son el tercer componente en importancia de estas areniscas. Aparecen en porcentajes variables (0,2-4 por 100), dominando la moscovita sobre la biotita. Los feldespatos se presentan como accesorios y sólo están representadas las plagioclasas, generalmente algo silicificadas o alteradas a minerales de arcilla. Otros componentes muy minoritarios del esqueleto son los fragmentos intracuencales y los minerales pesados, sobre todo turmalina y circón.

La matriz, siempre presente en toda la serie, es de ilita e interestratificados de I-E, y general-

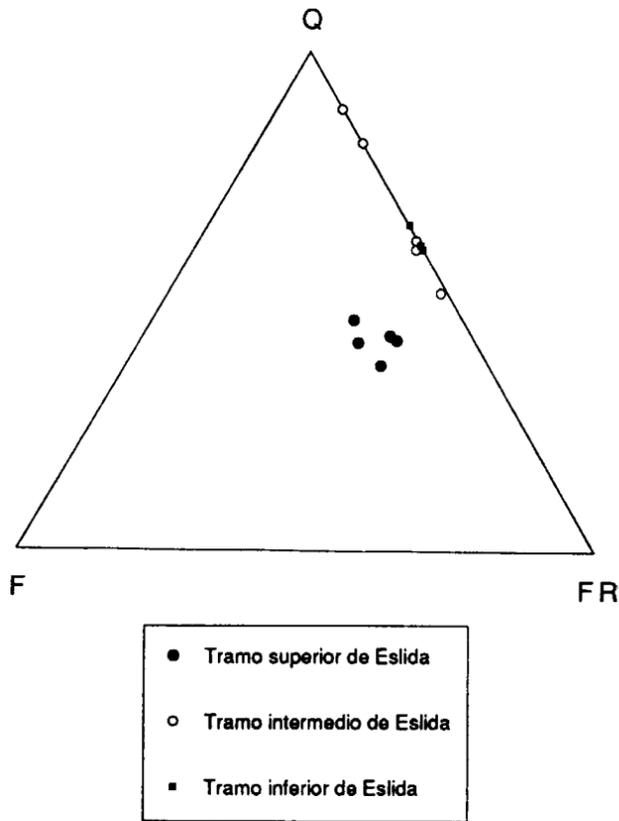


Figura 34.—Composición de las areniscas del sector oriental de la Cordillera Ibérica en un diagrama Q-F-FR de PETTIJOHN et al. (1972).

mente se encuentra con valores comprendidos entre 2,5-10 por 100 del total de la muestra. Se presenta en forma de epimatriz, de pseudomatriz o como *clay rim* y, en ocasiones, puede alcanzar porcentajes que los convierten en grauvacas (> 15 por 100 de matriz). La caolinita sólo aparece en la base del tramo inferior y con valores próximos al 1 por 100.

**Tramo superior:** Son litoarenitas que abarcan un intervalo granulométrico amplio (0,25-0,062 mm o incluso inferior). Texturalmente evolucionan de base a techo hacia una mayor madurez, tanto en su redondez (de angular a subangular) como en su selección (de moderada a buena-muy buena).

Composicionalmente es necesario resaltar el cambio brusco que se produce al comienzo de este tramo con respecto a los dos infrayacentes y que se traduce en la espectacular aparición de feldespato potásico del tipo ortosa y microclina

(fig. 34), con porcentajes muy constantes (10-15 por 100), y en el aumento en el contenido de ambas micas. También se han podido contabilizar algunos cuarzos en fragmentos de roca plutónicos.

#### 2.4.3. Procedencia

Las areniscas de los tramos inferior e intermedio de la serie de Eslida se caracterizan por su clara relación con fragmento de rocas procedentes de áreas fuente metamórficas de bajo grado. El tramo superior, si bien no pierde esta relación con las rocas metamórficas, sí se encuentra claramente diferenciado de los tramos infrayacentes por un cambio composicional, que es reflejo del influjo de áreas fuente cristalinas.

Esta diferencia queda claramente explícita en el diagrama Qm-F-Lt propuesto por DICKINSON et al. (1983) (fig. 35). Los tramos inferior e interme-

dio están totalmente incluidos dentro de un ambiente geotectónico relacionado con el reciclado orogénico, mientras que el tramo superior guarda una relación directa con el ambiente definido para los depósitos procedentes de arcos magmáticos, puesto que queda proyectado en el límite entre estos dos ambientes.

Este diagrama, por tanto, apoya la idea de que durante la sedimentación del tramo superior ya estaban siendo erosionadas las rocas graníticas tardi-hercínicas, que intruyeron ampliamente la cobertura metamórfica y sedimentaria, que es la que constituía el área fuente de los tramos infrayacentes. Además, este cambio conllevaría un rejuvenecimiento de las áreas fuente, que implicaría la formación de una discordancia de carácter regional entre la sedimentación del tramo intermedio y la del superior. Si esto fuera así, deberíamos encontrar hacia facies más proximales de este tramo superior, depósitos cada vez más arcósicos.

#### 2.4.4. Diagénesis

Del análisis petrográfico efectuado destacan, en primer lugar, el cemento sintaxial de cuarzo, que aparece en porcentajes variables (3-16 por 100), pero casi siempre de manera espectacular, puesto que su crecimiento supera frecuentemente la superficie ocupada por el grano original. Es frecuente que esta superficie se encuentre recubierta por una película de óxidos de hierro y/o minerales de arcilla, que en gran medida facilita la identificación del mismo. El segundo cemento más característico de estos depósitos es el ferruginoso, que no supera en ningún momento el 5 por 100 del total de la muestra, siendo generalmente, el tercer cemento en precipitar después del *coating* ferruginoso y del de cuarzo. La secuencia diagenética acaba en todos los casos con la neoformación de ilita o I-E alrededor de los granos o cementos anteriores, a favor de la removilización de la epimatriz (por alteración de los feldespatos) y pseudomatriz (por deformación de los fragmentos de roca metamórficos).

El tramo superior presenta además cemento sintaxial de feldespato potásico, cuyo porcentaje va aumentando paulatinamente de base a techo de este tramo (0,4-6,2 por 100), fácilmente identificable por otorgar a los granos de esta misma composición un hábito de adularia. Este cemento,

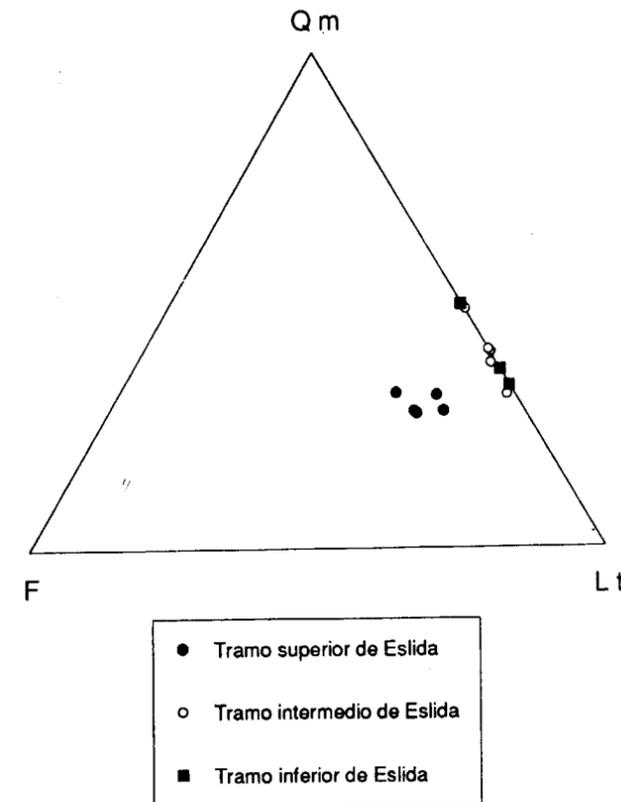


Figura 35.—Proyección de las areniscas del sector oriental de la Cordillera Ibérica en un diagrama Qm-F-Lt de DICKINSON et al. (1983).

en todos los casos y utilizando criterios texturales «FÜCHTBAUER, 1974), es anterior al cemento sintaxial de cuarzo.

Cabe destacar, la inexistencia de cementos carbonáticos y de baritina a lo largo de las series de este sector de la Cordillera Ibérica, exceptuando algún nivel muy próximo al contacto con el Muschelkalk Inferior.

El ambiente diagenético temprano (eodiagénesis) deducido para el tramo inferior de la serie de este sector sería el producido por las aguas fluviales, mientras que para los tramos intermedio y superior sería el de transición producido por la mezcla de aguas marinas y fluviales. Estos dos ambientes se desarrollarían de manera análoga a la descrita para las series de la Cordillera Costero Catalana.

### 3. BALEARES

#### 3.1. INTRODUCCION

El Triásico de las Baleares plantea problemas de difícil resolución, por presentar unos afloramientos con carácter de insularidad, que dificultan su relación con los afloramientos de igual edad más cercanos. Por otro lado, en el momento de abordar la geología de esta parte del Mediterráneo occidental, se percibe que su estudio es imprescindible, tanto por lo que representa en la evolución de su estratigrafía como por el papel que ha jugado en la estructuración tectónica de los materiales que constituyen las islas.

Aunque el Triásico aflora en las principales islas (RODRIGUEZ-PEREA et al., 1987), las series rojas permotriásicas tan sólo aparecen en la isla de Mallorca y en la de Menorca. En la primera es un corto rosario de afloramientos adosados a la línea de costa al NO de la isla. Por el contrario, en la de Menorca están ampliamente representados en toda la región de Tramuntana, que constituye la mitad N de la isla.

El problema que plantea su estudio, deriva de llegar a conocer la posición original de estos afloramientos, probablemente muy desplazados del área en la cual se depositaron en un principio. Investigar sobre cuál es su posición con respecto a los afloramientos más cercanos de la Penín-

sula Ibérica y asimismo, sobre cuál es la relación de las series afloradas entre ambas islas, constituye el objetivo principal de su estudio.

#### 3.2. MALLORCA

##### 3.2.1. Introducción

Los escasos afloramientos de los materiales permotriásicos se sitúan en los acantilados de la costa N de Mallorca entre cala Estellencs y la Punta d'es Cavall, en las inmediaciones de la cala de Valldemosa.

Estos afloramientos, parciales por la tectónica, han sido motivo de estudio detallado como consecuencia de la confección de las hojas MAGNA por la Compañía General de Sondeos. El estudio estratigráfico de sus facies y la síntesis sedimentológica de los mismos ha sido publicada en RAMOS et al. (1985). Más tarde, sobre estos mismos afloramientos, CALAFAT (1988) realizó su tesis de licenciatura. Este último trabajo enriquece al anterior con datos paleontológicos, palinológicos y de minuciosas observaciones sobre la estratificación. A pesar de ello, las características generales estratigráficas y sedimentológicas varían poco con respecto a las conclusiones obtenidas por RAMOS et al. (1985). Este trabajo, de apoyo sedimentológico del plan MAGNA, considera la serie permotriásica de Mallorca dividida, de abajo arriba, en los siguientes tramos, a los que asigna la categoría de Formación litoestratigráfica:

- Lutitas y Areniscas de Port d'es Canonge (Pérmico Superior).
- Areniscas de Asá (probablemente deformación de la palabra «ase»).
- Lutitas y Areniscas de Son Serralta (Anisien- se Superior).

Estas unidades son aceptadas en el trabajo de CALAFAT (1988), que, a su vez, subdivide cada una de ellas en dos, y como es lógico es la división estratigráfica utilizada en este trabajo y que ha servido de base al muestreo efectuado para estudiar la petrología.

##### 3.2.2. Descripción de los afloramientos

Las áreas, localizadas únicamente en la costa

NO, en las que pueden realizarse series estratigráficas parciales de estos materiales son, de E a O (fig. 36):

- Alrededores de Es Port d'es Canonge, donde afloran las unidades más inferiores.
- Inmediaciones de Es Racó de s'Algar hasta el embarcadero de Sa Pedra de s'Ase, en el que aflora la casi totalidad de la serie, especialmente la parte intermedia, aunque muy inaccesible.
- Y Cala Estellencs, donde afloran los niveles más altos.

Se han estudiado con detalle los afloramientos más orientales y los más occidentales, dejando los correspondientes a la parte intermedia como base de reconstrucción de los cortes parciales para su integración en una serie general.

Así pues, la parte inferior de la serie se ha medido en Es Port d'es Canonge, mientras que la parte superior se ha realizado en la costa de Estellencs. Superponiendo estas dos series parciales se obtiene una serie completa del Permotriásico aflorado en Mallorca (Racó de s'Algar-Sa Pedra de s'Ase).

El yacente de la serie permotriásica lo constituyen las turbiditas del Paleozoico. El Paleozoico en la isla de Mallorca aflora tan sólo en dos puntos y con un elevado grado de tectonización. A pesar de ello, puede constatarse que el contacto con la serie permotriásica es claramente discordante. Los dos afloramientos corresponden a sedimentos del Carbonífero, de facies similar al que aflora en Menorca. Se localizan en la costa, a pocos kilómetros el uno del otro, en Es Bec de s'Àliga (al O) y en Es Racó de sa Cova (al E).

##### 3.2.3. La arquitectura estratigráfica

La evolución de la estratigrafía del Pérmico Superior y del Triásico Inferior en Mallorca está basada en un solo punto; es decir, en la evolución en vertical (en el tiempo) de una serie compuesta de otras parciales (fig. 36). La división de esta serie en base a los cambios verticales de facies poco difiere de las divisiones de RAMOS et al. (1985) y sobre todo de CALAFAT (1988).

##### Tramo a):

Aparte de los conglomerados basales (unidad inferior de CALAFAT (1988), que yacen sobre el Paleozoico mediante una superficie de clara discordancia, el tramo más inferior, medido en las inmediaciones de Es Port d'es Canonge, de edad pérmica superior (RAMOS y DOUBINGER, 1989), corresponde a una serie de 403 m de espesor compuesta por pelitas, niveles de areniscas y, esporádicamente, niveles conglomeráticos.

Las pelitas presentan bioturbación y niveles con nódulos caliche y paleosuelos.

Las areniscas presentan dos tipos diferentes de facies. Las canalizadas están compuestas, generalmente, por un solo ciclo estrato y granodecreciente, con un depósito residual conglomerático en la base, estructuras tractivas de régimen de flujo decreciente y, a veces, una clara acreción lateral de los cuerpos (que se han atribuido a barras de meandro). Y capas delgadas de areniscas de grano fino, por lo general bioturbadas, limitadas por planos paralelos a la escala del afloramiento, con *climbing ripples* que se han interpretado como depósitos de desbordamiento.

Las capas conglomeráticas están formadas por dunas o *sand waves* (SOUTHARD, 1975), compuestas por cantos intracuencales (sobre todo de tipo pedogenético), asimismo interpretados como facies de desbordamiento o mejor como producto residual tractivo, originado por la erosión de los márgenes de los canales durante el desbordamiento. En estos márgenes lógicamente se habrían formado paleosuelos con un intenso desarrollo de nódulos de caliche.

##### Tramo b):

Aflorado al E de Es Port d'es Canonge en Es Coll d'es Pi, limitado por superficies de discordancia a la escala del afloramiento, con un espesor total de 110 m y formado por cuerpos de arenisca que dominan sobre las pelitas.

Las pelitas poseen características idénticas a las del tramo infrayacente, es decir, bioturbación, especialmente debida a raíces, niveles con nódulos de caliche y paleosuelos intercalados, etc.

Las areniscas, por el contrario, presentan facies completamente distintas. Están formadas por cuerpos de, como máximo, 10 m de espesor (el nivel más inferior incluye abundantes restos de

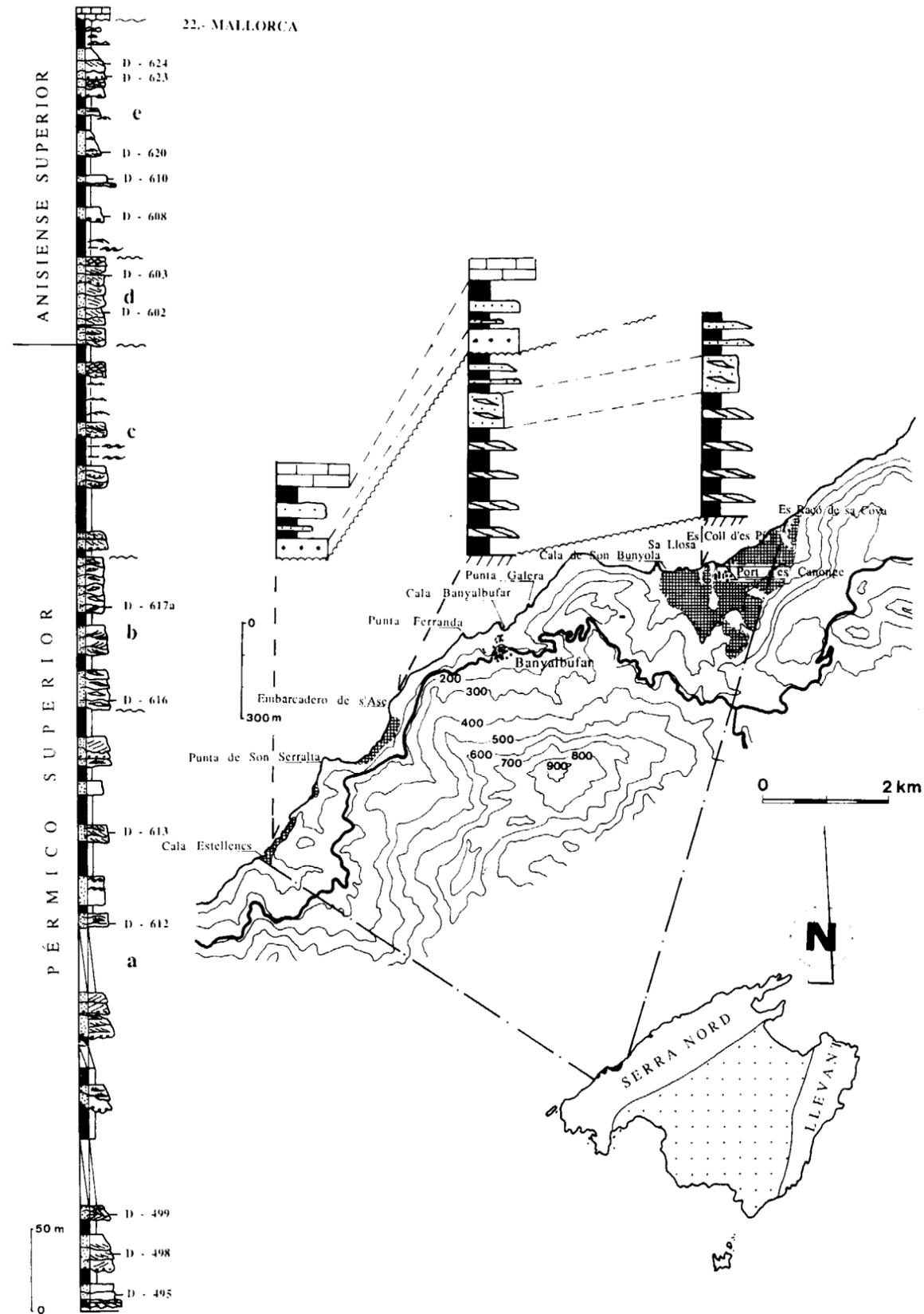


Figura 36.—Serie estratigráfica de Mallorca.

mineral de cobre), con superficies erosivas onduladas, a veces con abundantes cantos de pelitas, que las marcan, y una estratificación interna sigmoidal muy manifiesta. Son abundantes los depósitos residuales conglomeráticos de elementos intracuencales. Estos cuerpos canalizados presentan mezcla de estructuras típicamente fluviales con otras de medios mareales. Su interpretación como canales mareales es poco probable, pues cortan una llanura de desbordamiento fluvial y no, como sería lógico, una llanura mareal en sentido estricto. Asimismo, es difícil atribuirlos a canales fluviales sometidos a bruscas y continuas caídas del régimen de flujo, pues la asociación de estructuras sedimentarias sería diferente.

#### Tramo c):

De 135 m de potencia, medido en un angosto y abrupto barranco situado en el extremo E de la costa de Es Port d'es Canonge, puesto que es inaccesible por el acantilado. Está formado por una serie pelítica que domina sobre los niveles de areniscas que se les intercalan. Tanto unas como otras poseen facies similares a las descritas anteriormente.

Las areniscas forman niveles canaliformes de como máximo 8 m de espesor, constituidos por uno o varios ciclos estrato y granodecrecientes, con un depósito residual conglomerático intracuencal en la base y frecuentes superficies onduladas separando los diferentes grupos de láminas.

Las pelitas presentan abundantes intercalaciones de areniscas de grano fino, unas veces bioturbadas, otras con *climbing ripples* y otras, las más delgadas, con estratificación lenticular. Es también abundante la bioturbación y los *burrows* atribuidos a rizocreciones.

Existen, además, dos intercalaciones de conglomerados debidos a coladas fangosas, a las que se les superponen sendas capas con *climbing ripples*.

Los materiales de granulometría fina corresponden a depósitos de desbordamiento, mientras que los de areniscas medias y, algunas veces groseras, corresponden al relleno de canales fluviales, probablemente de régimen meandriforme en unos casos, y rectilíneos anastomorados en

otros, por los que penetrarían las mareas. Las paleocorrientes presentan una fuerte dispersión, aunque la procedencia general de los aportes es del NO. En general, están de acuerdo con los medios sedimentarios propuestos: en las areniscas con influencia mareal con frecuentes grupos de paleocorrientes opuestas (a 180°) y así como situadas a 90°.

Este tramo limita mediante una superficie de discordancia con el suprayacente, límite en el que podría situarse el final de la era Primaria y el comienzo de la Secundaria (RAMOS y DOUBINGER, 1989).

#### Tramo d):

Uno de los niveles más característicos por su composición, facies y morfología, es el que constituyen las areniscas de Sa Punta Rotja en Estellencs, o bien el acantilado inaccesible situado inmediatamente al O del embarcadero de Sa Pedra de s'Ase.

Este tramo posee una potencia de 58 m y está formado por areniscas de grano medio organizadas en barras con grupos de láminas planares más o menos asintóticas respecto de la base, que raras veces rebasan el metro de altura y que están limitadas por superficies de erosión onduladas. Se hallan cortadas por superficies erosivas canalizadas, a veces marcadas por alineaciones de cantos pelíticos, rellenas de areniscas con estratificación en surco, que por lo general no alcanza los 30 cm de espesor.

Entre las barras o entre canales y barras existen, localmente, intercalaciones delgadas de pelitas con bioturbación, a veces con nódulos de caliche y/o a veces con capas de areniscas de grano muy fino con *climbing ripples*. Estas pelitas van aumentando en potencia y frecuencia hacia la parte alta del tramo, así como las capas de areniscas de grano fino con *climbing ripples*.

Se han interpretado como un sistema fluvial de cuerpos trenzados, donde los elementos finos han sido prácticamente lavados y depositados más distalmente en el sistema deposicional. El carácter unidireccional de las paleocorrientes de este tramo, que proceden del NO, y su poca dispersión habla en favor de un área de depósito confinada como consecuencia de una tectónica activa, inmediatamente pre o sinsedimentaria.

Probablemente, estas areniscas pertenecen al Triásico, puesto que los niveles pelíticos que se les superponen, según RAMOS y DOUBINGER (1989), pertenecen al Anisiense Superior, faltando, pues, todo el Esquitiense y una parte importante del Anisiense.

#### Tramo e):

Se ha medido al E de cala Estellencs, en el abrupto barranco perpendicular a la costa situado en el paraje denominado «Sa Pedra Alta». La serie permotriásica finaliza con un tramo de 160 m de espesor, que podría, por su composición litológica, subdividirse en tres: uno inferior mixto compuesto por niveles de pelitas y de areniscas y uno superior pelítico, en parte cubierto en todos los afloramientos por derrubios de pendiente, que limita con los carbonatos del Muschelkalk.

El inferior está formado por niveles pelíticos con capas intercaladas de areniscas de grano fino a limo, de geometría planoparalela, que poseen unas veces estratificación lenticular, otras *climbing ripples* y otras, aunque localmente, dunas con morfología de *sand waves* de partículas intracuencuales. Todos estos materiales presentan un importante grado de bioturbación e incluyen *burrows* atribuidos a rizocreciones. Se les intercalan asimismo, niveles de areniscas de grano medio, canaliformes, con cantos pelíticos en la base, estructuras de deformación hidrolástica y con una clara acreción lateral. En conjunto, deben interpretarse como canales meandriformes con un abundante desbordamiento.

En el subtramo intermedio dominan las areniscas en barras, con estratificación planar, cortadas por canales con estratificación en surco. En la base de éstas son frecuentes los cantos de pelita y restos de madera carbonizada o limonitizada. Los cuerpos de areniscas están individualizados por pasadas de pelitas que, a veces, presentan intercalaciones de capas de areniscas o limos con *climbing ripples* y, a veces, dunas de tipo *sand wave* constituidas por microconglomerados de carácter intracuencial (derivadas de la erosión de paleosuelos de tipo calcreta y ferricretas). Al igual que en el subtramo infra-yacente, éstas pueden interpretarse como barras de meandro, en un período en que el ritmo de la subsidencia se ha ralentizado. Las paleocorrien-

tes indican una procedencia del cuarto cuadrante y un área de sedimentación hacia el segundo con una notable dispersión del mismo.

El subtramo pelítico superior con intercalaciones de capas de areniscas de grano fino con estratificación de tipo wavy y lenticular, está formado por un apilamiento de ciclos de facies depositadas en una llanura mareal mixta y fangosa. Cada ciclo presenta en la base estratificación wavy, que va pasando a lenticular y finalmente a pelita en el techo. El conjunto está cortado por algún pequeño canal atribuido a un *tidal creek*. En la parte alta de la serie van intercalándose niveles carbonatados estromatolíticos, que van marcando el comienzo de la sedimentación carbonatada que caracteriza a la facies Muschelkalk.

### 3.2.4. Petrología de los depósitos arenosos

#### 3.2.4.1. Petrografía

En el apartado de estratigrafía y facies, se ha dividido la serie permotriásica de Mallorca en cinco tramos, habiéndose agrupado, en este capítulo, los tres intermedios (tramos b, c y d) en uno sólo, por sus similitudes petrológicas. Durante la realización de esta serie se han recogido 38 muestras, cuyas características petrográficas más relevantes serán descritas a continuación.

Tramo inferior: Las areniscas de este tramo tienen una composición, en general, sublitoarenítica, que de base a techo del tramo va evolucionando de términos claramente litoareníticos a posiciones más cuarzoareníticas (fig. 37). El tamaño medio de grano está comprendido entre 0,25 y 0,125 mm. Las características texturales sufren también una evolución en vertical, ya que en la base del tramo las areniscas presentan términos angulosos y mal seleccionados y en el techo los granos son subredondeados y tienen una selección moderada (tabla 5).

Tramo intermedio: La parte inferior del mismo está constituida por litoarenitas con una granulometría entre 0,5 y 0,25 mm, una selección de moderada a buena y una redondez variable (anguloso-subredondeado). En la parte superior, son cuarzoarenitas con un tamaño de grano y un índice de redondez similares y una selección de sus componentes de buena a muy buena.

Nº muestra	Qm	Qpc2-3	Qpc+3	Qpf	Qp	Qml	Qsd	COs	Qt
<b>SERIE Nº 22 MALLORCA</b>									
D-495	27	13,4	11,5	0	0	5,3	0	0	57,1
D-498	24,3	11,2	17,8	1	0	3,2	0,4	0	57,8
D-499	22,2	19,7	23,2	0	0	5	0	0	70,1
D-612	38,8	10,8	11,5	0	0	1	0	0	62
D-613	26,6	16,1	15,4	0,9	0	1,7	0	0	60,9
D-616	20	12,2	17,9	1,8	0	4,3	0	1,8	58,3
D-617a	23,5	8,6	7,5	0	0	7,2	0	0,2	47,1
D-602	48,1	21,8	9,1	0	0	2,1	0	0	81
D-603	43,4	20,7	13	0	0	1,4	0	0	78,6
D-608	28,8	10,8	7,7	0	0	1	0	0,7	49
D-610	23,1	13,6	5,4	0	0	2,7	0	0	44,8
D-620	32,8	10,5	7,6	0	0	2	0	0	52,9
D-623	27,8	8,6	10	0	0	2,7	0	2,7	52,7
D-624	29,5	9,1	7,9	0	0	1,9	0	0	48,4
Nº muestra	Ks	Kp	CKs	P	PK	Lgm	Sh	Ch	BI
<b>SERIE Nº 22</b>									
D-495	0	0	0	0	0	22,1	0	0,2	0
D-498	0	0	0	0	0	13,4	0	0,8	0
D-499	0	0	0	0	0	13,9	0	0,8	0
D-612	0	0	0	0	0	9,3	0	0	0
D-613	0	0	0	0	0	7,8	0	0,9	0
D-616	0	0	0	0	0	20,2	0	2	0
D-617a	0	0	0	1,4	0	38,5	0	0,5	0,5
D-602	0	0	0	0	0	2,3	0	0	0
D-603	0	0	0	0,2	0	1	0	0,5	0
D-608	5,3	0	1,2	0	0	9,9	0	0	0,5
D-610	3,8	0	0,9	0	0	13,1	0	0	0,9
D-620	4,1	0	0,2	0	0	11,5	0	0,8	0,2
D-623	4,2	0	1	0	0	10,9	0	0,6	0
D-624	3,5	0	0	0	0	13	0	0,9	0,9
Nº muestra	Ms	Oth	Cpf	Ncpf	Mtsi	Qc	Cc	Dc	DFec
<b>SERIE Nº 22</b>									
D-495	0	0	0,2	1,4	0	6,2	0	0	0
D-498	0	0	0	3,6	0	9,5	0	0,6	0
D-499	0	0	0	0	0,4	6,4	0	0	0
D-612	0,3	0	0	2,8	0	10	0	0	0
D-613	0	0	0	2,8	0	16,1	0	8,9	0
D-616	0	0	0,4	0	0	10,8	0	4,3	0
D-617a	1,4	1,9	0	0	0	2,8	0	2,8	0
D-602	0,3	0	0	0	0	10,1	0	0,5	0
D-603	0	0	0	0,2	0	11,6	0	5,1	0
D-608	2,2	0	0	0	0	16,8	0	7,9	0
D-610	3,2	0	1,4	2,3	0	14,3	0	8,6	0
D-620	0	0	0	0	0	17,8	0	2	0
D-623	0,2	0	0	0	0	8,8	0	17,6	0
Nº muestra	Fec+Coat	Ba	FKc	Kaol	Il	Tamaño	Redondez	Selección	Contacto
<b>SERIE Nº 22</b>									
D-495	9	0	0	0	3,7	0,17-0,08	ang	Mala	C-C
D-498	7,7	0	0	5,5	1,2	0,25-0,125	subred	Mala	C-C
D-499	2,7	0	0	2,1	3,7	0,25-0,125	ang	Mala	C-C
D-612	14,3	0	0	0,3	0,8	0,125-0,06	ang	Mod.	C-C
D-613	4	0	0	0	1,1	0,25-0,125	subred	Mod.	Puntual
D-616	0,4	0	0	0	2,8	0,35-0,17	subang	Buena-mod.	Punt,larg
D-617a	0,7	0	0	0	2,3	0,125-0,06	ang	Buena	C-C
D-602	0,5	0	0	0	3,9	0,17-0,08	ang	Buena	Largo
D-603	0,7	0,2	0	0	1,7	0,25-0,125	subred	Buena	Puntual
D-608	2,6	0,2	0	0	2,6	0,125-0,06	subang	Buena	Puntual
D-610	2,9	0	0	0	2,9	0,125-0,06	subang	Buena	Puntual
D-620	5,3	0,2	0	0	4,5	0,125-0,06	red.	Buena	Puntual
D-623	2,9	0	0,8	0	0	0,25-0,125	red.	Mod.-buena	Punt,larg
D-624	10,5	0	0	0	1,4	0,125-0,06	subred	Buena	Puntual

Tabla 5.—Porcentajes modales de los diferentes componentes de las areniscas de Mallorca, a partir del contaje de puntos realizado según la tabla 1.

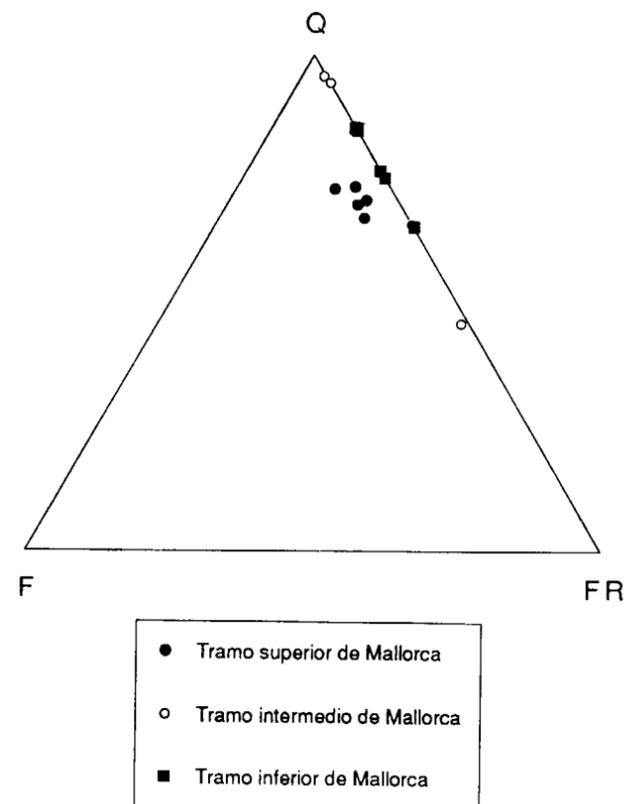


Figura 37.—Composición de las areniscas de la isla de Mallorca en un diagrama Q-F-FR de PETTIJOHN et al. (1972).

En estos dos primeros tramos el componente mayoritario del esqueleto es el cuarzo tanto en su variedad monocristalina (20-48 por 100) como en la policristalina (16-43 por 100). Le siguen en importancia (tabla 5) los fragmentos de roca metamórfica (8-38 por 100), por lo general de bajo grado (filitas, esquistos, pizarras metasedimentarias), que presentan una tendencia decreciente en su contenido hacia el techo de estos dos tramos. Los feldespatos son plagioclasas que limitan su aparición al tramo intermedio y con porcentajes que no superan el 1,4 por 100. Otros componentes, ya muy minoritarios, son los fragmentos intracuencales pedogenéticos, de tipo carbonático o no, que forman parte del esqueleto de las areniscas (sobre todo del tramo inferior), con porcentajes de hasta el 3,6 por 100 del total de la muestra. Como accesorios tenemos *chert*, micas (moscovita, biotita y clorita) y minerales pesados (circón, rutilo y turmalina).

Un hecho a destacar es que en la parte superior del tramo intermedio se dan los porcentajes más altos de cuarzo monocristalino (48 por 100 del total de la muestra) coincidiendo con los contenidos más bajos de fragmentos metamórficos (inferiores al 2,3 por 100).

Tramo superior: Corresponden a sublitoarenitas (fig. 37) con una granulometría dominante comprendida entre 0,125 y 0,062 mm. El índice de redondez varía entre subangular y redondeado y la selección es, por lo general, buena.

Desde el punto de vista composicional es necesario destacar la existencia de feldespato potásico en porcentajes muy constantes, que rondan el 4 por 100 a lo largo de todo este tramo, la mayor abundancia de cuarzo monocristalino con respecto a la tipología policristalina y el aumento en el contenido de micas (0,2-4 por 100) sobre todo del tipo moscovita.

La matriz arcillosa, siempre presente en estas areniscas es generalmente de composición ílítica o interestratificadas I-E, con porcentajes que varían entre 1 y 4 por 100 y su origen está ligado fundamentalmente a la formación de epimatriz y pseudomatriz. También existe caolinita en forma de *pore filling*, pero su presencia se ve relegada sólo al tramo inferior, donde puede alcanzar valores de hasta el 5,5 por 100 del total de la muestra.

#### 3.2.4.2. Procedencia

De los datos expuestos con antelación se deduce que tanto el tramo inferior como el intermedio evolucionan de base a techo hacia una mayor madurez tanto composicional como textural.

Siguiendo los criterios de DICKINSON et al. (1983) corresponderían a depósitos de áreas geotectónicas de orógenos reciclados (fig. 38), donde la abundancia de fragmentos metamórficos y cuarzo policristalino resalta la presencia de áreas geotectónicas de orógenos reciclados (fig. 38), donde la abundancia de fragmentos metamórficos y cuarzo policristalino resalta la presencia de áreas fuente líticas metamórficas.

Las areniscas del techo del tramo intermedio se caracterizan por su elevada madurez (máximo contenido en cuarzo monocristalino y mínimo en fragmentos de roca metamórfica) y, por tanto,

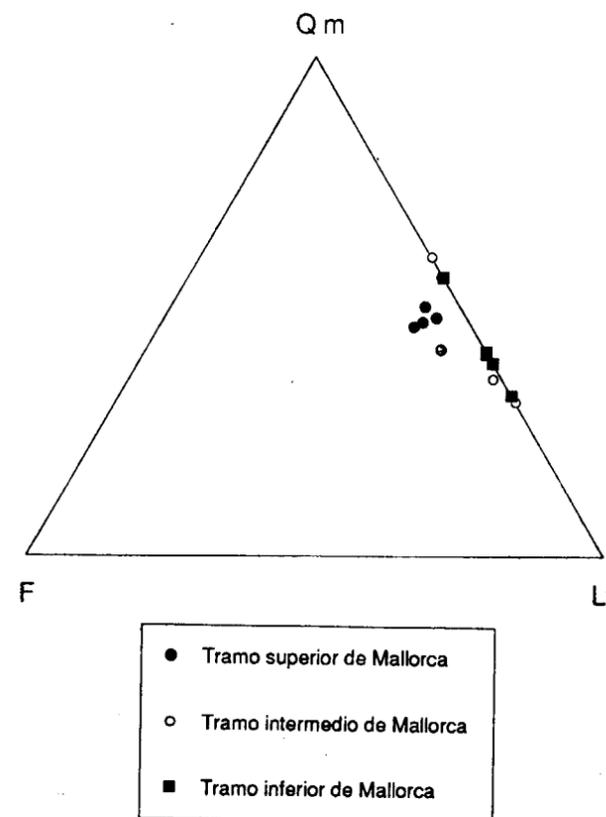


Figura 38.—Composición de las areniscas de la isla de Mallorca en un diagrama Qm-F-Lt de DICKINSON et al. (1983).

serían el producto de la evolución sedimentológica de depósitos procedentes de áreas fuentes metamórficas de bajo grado, por lo que podrían tener un origen asociado al reciclado de los depósitos permotriásicos anteriores.

El tramo superior, de manera análoga a como ocurría en las series de la Cordillera Ibérica, se encuentra claramente diferenciado por un cambio composicional (aparición de feldespato potásico e incremento de la relación cuarzo mono/policristalino), que refleja de igual modo el influjo de áreas graníticas, aunque no de forma tan acusada. Esta diferencia puede observarse en el diagrama Qm-F-Lt de DICKINSON et al. (1983) (fig. 38), si bien las areniscas del tramo superior quedarían también proyectadas en el campo de los orógenos reciclados y por tanto no perderían su relación con las áreas fuente metamórficas de las que proceden los tramos infrayacentes.

#### 3.2.4.3. Diagénesis

De la mineralogía diagenética cabe destacar como cemento omnipresente el sintaxial de cuarzo (3-20 por 100). Otros cementos también importantes serían los de óxido de hierro (0,4-14 por 100), bien en forma de *coating* ferruginoso o bien rellenando la porosidad intersticial. El cemento filosilicático de illita e I-E alcanzaría valores de 1-4 por 100. Con una aparición más esporádica se encuentran los cementos carbonáticos (0-19 por 100), más frecuentes en el tramo superior que en el inferior. Como cementos accesorios se han podido contabilizar el de feldespato potásico (sólo en el tramo superior), el de baritina y el de caolinita, que sólo se encuentra en la base del tramo inferior. A partir del mismo va disminuyendo su contenido hasta desaparecer hacia el techo de la serie.

La secuencia general de cementos que ha sido deducida para estas areniscas correspondería a unos procesos eodiagenéticos en los que se formarían *coatings* ferruginosos y/o *clay rim* de illita, habiéndose detectado en el techo del tramo inferior magnesita mediante R-X. En el tramo intermedio aparecerían en esta etapa, cementos tempranos de calcita poiquilótópica, probablemente relacionada con materia orgánica de tipo algal. Sólo en el tramo superior se encuentra cemento sintaxial de feldespato potásico que precipita durante esta etapa.

En la mesodiagénesis tendría lugar la compactación mecánica, que daría gran cantidad de pseudomatriz en los tramos ricos en fragmentos de roca metamórfica, y la formación de parches de óxidos de hierro relacionados asimismo con la compactación y con la deformación y rotura de los componentes intracuencales. En segundo lugar precipitaría el cemento sintaxial de cuarzo, que pasaría de ser escaso en la base a muy abundante en el tramo medio y superior y se produciría el reemplazamiento del cemento de feldespato potásico por el silíceo. En tercer lugar se formarían los cementos de anhidrita y de baritina, esta última muy escasa, que posteriormente serán dolomitizados. Al final de esta etapa, se produciría el *pore filling* de caolinita, sólo en la base de la columna y debido a la entrada de aguas subterráneas meteóricas.

La secuencia diagenética encontrada revela, en primer lugar, la influencia de las áreas fuentes

sobre la mineralogía diagenética, ya que la compactación mecánica impide la precipitación de cuarzo y carbonatos principalmente. En segundo lugar, esta secuencia indica que el tipo de fluidos intersticiales serían una mezcla de aguas continentales y marinas. Y por último, que en profundidad existiría alguna entrada de aguas meteóricas, a partir de las cuales precipitaría caolinita, tal y como propone el modelo de BJORLYKKE (1983).

### 3.3. MENORCA

#### 3.3.1. Introducción

El denominado promontorio balear, continuación de la Cordillera Bética hacia el Mediterráneo, aflora de las aguas como último testigo de su extremidad oriental, dando lugar a la isla de Menorca. El estudio de sus afloramientos, dada

su posición geográfica dentro del Mediterráneo occidental y dado su interés por constituir casi la terminación del promontorio balear, son de una suma importancia, más aún teniendo en cuenta, dentro de las reducidísimas dimensiones de la isla, la variada representación estratigráfica.

La isla posee 702 Km<sup>2</sup>, de los cuales 267 corresponden a la región de Tramuntana, modelada en suaves y multicolores lomas, que soportan una red fluvial que drena hacia el N. El resto, 435 Km<sup>2</sup>, región de Migjorn, lo forma la plataforma miocénica, ligeramente basculada al S, donde los angostos barrancos, que en ella han hecho su incisión, drenan en esta dirección.

Es en la región de Tramuntana donde afloran materiales que abarcan desde el Silúrico hasta el Cretácico. Los que alcanzan mayor extensión y que destacan fuertemente por su color en el paisaje son los permotriásicos (fig. 39).

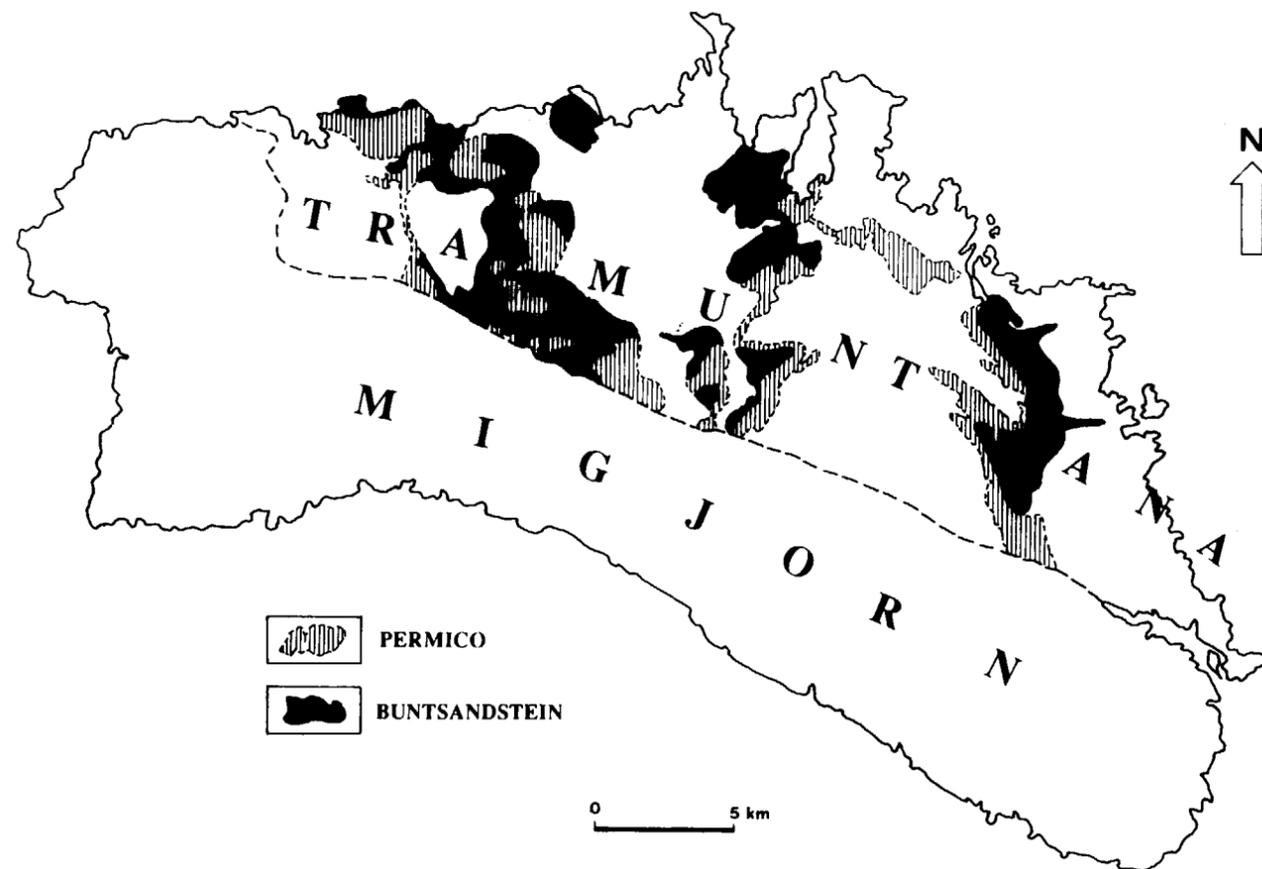


Figura 39.—Mapa de situación de los afloramientos permotriásicos de la isla de Menorca.

Estos materiales han sido motivo de estudio por diferentes autores. Cabe señalar, por el grado de avance que han representado en la evolución de los conocimientos, la tesis de BOURROUILH (1973), verdadero jalón en el estudio geológico de la isla y el proyecto MAGNA con la confección de las hojas 1:50.000 núms. 618, 619, 646 y 647 (ROSELL et al., 1987) del Mapa Nacional (cartografía a escala 1:25.000). En esta última se incluyen los datos obtenidos en la tesis de licenciatura (GOMEZ-GRAS, 1987), que constituyó la introducción a la temática que debía cristalizar, años más tarde, en el presente trabajo.

Se realizaron 14 series estratigráficas en los afloramientos más completos de la isla. De éstas se obtuvieron 70 muestras para su estudio petrográfico. Se considera innecesaria la repeti-

ción de los datos que figuran en la documentación complementaria de las hojas del MAGNA citadas así como en la publicación de ROSELL et al. (1988). No obstante, se describirá una serie sintética, de nueva realización, indicando, si es necesario, las variaciones existentes entre las columnas. Como serie más característica de los materiales pérmicos cabe citar la de cala Pilar-Alfurinet-Anticrist, que puede realizarse en dirección E-O, siguiendo la costa N entre la cala Pilar y el Peñal de l'Anticrist. La serie estratigráfica está formada por dos niveles: uno inferior de características similares en toda la isla y uno superior, de transición al Muschelkalk, con facies distintas en el extremo E (serie de Capell de Ferro) y en el O (serie de Sa Punta Rotja d'Algaiarens) (fig. 40).

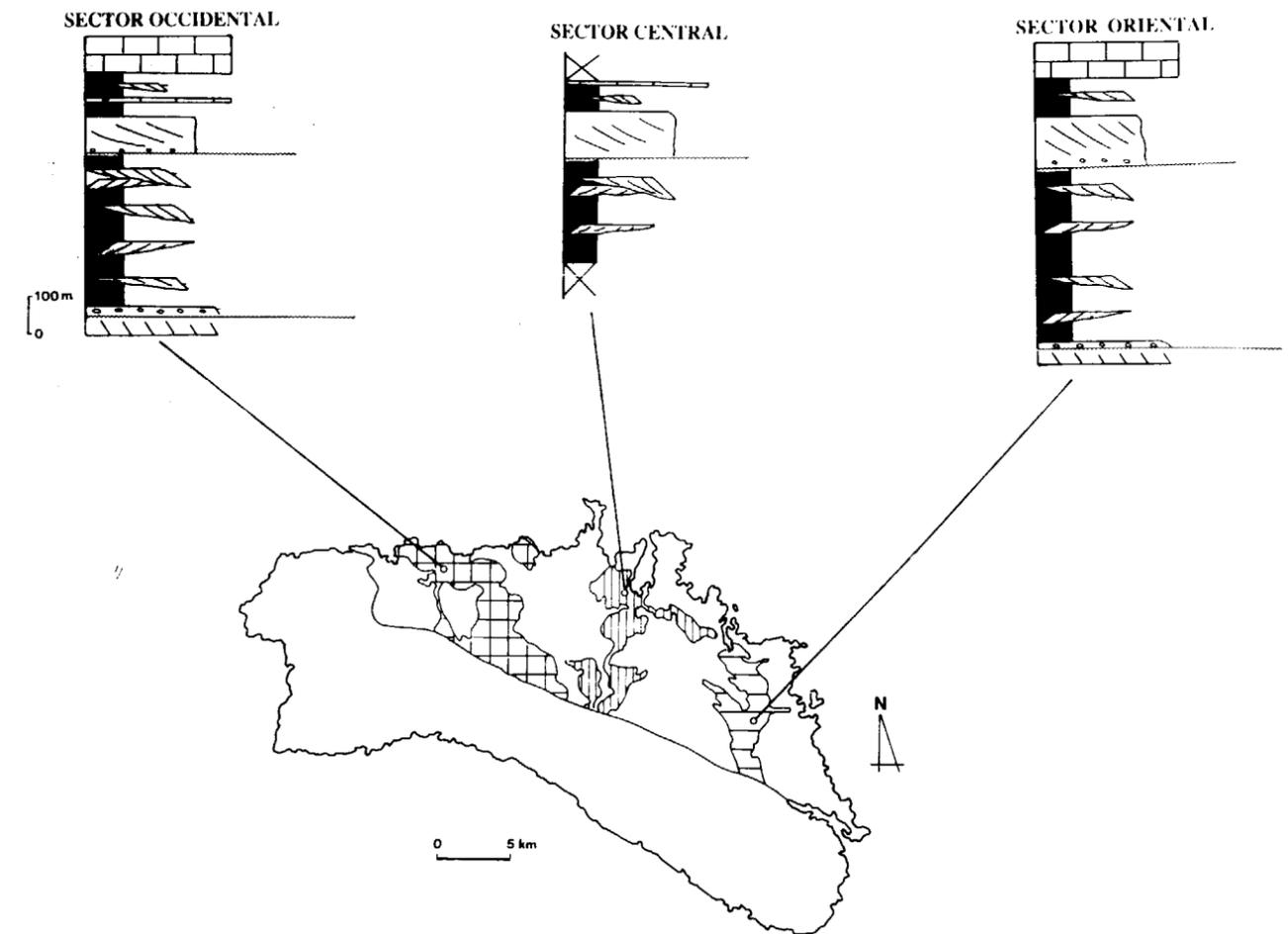


Figura 40.—Series estratigráficas del Permotriás de los sectores occidental, central y oriental de la isla de Menorca.

### 3.3.2. La serie estratigráfica

La serie sintética está formada, de abajo arriba, por (fig. 40):

- 6 m (extremo oriental de cala Pilar) de conglomerados, desorganizados en la base, con un diámetro máximo que puede superar los 20 cm, de composición cuarcítica y pelítica rubefactada, aumentando la proporción de matriz hacia la parte alta, a veces organizados en ciclos granodecrecientes. Incluyen abundantes restos de nódulos carbonatados, bien formando parte de dunas con estratificación cruzada planar, o en forma de paleosuelos con abundantes rizocreciones. Estos conglomerados o brechas descansan en discordancia angular y erosiva sobre las facies turbidíticas del Carbonífero. Los 3 m por debajo del contacto se encuentran fuertemente rubefactados, observándose, dentro del conglomerado basal pérmico, cantos procedentes del Carbonífero con o sin rubefacción.
- 100 m (del extremo E al extremo O de cala Pilar) del tramo predominantemente pelítico en el que se ha excavado la cala Pilar. Se le intercalan capas de arenisca de grano fino con *climbing ripples* y de partículas intracuencales microconglomeráticas organizadas en *sand waves*, que se han interpretado como facies de desbordamiento de canales (no aflorados en este área) y de retrabajamiento de paleosuelos.
- 195 m (Punta d'es Carregador-Sa Bombarda) de alternancia de niveles de pelitas y de arenisca. Las pelitas están afectadas frecuentemente por procesos edáficos y bioturbaciones, algunas por lo menos debidas a raíces. Las areniscas pueden dividirse en dos grupos, unos genéticamente ligados a las pelitas (pues constituyen facies de desbordamiento) y el resto, que constituyen el relleno de canales inactivos. Los niveles de areniscas de desbordamiento pueden ser de dos tipos: unos limitados por planos paralelos a la escala del afloramiento, de granulometría fina a muy fina, completamente formados por *climbing ripples* y otros, que constituyen cuerpos lenticulares con cantos microconglomeráticos de origen intracuencal pedogenético (fragmentos de rizocreciones y de suelos, fundamentalmente de tipo calcreta y ferricreta) o no pedogenético (*rip-up-clast*). Estos últimos cuerpos se presentan o como depósito residual (de hasta 0,5 m de espesor) en la base de los canales antes mencionados o como estructuras de tipo *sand wave* (SOUTHARD, 1975), pasando transicionalmente en los dos casos a areniscas de grano fino con *climbing ripples*, que constituirían los depósitos de *levee* o de margen de canal. Las facies canalizadas están formadas por un solo ciclo estrato y granodecreciente, o por dos o tres separados por superficies erosivas, que pueden ser interpretados, cada uno de ellos, como una barra de meandro.
- 85 m (Sa Bombarda) cubiertos por los aportes aluviales y marinos (cuaternarios y actuales) de Sa Bombarda. Cabe la posibilidad de que por el barranco pase una pequeña fractura que en definitiva haya reducido algo la serie.
- 55 m (Es Macar d'Alfurinet, base del escarpe de l'Anticrist) de facies iguales a las anteriores, con la aparición de conglomerados como depósito residual de algunos de los canales y la mayor frecuencia de éstos sobre los depósitos de desbordamiento. Algunos de estos canales se encuentran imbricados dando niveles de areniscas de espesor relativamente importante.
- 10 m de conglomerados medidos en el acantilado de l'Anticrist, donde alcanza su mayor espesor en la isla. Yacen sobre la serie pérmica en contacto claramente discordante. Están compuestos por cantos de cuarzo, cuarcita y lidita de 5 cm de diámetro medio con contactos de presión/disolución, matriz areniscosa, fundamentalmente de la misma composición, y escaso cemento que es de tipo silíceo y caolinítico, aumentando hacia la parte alta el porcentaje de matriz. Se hallan organizados en barras con una estratificación cruzada planar muy manifiesta. En el resto de la isla estos conglomerados poseen un desarrollo mucho menor. Con ellos se inicia una nueva etapa de relleno de la cuenca.
- 120 m (escarpe de Es Capell de Ferro) de areniscas, en su gran mayoría de grano medio, organizadas en grandes barras que, en ocasiones, alcanzan los 5 m de espesor. Estas barras se hallan separadas por superficies ero-

sivas onduladas, a veces marcadas por alineaciones de cantos pelíticos o por la existencia de pequeños niveles de pelita roja entre ellas. Localmente, se hallan cortadas por superficies erosivas que limitan cuerpos canalizados con estratificación en surco a mediana escala.

- 100 m (nivel superior de Es Capell de Ferro o de Ses Penyes) de pelitas con paleosuelos y raros niveles de areniscas intercalados, canalizados, deposicionales o de desbordamiento. Por lo general, se hallan cubiertos por derrubios de pendiente procedentes de las calizas del Muschelkalk suprayacentes. En Sa Punta Rotja d'Algaiarens, quizá con un espesor algo menor, la serie está formada por pelitas con paleosuelos y niveles de areniscas intercalados. Los paleosuelos son espectaculares por el gran desarrollo y la gran calidad de nódulos carbonatados atribuidos a caliche y a rizocreciones. Las areniscas de grano medio están organizadas en cuerpos con una clara acreción lateral atribuidos a barras de meandro y las de grano fino, se encuentran limitadas por planos paralelos con *climbing ripples* y, por lo general, bioturbadas; además se han considerado como depósitos de desbordamiento (en esta zona, estos materiales se hallan atravesados por un dique de rocas subvolcánicas). La existencia de una intercalación de carbonatos, finamente laminados, obliga a admitir la presencia, como en la Cordillera Costero Catalana en el Triásico Medio, de una transgresión en dos tiempos separados por un momento con una continuidad en la sedimentación terrígena roja.

### 3.3.3. Visión de conjunto

Aunque los afloramientos de la isla de Menorca son mucho más extensos que los de Mallorca, las variaciones de sus facies y espesores son tan pequeños que no permiten conocer el tipo de cuenca sedimentaria y su evolución en el espacio, por falta de afloramientos de series diferentes con los que establecer variaciones laterales. Prácticamente, dada la homogeneidad de las series en toda la isla, es como si se analizara una única serie estratigráfica, un sector muy pequeño de la cuenca y sus variaciones en el tiempo. Probablemente, todas las series ocupa-

rían una posición inicial dentro del graben, donde se depositarían alineadas según las fracturas dominantes, lo que explicaría esta homogeneidad entre ellas. Cuando aflora el contacto basal del Pérmico con el Carbonífero, éste se halla siempre afectado por un intenso proceso de rubefacción.

Como resultado de la primera estructuración pérmica se produce la sedimentación del conglomerado basal. Probablemente, es un conglomerado residual que representa un lapso importante de tiempo. La presencia de abundantes niveles de paleosuelos y de *burrows* atribuidos a raíces (rizocreciones) obliga a pensar que durante su sedimentación, y más concretamente, inmediatamente después de ella, hubo prolongados períodos de tiempo en los que, a lo sumo, se retrabajaban los mismos materiales que previamente se habrían depositado en las pequeñas áreas deprimidas, originadas como consecuencia de los primeros momentos de la distensión.

En una segunda fase más regional y en la que tuvo lugar una subsidencia rápida y homogénea en toda la zona que ocupaba la isla de Menorca, se desarrollaba una sedimentación fluvial en régimen meandriforme con abundante material de desbordamiento, en el que se producen fenómenos de edafización y bioturbación, con *levees* bien desarrollados; es decir, diques o márgenes de los canales, y con barras de meandro, donde se depositaban los materiales más groseros (que raras veces superan la granulometría media). Estos ríos fluían de N a S de los afloramientos, tal cual se hallan situados en la actualidad.

Estos materiales han sido datados, por esporas y polen, tanto en la tesis de BOURROUILH (1973) como en la documentación complementaria de las hojas MAGNA, dando en los dos casos una edad de Pérmico Superior.

Al final de la sedimentación de este tramo, el ritmo de la subsidencia se ralentiza produciendo una imbricación de las barras de meandro (en número pequeño), dando a veces la falsa impresión de que los cauces fluviales sean de tipo trenzado.

Una segunda fase de estructuración tiene lugar en el Triásico Inferior, probablemente en el Anisiense, momento en el cual da comienzo la sedimentación de las facies Buntsandstein, con el típico conglomerado cuarzoso de la base. A con-

tinuación, y en toda la isla, se establece un régimen aluvial de ríos trenzados, con un desarrollo predominante de barras cortadas por pequeños canales, que procedían del NE de la zona originaria de depósitos, probablemente de un área que podría calificarse de local y lateral con respecto a la posición de la cuenca *rift* en que se depositaron. Esta unidad masiva areniscosa, con una granulometría de arena media, prácticamente constante a lo largo de todo su espesor y área, puede reconocerse en toda la isla.

Y, finalmente, en la cuenca vuelven a establecerse condiciones de sedimentación fluvial con un desbordamiento y procesos de edafización muy importantes, que revelan paros sedimentarios, aunque difícilmente cuantificables, que deben tener un cierto valor geológico. El cambio paleogeográfico tiene que ser importante, puesto que el contacto con las areniscas de ríos trenzados es muy brusco, pasando de unas condiciones de sedimentación (que podrían calificarse de locales) a otras más generales (al igual que en la sedimentación pérmica) en las que, probablemente, el aporte se haya realizado a lo largo de la depresión del graben.

Estos materiales fluviales en su parte superior son retrabajados por el mar en la primera invasión marina, que dio lugar a la sedimentación del nivel de carbonatos de Algaiarens, probablemente correlacionables con el Muschelkalk Inferior de la Cordillera Costero Catalana. Como hipótesis de trabajo, cabe la posibilidad de que en Menorca la transgresión se realizara hacia el E, al contrario de lo que sucedía en las otras cuencas estudiadas, puesto que existen dos barras carbonatadas sólo en el sector occidental, mientras que en el sector oriental la inferior está sustituida por un retoque mareal en el sedimento terrígeno.

### 3.3.4. Petrología de los depósitos arenosos

Los materiales que componen la serie permotriásica de Menorca fueron estudiados por primera vez, desde el punto de vista petrológico, en GOMEZ-GRAS (1987), siendo este trabajo resumido y publicado en ROSELL et al. (1988). Con posterioridad, fueron motivo de un estudio petrológico comparativo con las series siliciclásticas paleozoicas (Devónico Inferior y Carbonife-

ro Inferior) de Menorca en ARRIBAS et al. (1990). En dicho trabajo se analizan los procesos de reciclado y las variaciones en la litología de las áreas fuente, y se establece un modelo de procedencia acorde con el modelo tectosedimentario expuesto en ROSELL y ELIZAGA (1989).

En el presente trabajo se describirán las principales características petrológicas de las areniscas del Permotriásico de Menorca, centrándose sobre todo en las muestras (22 de ellas de nueva recolección), que pertenecen a las series estratigráficas anteriormente aludidas. Estas muestras han servido para elaborar los diferentes triángulos de representación, que vienen incluidos en el texto. Además se abordará, por primera vez, el estudio del ambiente diagenético en el que se compactaron estos materiales y se utilizará como un punto más de comparación con las series vecinas del Permotriás insular y peninsular.

#### 3.3.4.1. Petrografía

La descripción de estos materiales se hará utilizando las subdivisiones de la serie estratigráfica realizadas para este trabajo, que coinciden en gran medida con las subdivisiones anteriores.

#### Tramo inferior (Pérmico):

Abarca los cinco primeros subtramos descritos en el apartado estratigráfico, a los que se les han asignado, en los trabajos anteriormente citados, una edad pérmica. Son sublitoarenitas y cuarzoarenitas con un tamaño de grano medio comprendido entre 0,25-0,125 mm y presentan una mayor madurez tanto composicional como textural hacia el techo de este tramo (fig. 41).

Mineralógicamente, el componente mayoritario del esqueleto de estas rocas es el cuarzo, dominando la variedad policristalina sobre la monocristalina. Los fragmentos de roca, cuantitativamente, son el de tipo metamórfico de bajo grado (pizarras y esquistos) sobre los de origen sedimentario (areniscas de grano fino y radiolaritas) y volcánico (traquitas ácidas), que pueden alcanzar un porcentaje máximo del 9 por 100. Los feldespatos son del tipo plagioclasa y pueden, localmente, alcanzar valores de hasta el 7 por 100 (serie de cala Pilar), aunque su aparición no es constante en todas las series. Los fragmentos de

mismos es moderada. Composicionalmente presentan características similares a las areniscas del tramo infrayacente, siendo importante resaltar la disminución drástica en el contenido de fragmentos de roca, sobre todo de tipo metamórfico. Las plagioclasas son muy escasas y generalmente se encuentran muy alteradas a ilita.

#### Tramo superior (Buntsandstein Superior):

Son subarcosas líticas (fig. 41) con una granulometría, por término medio, inferior a la del tramo infrayacente, siendo sus granos angulosos y con una selección de moderada a buena. Es de destacar el cambio composicional neto que se observa en la base de estos depósitos, y que se refleja en un aumento en los fragmentos de roca de tipo metamórfico de bajo grado, y en la brusca aparición de feldespatos potásicos (ortosa y microclina) cuyo contenido se va incrementando hacia el techo del tramo, pudiendo alcanzar valores de hasta el 20 por 100.

A lo largo de toda la serie estas areniscas presentan, en general, una matriz constante pero no muy abundante, siendo su composición, fundamentalmente, caolinítica e ilitica. Localmente, pueden alcanzar valores de hasta el 10 por 100 del total de la muestra y su origen generalmente es diagenético. La caolinita se encuentra como *pore filling* formando los típicos abanicos de crecimiento, a favor de la porosidad y con efectos corrosivos sobre los clastos del esqueleto. La ilita se presenta en forma de *pore lining* alrededor de los granos de cuarzo, en relación con ilita detrítica procedente de la deformación y disgregación de los fragmentos de roca metamórficos.

#### 3.3.4.2. Procedencia

A partir de los datos comentados con anterioridad se deduce que las areniscas del tramo inferior tienen una cierta madurez composicional, donde la gran abundancia de cuarzo policristalino y su relación con los fragmentos de roca evidencian un predominio de áreas fuente líticas metamórficas sobre las sedimentarias y volcánicas. En el diagrama Qm-F-Lt (DICKINSON et al., 1983) (fig. 42), estas areniscas pérmicas se proyectarían dentro del campo de los orógenos reciclados, lo que reafirmaría la procedencia me-

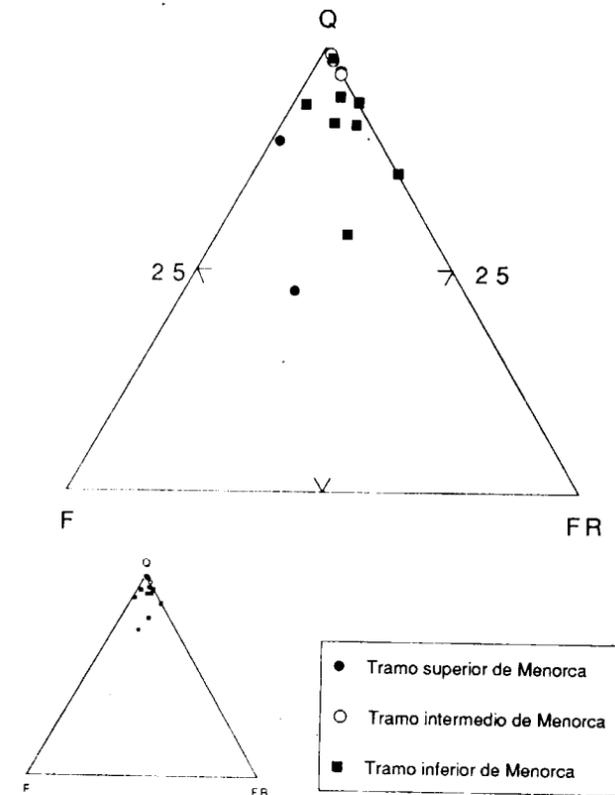


Figura 41.—Composición de las areniscas de la isla de Menorca en un diagrama Q-F-FR de PETTIJOHN et al. (1972).

origen intracuenal son componentes muy frecuentes en estos depósitos pérmicos (hasta 8 por 100). En general, presentan las mismas características petrológicas que los descritos en las otras series permotriásicas del Mediterráneo occidental. A la forma en que afloran se la puede catalogar, en muchos casos, de espectacular. No en vano, los afloramientos de cala Pilar, descritos en el apartado estratigráfico, fueron los que inspiraron el análisis de detalle de estas partículas a lo largo de toda la zona de estudio.

#### Tramo intermedio (Buntsandstein Inferior):

Representa a los dos subtramos siguientes de la serie estratigráfica, a los que se les asigna una edad Anisiense (ROSELL et al., 1988). Son cuarzoarenitas con un tamaño de grano, exceptuando el conglomerado basal, muy constante (0,25-0,125 mm) (fig. 41). El índice de redondez de los granos es subredondeado y la selección de los

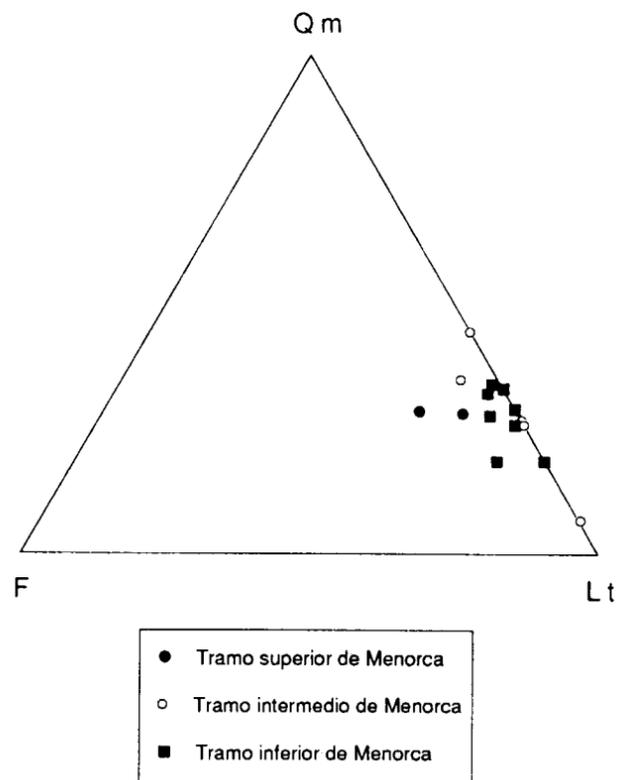


Figura 42.—Composición de las areniscas de la isla de Menorca en un diagrama Qm-F-Lt de DICKINSON et al. (1983).

tamórfica y metasedimentaria deducida para estos depósitos por los criterios petrográficos.

Las areniscas del tramo intermedio presentan el mayor grado de madurez tanto textural como composicional de toda la serie permotriásica de Menorca, ligado probablemente al reciclado de los propios depósitos pérmicos infrayacentes. También, se podría deber a un importante grado de retrabajamiento de estos materiales durante su sedimentación, al igual que ocurre en el tramo inferior de la Cordillera Costero Catalana. En el diagrama anteriormente citado (fig. 42), estas areniscas caen proyectadas en el campo de los orógenos reciclados, en una posición similar a las del tramo inferior, pero directamente sobre el lado Qm-Lt y desplazadas hacia este último polo. Este hecho evidencia su evolución sedimen-

tológica a partir de depósitos procedentes de áreas fuente metasedimentarias líticas.

Por el contrario, y siguiendo los criterios de DICKINSON et al. (1983), el tramo superior o Buntsandstein Superior queda claramente diferenciado de los infrayacentes por un cambio composicional neto. Este es reflejo de la influencia de áreas fuentes cristalinas, que actuarían de manera conjunta, pero sin llegar a dominar a las áreas fuentes metamórficas, deducidas para los anteriores tramos y sin llegar a perder su carácter geotectónico ligado al reciclado orogénico (fig. 42).

#### 3.3.4.3. Diagénesis

Los cementos más significativos y abundantes son cuarzo, óxidos de hierro y dolomita. Otros cementos menos importantes cuantitativamente son los de feldespato potásico, calcita, dolomita ferrosa, siderita y, ya con contenidos accesorios y de aparición muy esporádica, el de baritina y anhidrita. Al igual que para la serie de Mallorca, los *coatings* ferruginosos y de illita e I-E serían eodiagenéticos. El cemento de feldespato potásico, sólo en el tramo superior, sería el siguiente en precipitar en forma de recubrimiento sobre los granos de su misma composición. Durante la mesodiagénesis y en relación con la compactación mecánica se formaría el cemento ferruginoso y precipitaría el cemento silíceo con texturas sintaxiales sobre el recubrimiento ferruginoso y/o arcilloso. Por último, se produce la cementación carbonática, que generalmente empieza con el cemento de dolomita, en forma de mosaico y con texturas importantes de reemplazamiento hacia componentes del esqueleto u otros cementos precedentes como la anhidrita y la baritina. La calcita suele presentar texturas claras de dedolomitización. Es de destacar la ausencia de los cementos carbonáticos en el tramo intermedio.

La secuencia de cementación deducida para las areniscas permotriásicas de la isla de Menorca presenta las mismas características y evolución, que las del Permotriás de Mallorca, produciéndose por tanto en un ambiente diagenético análogo y debido fundamentalmente a la mezcla de aguas dulces de carácter meteórico con aguas de origen marino.

## 4. SINTESIS

### 4.1. INTRODUCCION

En los capítulos correspondientes, para cada una de las áreas estudiadas se han descrito aquellas características que desembocaban en un análisis de cuenca, aunque muchas veces de carácter parcial. Esta síntesis representa ya un intento de concluir a partir de los datos de campo, una vez elaborados. A pesar de ello, aquí se intentarán sintetizar las conclusiones parciales, que vienen reseñadas al final de cada capítulo. Muchas de estas conclusiones conducen inexorablemente al planteamiento de nuevos problemas. No hay que olvidar que el objetivo principal, propuesto en el comienzo del trabajo, es analizar los sedimentos permotriásicos de los afloramientos más cercanos al Mediterráneo occidental (costa mediterránea de la Península Ibérica e islas Baleares). De este análisis de conjunto surgirá la conclusión final.

En esta visión de conjunto o síntesis de las diferentes subcuencas, donde se depositaron estas series rojas, convergen tres líneas distintas de investigación que, a su vez, han funcionado simultáneamente:

- El análisis del modelo tectónico o de la configuración de la cuenca sedimentaria, es decir, del espacio donde se depositarán los materiales.
- La historia del relleno de la misma en función de la tectónica, de las variaciones del nivel de base de la red fluvial y del tipo y modo de funcionamiento de los cursos aluviales y fluviales.
- Finalmente, la determinación del tipo de material que ha ido relleno la cuenca y de su variación composicional en el espacio y en el tiempo.

### 4.2. MODELO TECTONICO

Avanzado el Pérmico, tuvo lugar una fase distensiva que afectó a toda la Península Ibérica, dando lugar a una serie de fosas y umbrales, que se rellenaron con los depósitos residuales que habían sido preparados al final del Carbonífero y a comienzos del Pérmico. Estos depósitos se fabricaron al mismo tiempo que el relieve se

iba peneplanizando bajo unas condiciones climáticas, probablemente agresivas.

Estas cuencas distensivas en forma de semigraben, similares a las que propuso ROSENTHAL et al. (1986) para las cuencas *rift* del Africa Central, disponían sus «cabeceras» en los alrededores de la «Meseta» (macizo hercínico y prehercínico) y se extendían en dirección NO-SE, abriéndose hacia el área mediterránea actual, donde debía situarse la cuenca marina.

Durante la etapa de relleno, las fracturas principales de estos semigrabens siguen actuando intermitentemente, al mismo tiempo que iban marcando el ritmo mayor en el proceso sedimentario. Este ritmo tectónico deja sentir sus efectos con una mayor o menor intensidad. Dos de los momentos más intensos se produjeron al configurarse la cuenca (discordancia permo-carbonífera) y al comienzo del Triásico, dando origen a la discordancia permo-anisiense. Además, la influencia tectónica se hace notar, tanto en la serie pérmica como en la triásica, produciendo cambios bruscos en la distribución vertical de las facies y en la composición petrológica, siendo además, la causa de la aparición en la columna, de discordancias angulares de rango menor, de difícil correlación entre las diferentes subcuencas.

Estos sistemas de fracturas en la Cordillera Costero Catalana, dan lugar a un verdadero modelo de cuenca a escala, en el cual la sedimentación del Pérmico a lo sumo corresponde, con reservas, al nivel conglomerático basal, y al Triásico Inferior el resto de sedimentos terrígenos que la llenan.

La cuenca semigraben con un mejor desarrollo areal y en potencia de sedimentos es la de la Cordillera Ibérica. El modelo fue propuesto por ARCHE y LOPEZ-GOMEZ (1989) para su sector oriental y por LOPEZ-GOMEZ y ARCHE (1992) para el occidental. Este último se coincide en líneas generales con el adoptado en este trabajo.

Los cabalgamientos originados en la etapa compresiva terciaria (miocénica) que ha afectado al Levante peninsular en la Cordillera Ibérica y que se propagan hacia el SO, han aprovechado para iniciar su deformación líneas de fractura heredadas de los grabens mesozoicos (BANKS y WARBURTON, 1991), o sea las orientadas de NO a SE.

Por el contrario, para los sistemas de despegue béticos en la zona de las Baleares y concretamente para Mallorca, dichos grabens tendrían una orientación perpendicular a la dirección de compresión, lo que explicaría la poca extensión lateral de los afloramientos. Esta reducida extensión lateral se ve además acentuada por constituir los materiales triásicos el nivel de despegue de los cabalgamientos miocénicos. Por otro lado, si esta disposición fuera real cabría la posibilidad de que la potencia dada para la serie general del Permotrias de Mallorca fuera menor, ya que algunos de los tramos del sector E podrían ser equivalentes laterales de los del sector O, tal como ocurre en el semigraben más septentrional de la Cordillera Costero Catalana, aunque esta posibilidad parece un tanto remota.

Por el contrario, en Menorca, cuyos materiales fueron sedimentados en una subcuenta distinta a la de Mallorca, la disposición tectónica de la cuenca sería similar, mientras que la extensión de los afloramientos es mucho mayor, debido a la orientación general de la isla. Por tanto, la actual extensión y disposición de los afloramientos

representaría un corte longitudinal de una parte del semigraben que explicaría la presencia constante de todos sus tramos y la similitud de sus características sedimentológicas y petrológicas a lo largo de toda la isla.

Por último, cabría formular la hipótesis de que los sistemas de despegue distensivos, citados en la memoria, pudieran migrar lateralmente en el tiempo de la misma manera que lo hacen los sistemas compresivos. Así pues, los más evolucionados (Cordillera Ibérica-Mallorca-Menorca) habrían sido los primeros en formarse y los menos evolucionados (Cordillera Costero Catalana), los últimos (fig. 43). Si ésta se cumpliera, se habría producido una migración de los sistemas hacia el NE desde el graben de la Cordillera Ibérica, hasta como mínimo el alto de Girona. El graben más septentrional, es decir, el del Pirineo, estaría directamente relacionado con la zona de fractura del Golfo de Vizcaya y sería quizá el más evolucionado de todos, debido a que esta fractura es de mayor entidad y magnitud y, probablemente, más antigua que las descritas en esta memoria.

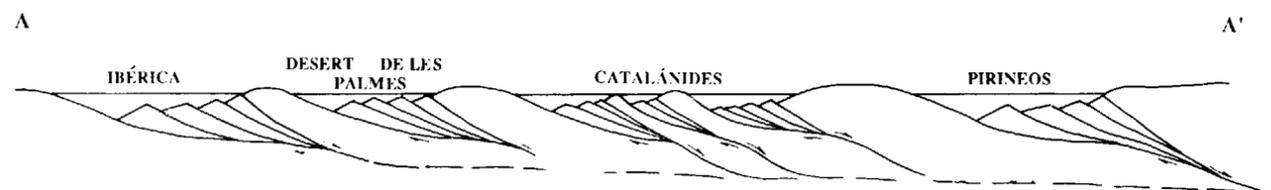
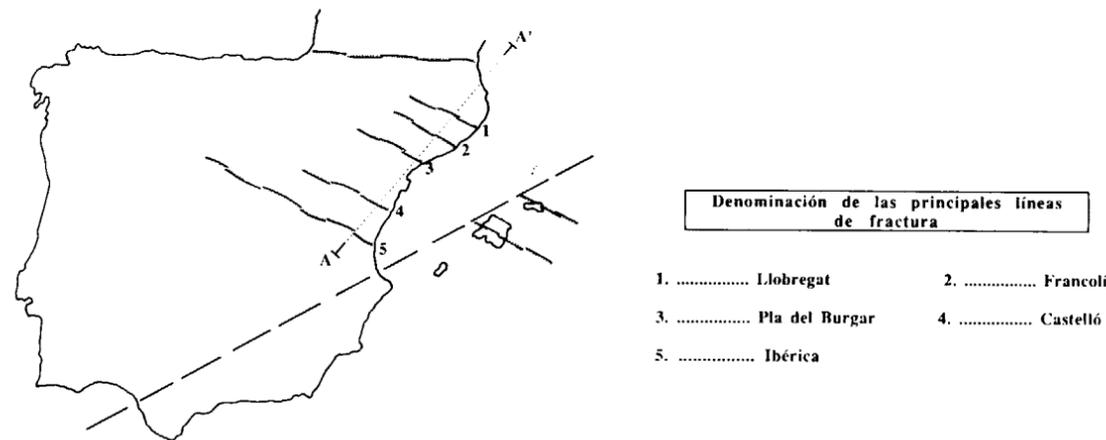


Figura 43.—Sistemas de despegue que originan los semigrabens de la vertiente mediterránea de la Península Ibérica.

4.3. ESTRATIGRAFIA

La síntesis de las características estratigráficas generales se ha realizado siguiendo tres cauces diferentes: el apilamiento de los cuerpos rocosos y su situación en la escala temporal, el problema de las correlaciones entre ellos y el estudio de las facies de los litosomas diferenciados.

En la casi totalidad de las series estudiadas, el límite entre el Pérmico y el Triásico es fácil de situar debido a la existencia de una fase tectónica y erosiva que los separa. Esta discordancia, además, está constatada en las no muy numerosas dataciones realizadas en base al contenido palinológico de las escasas muestras en las que no se encuentra oxidado. Esta discordancia, en toda el área estudiada, abarca todo el Esquitienense y quizá, parte del Pérmico terminal y localmente, el comienzo del Anisiense.

La serie, en general, está integrada por el apilamiento de cuerpos litológicos, que son consecuencia de dos sistemas sedimentarios diferentes que se repiten en el tiempo: uno de carácter local, con áreas fuentes en los umbrales y sedimentación aluvial, por lo general mal desarrollada, al pie de los escarpes de las fallas y un segundo tipo de sedimentación que alterna con el anterior y de ámbito más general tanto en lo que respecta a su área fuente como a su transporte de carácter fluvial. El primer momento representa una etapa de relleno lateral de la cuenca y el segundo, de carácter expansivo, representa una etapa de relleno axial paralelo a los bordes principales del semigraben. Este último es un momento en que las facies dominantes depositadas en el semigraben son de *by pass*, existiendo una preponderancia de las facies finas de desbordamiento, ya que las más groseras son transportadas a lo largo de las áreas canalizadas (zonas de verdadero transporte fluvial a lo largo de los grabens), en busca de su área de sedimentación, la cuenca marina.

Tal como demuestra el dispositivo tectónico, el sistema fluvial drenaba de NO a SE. Al NO se situaba la zona de erosión (Meseta) y hacia el SE el mar. Esta disposición, además, explicaría que en ciertos momentos de elevación del mar, éste deje sentir su acción en las asociaciones de facies; al elevarse el nivel de base de la red fluvial obligaría a retrogradar los sistemas deltaicos y, por lo tanto, a que los cuerpos de are-

niscas presenten estructuras sedimentarias de carácter marino junto a las fluviales.

El apilamiento estratigráfico, asimismo, está en función del ritmo de la subsidencia. Su acción se manifiesta más en la frecuencia de los tipos de facies que en las verdaderas variaciones de los mismos. El estudio de la subsidencia como tal cae fuera de los objetivos de este trabajo. No obstante, su ritmo, especialmente en el relleno de la cuenca fluvial meandriforme, influye en la mayor o menor frecuencia con que tendrá lugar el depósito de las barras de meandro, tanto en el espacio como en el tiempo, pudiendo amalgamarse y dar, por tanto, cuerpos de areniscas con apariencia de ríos trenzados. Además, el ritmo de la subsidencia junto a las variaciones del nivel de base de la red fluvial y junto a la velocidad o tasa de sedimentación, influirá en los tipos de facies, que compondrán las parasecuencias de VAN WAGONER (1985).

Con esta arquitectura estratigráfica es fácil deducir que las correlaciones efectuadas en una misma cuenca, y sobre todo entre cuencas distintas, sean muy difíciles de efectuar. Las correlaciones geométricas o litoestratigráficas carecerán de fundamento sedimentológico. Tan sólo los escasos criterios de correlación de índole tectónica o estructural (UTS *sensu* GARRIDOMEGIAS, 1982), los basados en las variaciones generales del nivel de base de las redes de drenaje y los derivados de las escasas muestras paleontológicas estudiadas podrían ser utilizados con rigor científico. A ellos hay que añadir los fundamentados en la litología de los distintos materiales y en su composición petrológica, criterio este último que ha constituido uno de los objetivos principales de este trabajo.

En general, los tipos de facies que pueden distinguirse en estas series estratigráficas, son reducidos y han sido reiteradamente descritos en la literatura: aluviales en sistemas de ríos trenzados y fluviales en régimen meandriforme. Estos se repiten dos veces como consecuencia de la tectónica: una en el Pérmico y otra en el Triásico.

Los conglomerados, localizados en la base de los dos ciclos (el Pérmico y el Triásico), pueden considerarse como el producto de la sedimentación residual debida a cursos torrenciales de origen local, y que constituyen la primera etapa

de relleno de los semigraben. Se localizan adosados a uno de los límites de los mismos. En la serie de Eslida el hecho de que no exista el conglomerado basal (a pesar de hallarse parcialmente tectonizada) se explicaría por su posición central en el graben de la Cordillera Ibérica. Estratigráficamente, esta entrada con toda probabilidad se debería encontrar al desplazarse hacia los bordes principales de los grabens. Estos conglomerados constituyen el almacenamiento de los depósitos residuales más inmediatos, que se acumulan probablemente, en forma de coladas fangosas al pie de las fallas, cuando éstas eran activas. El hecho de que los conglomerados, en la mayor parte de los afloramientos, carezcan de matriz puede explicarse por derivar de coladas fangosas en las que los elementos finos van lavándose hasta colapsar la parte de la colada de granulometría más gruesa. El retrabajamiento posterior de los mismos, que imprime el sello de las corrientes tractivas, es el resultado final de su evolución histórica, que pudo haber sido tan complicada como desconocida, pero que sin duda es la causante, junto con la actuación del clima en el área fuente, de la extrema redondez de los cantos, observada en la mayoría de los depósitos, así como de su composición cuarzosa, prácticamente oligomítica.

Los aluviales, desde el punto de vista de la geología de facies es difícil de diferenciar entre el medio aluvial y el fluvial en régimen trenzado, están constituidos por llanuras arenosas en las que convergen dos características: una granulometría prácticamente homogénea (arena media) y una organización de los cuerpos arenosos en barras, a veces de gran tamaño, cortadas esporádicamente por pequeños canales con estratificación cruzada en surco. Estos aluviales se hallan imbricados o bien compenstan el relieve. Este tipo de facies es el que presenta siempre el tramo inferior del Buntsandstein, exceptuando su base de tipo conglomerático.

Las facies fluviales meandriformes son las que dominan en toda la sedimentación pérmica y son, además, con las que finaliza la sedimentación del Buntsandstein. A lo largo de estas cuencas elongadas, la composición de las areniscas de estas facies está en función de la litología de sus cabeceras y de las contaminaciones sufridas durante el transporte.

Durante la sedimentación del Buntsandstein, el

desarrollo de esta unidad fluvial meandriforme es muy pequeño y constituye la etapa final de relleno de los materiales terrígenos de la cuenca. En la parte más alta de la serie permotriásica, las facies terrígenas rojas presentan estructuras intra y supramareales que marcan el preludio de la transgresión del Muchelkalk y que dan paso a una formación carbonatada de carácter expansivo.

#### 4.4. FACIES

La sedimentación fluvial en régimen meandriforme presenta una gran variedad de facies que puede dividirse en dos grupos: cuerpos canalizados o barras de meandro y facies de desbordamiento.

Las barras de meandro están compuestas por un ciclo estrato y granodecreciente, con una clara acreción lateral en los cortes perpendiculares a la dirección del canal que los originó. Estas barras, a veces, se amalgaman en un número reducido, dando la impresión en el afloramiento, de depósitos de cursos trenzados. Este hecho adquiere carácter de espectacularidad en el momento en que, por cambios bruscos en el ritmo de la subsidencia, son varios los cuerpos amalgamados, como ocurre frecuentemente en la parte superior del ciclo de sedimentación pérmico. Estos paleocanales o barras de meandro (*point bars*) son fácilmente identificables por la presencia de líneas de acreción lateral, por formar un sólo ciclo estrato y granodecreciente y, porque están situados en áreas donde los cursos fluviales desbordan periódicamente.

Las facies de desbordamiento, en general, corresponden a materiales pelíticos, afectados por procesos pedogenéticos más o menos desarrollados, y a cuerpos areniscosos, siempre de granulometría fina o muy fina, con *climbing ripples*, que frecuentemente se encuentran bioturbados (rizocrecciones). Dentro de los cuerpos areniscosos, asimismo existen dos tipos de facies diferentes: los más potentes corresponden a capas limitadas por planos paralelos y los de menor espesor, a pequeños lentejones de areniscas de grano fino a muy fino que dan la típica estratificación lenticular más o menos bioturbada.

Además, son facies de desbordamiento las depositadas en los márgenes o diques de los canales

(facies de *levee*). Geométricamente se caracterizan por su corta longitud en relación a su altura. Presentan facies muy características que podrían resumirse en un apilamiento de dunas (tipo *sand waves*), que se erosiona hacia el canal y se acuñan rápidamente hacia las áreas de desbordamiento. Estas dunas son microconglomeráticas o de arena fina y poseen, hacia el área de desbordamiento donde se acuñan, laminaciones debidas a *climbing ripples*. Asimismo, en vertical acaban siempre en un intervalo de *climbing ripples*. Las dunas microconglomeráticas están formadas por gránulos intracuencales de tipo pedogenético (nódulos de caliche, fragmentos de rizocrecciones y de suelos de tipo calcreta y ferricreta) o no pedogenéticos (*rip-up-crest*), por lo general derivados de la erosión de paleosuelos y producto de la concentración, lavado y retrabajamiento en forma de depósito residual, por parte de las corrientes que desbordan. También pueden encontrarse acumulaciones de esta misma composición en la base de los canales, cuando éstos, por su migración lateral intrínseca, van erosionando y sedimentando en forma de depósito residual (*lag*), las facies anteriormente comentadas.

Por un ascenso relativo del nivel del mar, ya avanzada la sedimentación pérmica, y tan sólo en el graben de la Cordillera Ibérica y en el de Mallorca (suponiendo que se trate de dos subcuencas separadas), los materiales areniscosos fueron afectados por la acción de las mareas, que entraban a favor de las áreas canalizadas. La sedimentación arenosa se realizaba hacia el interior del graben, dando lugar a un delta estuario, en el que coexistían estructuras fluviales y mareales, al mismo tiempo que desaparecían prácticamente las facies de desbordamiento.

Probablemente, esta subida relativa del nivel del mar coincide con los momentos de ralentización de la subsidencia que tienen lugar al final del ciclo de sedimentación pérmico, coincidiendo además, con el *highstand* eustático del ciclo. En este momento, fundamentalmente se realizará un retrabajamiento de los sedimentos pérmicos depositados con anterioridad. Este cambio de ciclo en la Cordillera Ibérica (tramo intermedio) y en Mallorca (tramo b) se produciría a techo del tramo arenoso marino-fluvial, que coincide con el plano de discordancia entre el Pérmico y el Triásico y en Menorca y la Cordillera Cos-

tero Catalana coincidiría con la discordancia basal del Buntsandstein.

#### 4.5. MODELO EUSTATICO

##### 4.5.1. Introducción

En el desarrollo de un curso natural desde la cabecera hasta su nivel de base, la corriente intentará alcanzar una pendiente de máxima eficiencia que le permita transportar, a la velocidad justa, toda la carga suministrada desde la cabecera, prevaleciendo las características del canal. De esta manera se define el perfil de equilibrio de un río como el perfil longitudinal de una corriente en estado de equilibrio dinámico, es decir un perfil cuyo gradiente uniforme en cada punto sea suficiente para capacitar a la corriente, para transportar la carga de sedimento disponible en la cabecera.

La altura de cada punto del perfil longitudinal de un río viene directamente determinada por la posición del nivel de base, mientras que la pendiente y la forma de la curva están controlados por la carga y la descarga, es decir, factores impuestos corriente arriba. Estos dos factores vienen definidos por una función compleja de muchas variables que, en definitiva, dependen directamente de la actividad tectónica y del clima reinantes en el área fuente. Por tanto, la distribución original del tamaño de grano y de los tipos deposicionales (*braided*, meandriforme, anastomosado) vendrán controlados primariamente por la tectónica y por el clima, y la altura del nivel de base por el eustatismo.

En el medio de sedimentación fluvial tenemos que distinguir dos ambientes deposicionales muy similares en facies pero conceptualmente diferentes: los abanicos aluviales y las llanuras fluviales.

##### *Abanicos aluviales:*

El control de este ambiente deposicional lo ejerce el clima y la tectónica. La tectónica influirá en la geomorfología de la cuenca, es decir, en crear espacio para sedimentar, en crear las diferencias de altitud para iniciar el transporte y será responsable de crear ciclicidad a escala secuencial. El clima controlará los cambios de fa-

cies a pequeña escala. Los cambios eustáticos difícilmente influirán en el nivel de base de los abanicos, por lo que prácticamente no ejercerán influencia alguna en la ciclicidad de los sedimentos.

#### Llanuras fluviales:

El control de este ambiente deposicional lo ejerce el clima y el eustatismo. La tectónica (aparte de crear el espacio en el que depositar los materiales) junto al clima, dictaminan el perfil de equilibrio original y por tanto la distribución de facies inicial, pero los cambios en su perfil de equilibrio, es decir, la secuencialidad de su relleno, será controlada por los cambios climáticos en su cabecera y por los cambios eustáticos relativos en su desembocadura.

En resumen, la tectónica junto con el clima, son quienes controlan en un principio el tipo de relleno de la cuenca, aunque los cambios en el ritmo de sedimentación que se traduzcan en cambios en la columna estratigráfica, serán determinados tan sólo por el clima en el caso de los abanicos aluviales y por el clima y el eustatismo (aunque el uno puede ser causa del otro), en el caso de las llanuras fluviales.

#### 4.5.2. Tipos de secuencias

##### Secuencias Eustáticas, Glacioeustáticas o Climáticas de 2.º orden:

La sedimentación detrítica viene enmarcada en secuencias de 2.º orden limitadas por discordancias mayores de tipo 1. La base de la serie detrítica vendrá representada por una discordancia erosiva que se desarrollará durante la bajada eustática global, hasta conseguir el nivel más bajo donde cesará la actividad erosiva, debido fundamentalmente a la existencia mínima de agua en el sistema. La sedimentación fluvial en este período será mínima, debido al escaso transporte ligado a la disminución progresiva de agua en el sistema y al *by pass* de sedimentos generalizado hacia las cuencas marinas, debido al encajamiento global de la red fluvial. Por tanto, este período se caracterizará por la edafización general del substrato, por la erosión generalizada y por la baja tasa de sedimentación. Este momento se traduce en los sedimentos en depósitos en masa, coladas fangosas, depósitos pro-

ducto de un importante retrabajamiento de partículas intracuencales. Este tipo de depósitos estarán más ligados al inicio de la bajada eustática, ya que, al final, la actividad fluvial será mucho menor por no decir nula en zonas cercanas al inicio de la glaciación.

A partir del inicio de la lenta subida eustática global se irá implantando progresivamente una mayor cantidad de agua en el sistema. Por tanto, la red fluvial empezará a transportar todo el potencial de sedimentos creado por meteorización (sobre todo morrenas glaciares) en la etapa anterior y que se encuentra disponible en la cabecera de la red. Este es el momento de la sedimentación fluvial generalizada que comenzará con el depósito de la carga de mayor granulometría, que no es capaz de transportar debido a la paulatina subida del nivel de base. El registro que encontraremos en la mayoría de los casos será granodecreciente, mal organizado en la base y con creciente organización hacia el techo en forma de cursos trenzados con barras laterales y longitudinales que llegan a ser de tamaño de arena fina. Al final de este período, *still stand* eustático, es cuando más agua existe en el sistema y por lo tanto es cuando más capacidad de transporte posee la red de drenaje. Esto se traduce en la implantación de sistemas fluviales expansivos de tipo meandriforme y anastomosado, con crecientes depósitos de desbordamiento y paleosuelos hacia el techo. En estos momentos es cuando la plataforma recibe más cantidad de aporte que se traducirá en la creación de series deltaicas y plataformas mixtas.

Con esto se concluye una secuencia de segundo orden que tendrá una duración de unos 5 m.a. y dejará depósitos de centenares de metros (tabla 6a).

#### Secuencias de tercer orden:

¿Existen secuencias de tercer orden en fluvial? Sí, pero serán más fáciles de identificar en aquellos lugares de la red más próximos al nivel de base, tanto si es el mar como si es un lago. A medida que nos alejamos de los mismos, tendremos que ayudarnos de técnicas cartográficas, pudiendo perderse todo tipo de ciclicidad, teniendo que poner especial atención en aquellas discordancias erosivas cartografiadas como mínimo una serie de kilómetros. En ambientes de

#### 4.5.3. Aplicación al Permotrias del Mediterráneo occidental

El Permotrias del Mediterráneo occidental viene enmarcado por dos secuencias de segundo orden observables en las series de València, Mallorca, Menorca y Pirineos. En la Cordillera Costero Catalana sólo se ha registrado la segunda de estas dos secuencias y quizá también en Gerri de la Sal.

La primera de estas dos secuencias tendría como base la discordancia angular erosiva del Permotrias con el Paleozoico que se produjo con la bajada eustática global que tuvo lugar hace 270 m.a. (tabla 6b). La rubefacción, el conglomerado basal y los paleosuelos con grandes raíces o rizocreciones, se formarían a lo largo de la bajada global. Durante la lenta subida eustática se depositaron los sedimentos de facies meandriformes existentes por debajo del Buntsandstein. El final de la sedimentación fluvial de esta secuencia coincide con la erosión que provoca la discordancia de tipo 1 con la que comienza la secuencia siguiente.

Las secuencias de tercer orden dentro de esta secuencia de segundo pueden venir representadas por los cambios de empaquetamiento de las *point bars* en las series de Menorca y Mallorca o incluso en las de València.

El límite entre la primera y segunda secuencia de segundo orden es la discordancia mayor global de tipo 1 que tuvo lugar hace 255 m.a. (tabla 6b). La sedimentación del Buntsandstein que se sitúa sobre esta discordancia se desarrollaría en mayor medida, a lo largo de la lenta subida eustática, pero sobre todo a finales de ésta, que culminará en el Anisiense con la sedimentación carbonatada del Muschelkalk Inferior (Cordillera Costero Catalana y Menorca). Por lo tanto, todo el Buntsandstein y el Muschelkalk Inferior representan una secuencia de segundo orden que acabaría con la discordancia mayor de tipo 1 de hace 239 m.a. En la serie de València probablemente este límite se corresponda con el techo del tramo medio arenoso. De esta manera, explicaríamos más fácilmente el cambio neto de paleocorrientes y de composición que comporta el tramo meandriforme del techo. Este cambio sería consecuencia de las fuertes modificaciones en el surco paleogeográfico debidas a la bajada eustática global.

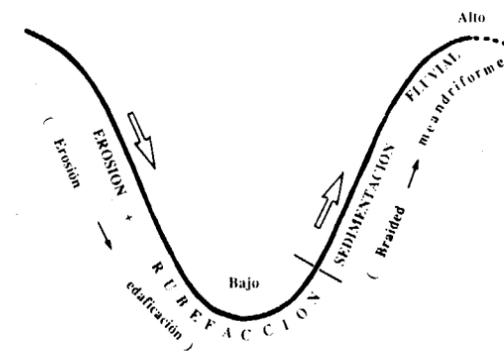
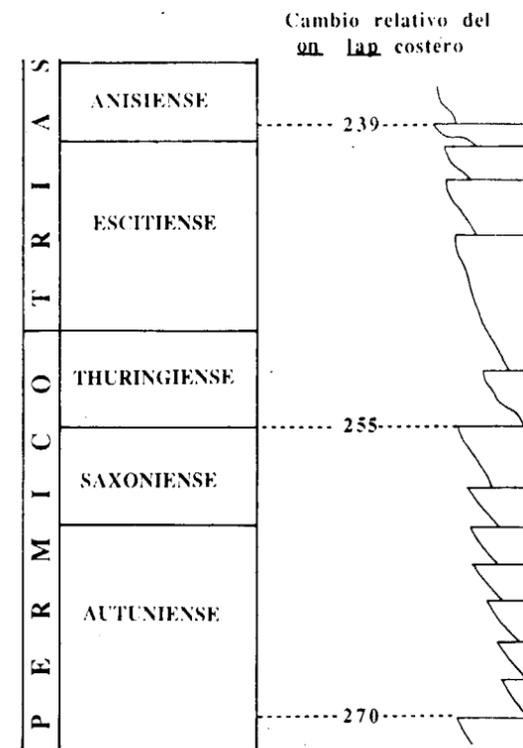


Tabla 6. — a) Momentos de erosión-sedimentación en función del nivel del mar. b) Cronoestratigrafía del Pérmico y Triásico Inferior en relación a la curva eustática.

abanicos aluviales los límites de estas secuencias serán discordancias erosivas provocadas por cambios de clima húmedo a árido. Esta discordancia se corresponderá con evaporitas en el centro de la cuenca. La entrada de terrígenos tapizará la discordancia dando un ciclo granodecreciente y por último los carbonatos solaparán hacia los bordes de la cuenca cuando el clima húmedo se haya instalado definitivamente.

#### 4.5.4. Causas que favorecen la poca ciclicidad del Permotriás

El nivel del mar en este período era muy bajo (incluso por debajo del actual) debido a la glaciación carbonífero-pérmica. Además, las caídas eustáticas, excepto las que marcan el límite de nuestras secuencias, eran suaves debido a la baja existencia de agua en el sistema. Este tipo de caídas, unidas a la morfología del margen probablemente en rampa, y a un régimen general de distensión provoca que las mismas se minimicen y por lo tanto, que el nivel de base varíe muy lentamente.

En este contexto, y durante el Pérmico Superior y el Triás Inferior, la línea de costa no estará sometida a grandes variaciones y se caracterizará por una muy lenta subida desde la bajada de 255 m.a. En estas circunstancias, el relieve que lentamente vaya creando la tectónica poco a poco será erosionado, produciéndose una paulatina degradación del paisaje.

El inicio de la sedimentación terrígena dependerá de cuándo la tectónica cree la cuenca, por lo tanto no será sincrónico pero sí lo será el final, ya que dependerá de una variación eustática global.

#### 4.6. SINTESIS PETROLOGICA

##### 4.6.1. Procedencia

En este apartado se tratará de sintetizar aquellas

características petrológicas que poseen las series estratigráficas realizadas, que nos permitan relacionar unas cuencas con otras, en base a las variaciones composicionales que conlleven un cambio significativo en la procedencia de sus materiales. Asimismo, se compararán los procesos diagenéticos, que les afectaron después de su sedimentación y que pueden ofrecer información con respecto al tipo de agua en que tuvieron lugar la mayor parte de estos procesos.

En general, la serie estratigráfica permotriásica en las diferentes cuencas analizadas, a excepción de las cuencas de la Cordillera Costero Catalana en las que sólo se registran los dos tramos superiores, se puede dividir en tres tramos: uno compuesto por pelitas y areniscas o tramo inferior, sedimentado en un medio fluvial meandriforme de edad pérmica; uno formado por conglomerados y areniscas o tramo intermedio, de tipo *braided*, y uno superior, asimismo integrado por pelitas y areniscas sedimentadas en un medio fluvial meandriforme pero de edad Triásico Inferior.

El tramo inferior meandriforme, bien representado en las cuencas del Maestrat, Cordillera Ibérica, Mallorca y Menorca, se caracteriza en general, por presentar sucesiones estratigráficas cuyos sedimentos poseen un aumento en la madurez tanto textural como composicional de base a techo del mismo (fig. 44). Sus áreas de procedencia en todos los casos serían similares, es decir, áreas metamórficas de bajo grado y meta-sedimentarias, bien representadas en el basamento hercínico (sobre todo, en el Carbonífero).

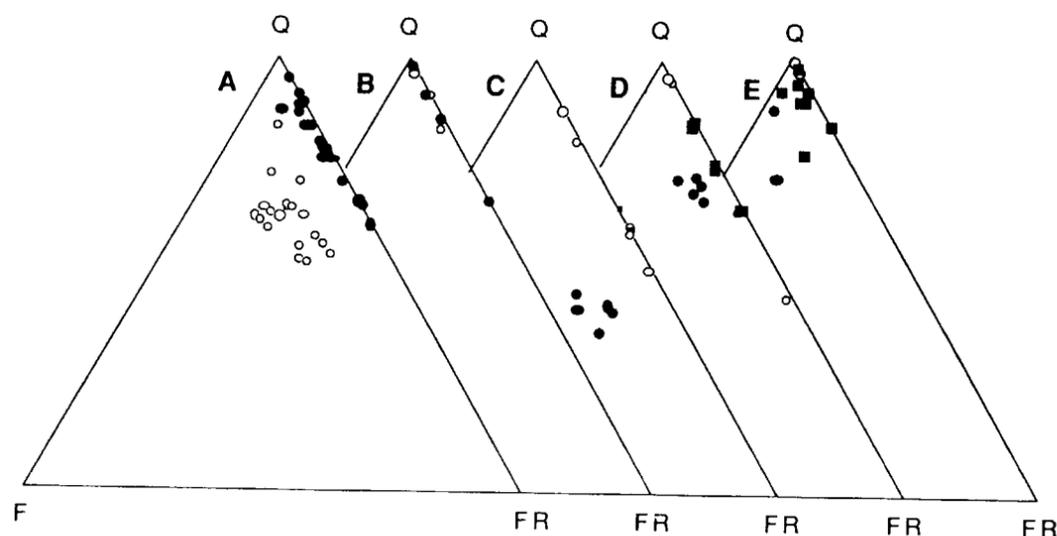


Figura 44.—Proyección conjunta de las areniscas de la Cordillera Costero Catalana (A), del Maestrat (B), del sector oriental de la Cordillera Ibérica (C), de Mallorca (D) y de Menorca (E), en un diagrama Q-F-FR de PETTIJOHN et al. (1972).

Por encima de este substrato, se disponen todos estos materiales en clara discordancia angular y erosiva, estando su origen evidentemente ligado al reciclado orogénico de los mismos (fig. 45).

Tramo intermedio: posee características sedimentológicas diferentes según la posición en que nos encontremos dentro de la cuenca. Petrologicamente, sea cual sea su posición en la cuenca, su significado es similar. Es un momento en que los procesos de retrabajamiento debidos a un agente u otro son máximos. Este hecho en el diagrama de procedencia (fig. 45) viene reflejado por un posible reciclado de los depósitos del tramo infrayacente, aunque podría significar simplemente un retrabajamiento continuado de los propios depósitos en el mismo lugar de sedimentación. Este retrabajamiento se produciría durante un largo período de tiempo, bien sea por parte de cursos torrenciales en régimen trezado (como es el caso de la Cordillera Costero Catalana y Maestrat), o bien por parte del mar (Cordillera Ibérica), o bien, de manera alternante, primero el mar y luego el medio torrencial (Menorca y Mallorca). Este proceso ocasionaría el lavado de los materiales finos y el transporte de los mismos hacia las partes más distales, así como la adquisición de una mayor madurez composicional y textural de los materiales permotriásicos. Por supuesto, esto no conllevaría un cambio composicional de las áreas fuentes sino todo lo contrario; serían el producto de la evolución sedimentológica de materiales procedentes de

las propias áreas fuentes, que habían funcionado como tales durante la sedimentación del tramo infrayacente.

Tramo superior meandriforme: el comienzo de este tramo supone en todos los casos un cambio composicional claro, producido en mayor medida por la entrada de feldespato potásico procedente de los granitoides tardi-hercínicos (fig. 44). Estos se intruyeron ampliamente en el basamento metamórfico y sedimentario de todas las cuencas, exceptuando la del Maestrat (en la que este cambio viene dado por un incremento espectacular de los fragmentos metamórficos). En el diagrama de procedencia propuesto por DICKINSON et al. (1983), este cambio viene perfectamente caracterizado por el desplazamiento de las muestras hacia el campo de las rocas cristalinas, pero sin que éstas lleguen a dominar a las metamórficas y metasedimentarias, es decir, dentro de un contexto general de reciclado (fig. 45).

Este cambio, lo que sí supone en todas las cuencas es una reactivación general de las áreas fuentes para este período, que comportaría la erosión generalizada de los granitoides epizonales y por tanto la aparición de feldespato potásico en casi todos los depósitos de este período y en los del Muschelkalk Medio de la Cordillera Ibérica (ARRIBAS, 1984; ARRIBAS et al., 1985; GARCIA-GIL, 1990), de la Cordillera Costero Catalana (CASTELLTORT et al., 1987) y de Menorca.

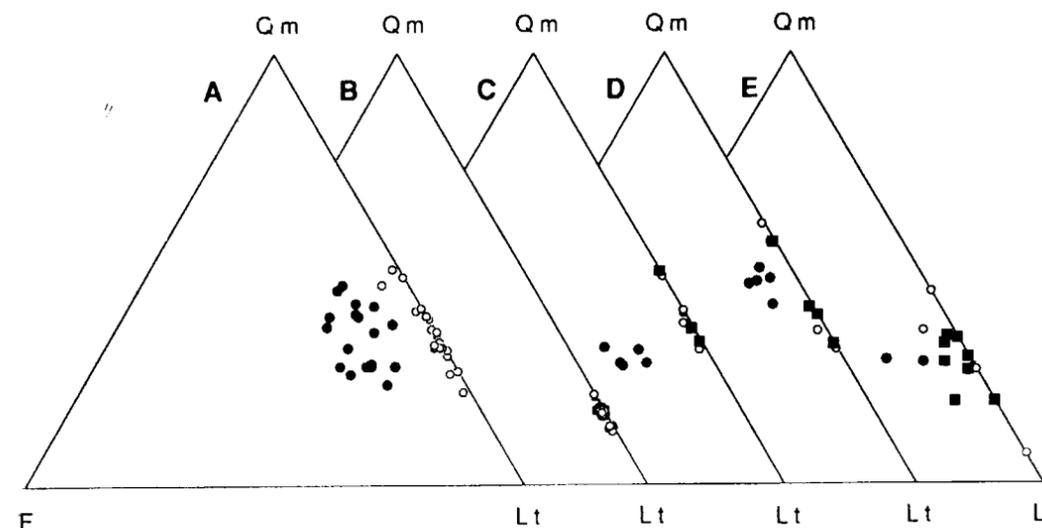


Figura 45.—Proyección conjunta de las areniscas de la Cordillera Costero Catalana (A), del Maestrat (B), del sector oriental de la Cordillera Ibérica (C), de Mallorca (D) y de Menorca (E), en un diagrama Qm-F-Lt de DICKINSON et al. (1983).

#### 4.6.2. Diagénesis

En lo que respecta al ambiente diagenético en que se litificaron estas areniscas, podemos deducir a partir de los análisis de secuencias de cementación efectuados, que todas las series de las áreas estudiadas presentan una evolución bastante similar.

La base de estas series (tramo inferior) (fig. 46-1) presenta el siguiente orden de aparición: *coating* ferruginoso o *clay coat* arcilloferruginoso (figs. 47A, 48A y 49A,B), cemento silíceo sintaxial, cemento ferruginoso de compactación mecánica de los Ncpf (fig. 15E,F) y de caolinita, pudiéndose formar esporádicamente cementos o rombos aislados de siderita (fig. 47C,D). Esta secuencia de-

nota claramente una composición meteórica de las aguas conectadas con un ambiente fluvial durante la eodiagénesis (HAWKINS, 1978).

Durante la mesodiagénesis o principio de la fracturación y emersión de estas series, se producirían nuevas entradas de aguas meteóricas que darían lugar a una segunda generación *pore fillings* de caolinita-dickita (fig. 48F, IV).

Hacia el techo del tramo inferior y en los dos tramos suprayacentes, la secuencia denota un cambio en el quimismo de las aguas (fig. 46-2). Esta secuencia consistiría fundamentalmente en: cemento de feldespato potásico (figs. 47F y 51A) y/o de cuarzo (figs. 47E y 52), neoformación de illita e I-E como *clay rim* (figs. 48A, 14, 49C, D,

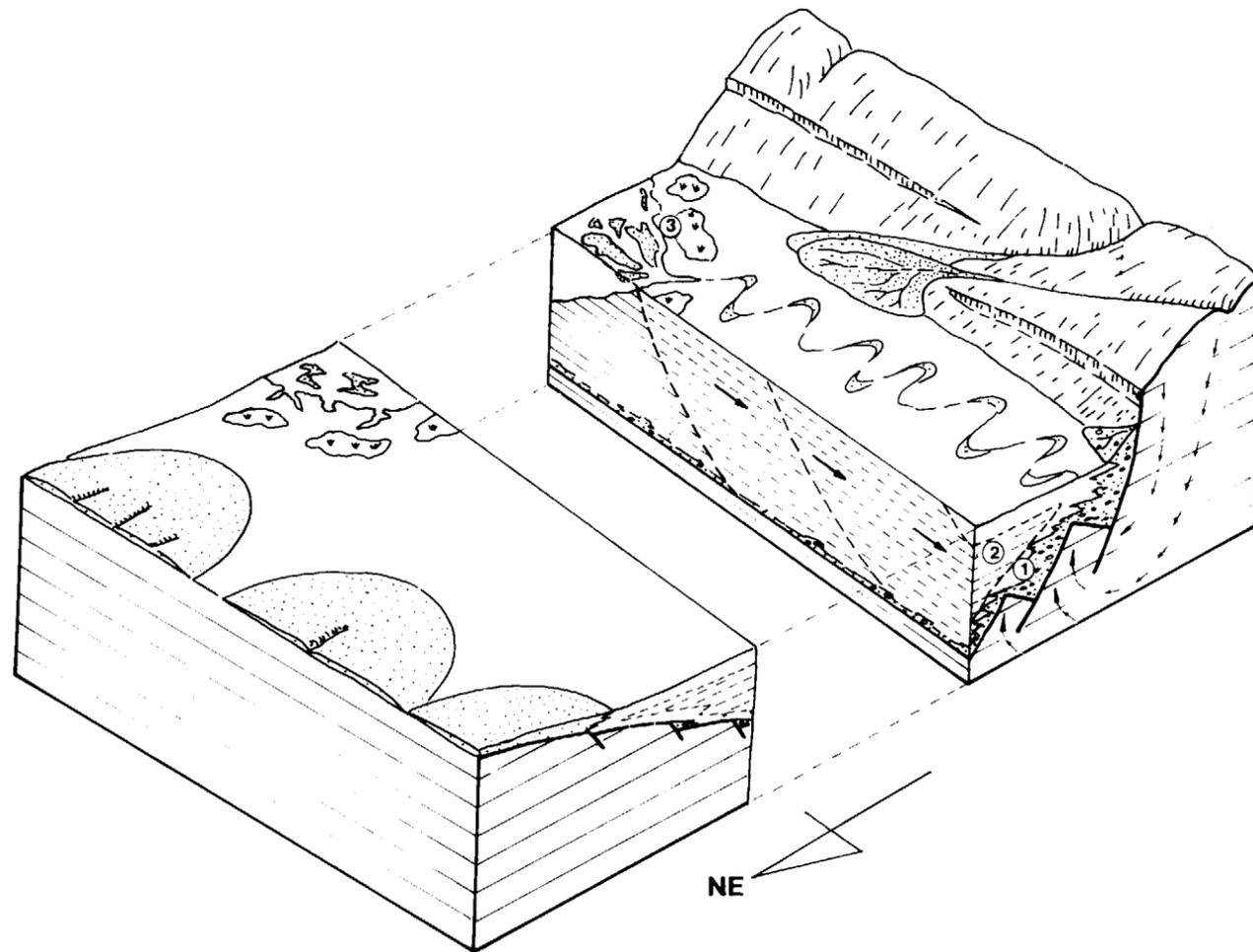


Figura 46.—Bloque diagrama que sitúa los diferentes ambientes diagenéticos 1: por aguas meteóricas; 2: por mezcla de aguas; 3: por aguas salobres) dentro del contexto geológico y de configuración de este tipo de cuencas distensivas.

53), removilización del hierro en la compactación mecánica, cementos de anhidrita (fig. 48D), baritina (figs. 48C, 51D) y por último, dolomita (figs. 48E, 51C).

Esta sucesión refleja una entrada de aguas más alcalinas, probablemente marinas, durante la eodiagénesis y principio de la mesodiagénesis (DE LA PEÑA et al., 1983). Posteriormente, en esta última etapa podría producirse la nueva entrada de aguas de pH más ácido, a favor de la fracturación sin y post-sedimentaria de la cuenca. Como consecuencia precipitarían *pore filling* de caolinita-dickita (fig. 50D) y se harían más inestables los feldespatos potásicos (figs. 54, 48B), generándose porosidad secundaria por disolución según el modelo de BJORLYKKE (1983). Asimismo, se formarían, relacionados con la emersión, parches de calcita y óxidos de hierro procedentes de la dedolomitización.

Al techo de las series se hace visible un nuevo cambio en la secuencia de cementos y/o minerales autigénicos (fig. 46-3). En este caso la sucesión sería: calcita asociada a materia orgánica filamentosa (fig. 51B), cemento de feldespato potásico, precipitación de baritina y anhidrita relacionada con materia orgánica, precipitación de cuarzo euhedral con inclusiones de evaporitas (fig. 47B), rombos dispersos de dolomita y dolomitización de la calcita eodiagenética y de los cementos anteriores.

Esta secuencia denota la mayor salinidad de las aguas relacionadas con un ambiente de lagunas costeras o *sabkhas*, donde estos minerales se pueden neoformar (MARFIL y GOMEZ-GRAS, 1990).

Respecto a la profundidad de enterramiento sufrido por estas series permotriásicas, el único dato de que disponemos es el referente al del tipo de contacto entre granos de cuarzo. De los resultados obtenidos se deduce que los tipos dominantes serían los concavo-convexos (C-C), seguidos de los largos. Según los datos de TAYLOR (1950), este tipo de contacto correspondería a una profundidad máxima de enterramiento entre 2.000 a 2.500 m, lo que indicaría una mesodiagénesis moderadamente profunda, que es la deducida a partir del estudio microscópico.

#### 4.6.3. Intento de clasificación de los granos de origen continental

Al finalizar un estudio petrológico como el que se ha realizado, uno se da cuenta de la gran variedad de posibles orígenes que pueden tener las partículas continentales. Es esta gran variedad la que ha suscitado la necesidad de intentar una clasificación provisional que pondere la importancia cualitativa de las mismas, con el ánimo de que en el futuro se le preste una mayor atención a este tipo de partículas, y en especial a las de tipo intracuencial.

Esta clasificación está inspirada en los granos de origen continental pertenecientes a una cuenca en la que la sedimentación se produce, fundamentalmente, en forma de sistemas deposicionales aluviales, entendiéndose como tales los ambientes de abanicos aluviales y los de llanuras aluviales (ORI, 1988), aunque en general, se puede utilizar en cualquier tipo de ambiente de sedimentación continental.

El estudio de una arenisca comprende el análisis completo de todos y cada uno de los componentes, prescindiendo de los porcentajes en que se encuentran, para obtener así el máximo de información de cada uno de ellos. Esta información puede ser muy amplia y diversa, dependiendo del origen y evolución que hayan sufrido dichos componentes y tan sólo hace falta dedicación y una atenta observación para sonsacar a cada partícula, la información precisa que pueden llegar a suministrarnos.

Concretamente, los granos intracuenciales (NCI y CI, *sensu* ZUFFA, 1980) han sido clásicamente marginados del análisis petrográfico por los diferentes petrólogos, debido fundamentalmente a su escasa representación en el porcentaje total de las areniscas, ignorando por tanto la valiosa información que pueden proporcionar sobre las condiciones climáticas y los procesos deposicionales habidos en la cuenca de sedimentación y su repercusión en el análisis paleogeográfico (fig. 55).

Mientras la abundancia y el tipo de granos extraacuenciales están directamente relacionados con los procesos geodinámicos que han dado lugar a la formación de una cuenca (DICKINSON, 1985), las características de la fracción intracuencial dependen directamente de las fluctuaciones eustáticas, del clima y de los procesos sedimenta-

rios y sólo de manera indirecta de los procesos tectónicos (GARZANTI, 1991).

En los últimos años, se le ha ido prestando mayor atención al estudio de estos granos intracuencales, sobre todo por parte de la escuela italiana, destacando los trabajos de ZUFFA (1980, 1985, 1987), GARZANTI et al. (1989) y GARZANTI (1991), siendo este último el más importante, puesto que es de carácter monográfico sobre el tema. Por lo general, estos trabajos se centran más en sedimentos de los diferentes ambientes marinos (someros y profundos), motivo fundamental por el que se ha abordado el estudio de detalle de estas partículas en ambientes continentales y se realiza este intento de clasificación.

Los componentes del esqueleto de las areniscas, atendiendo a criterios de tipo espacial (intra o extracuencial) y de tipo composicional (carbonático o no), pueden ser agrupados en cuatro categorías: no-carbonático extracuencial (NCE), carbonático extracuencial (CE), carbonático intracuencial (CI) y no-carbonático intracuencial (NCI), pudiendo cada uno de ellos ser, a su vez, contemporáneos o no con la secuencia deposicional en la que se encuentran (ZUFFA, 1980 y 1985).

Estas categorías fueron fundamentalmente descritas para areniscas de ambientes marinos, por tanto, al intentar trasladarlas a los depósitos continentales se hace necesario redefinir algunos de los criterios que se utilizaron para su subdivisión, como es el caso de los criterios espacial y temporal.

Por tanto, cabe en primer lugar definir lo que se entiende por intra o extracuencial, y para ello se necesita saber exactamente el significado del concepto cuenca. Se entiende como tal, la cuenca de sedimentación, es decir, una región sujeta a subsidencia más o menos continua y por tanto caracterizada por el acúmulo de series sedimentarias de carácter continental y/o marino. Los límites de ésta serán los propios límites del sistema deposicional, es decir, las zonas donde no hay sedimentación. Por tanto, serán intracuencales todos aquellos fragmentos que se formen dentro del sistema deposicional y serán extracuencales todas aquellas partículas que se originen fuera de la cuenca de sedimentación (área fuente o cuenca de erosión-transporte).

En lo referente al criterio temporal, la discrimi-

nación entre si una partícula es intra o extracuencial pasa por el propio establecimiento de las secuencias deposicionales en ambientes continentales. Para ello y hasta que no evolucionen los conocimientos sobre la relación del eustatismo y la sedimentación aluvial continental, es preferible la aplicación de la metodología del análisis tectosedimentario propuesta por GARRIDO-MEGIAS, (1982). Por tanto, se asemeja la secuencia deposicional a la UTS elemental del mencionado autor, entendiendo como tal «una unidad estratigráfica constituida por una sucesión de estratos (no necesariamente conformes) depositados dentro de un intervalo geológico concreto y bajo una dinámica sedimentaria y tectónica de polaridad definida». Los límites de la misma son rupturas o discontinuidades sedimentarias de rango cuencial. El rango de estas secuencias deposicionales, y por tanto, el de los conceptos intrasecuencial (contemporáneo) y extrasecuencial (no contemporáneo), irá disminuyendo en función del propio conocimiento de la cuenca, finalizando en el establecimiento de las secuencias deposicionales de orden más inferior, cuando la Estratigrafía Física de la cuenca esté el máximo de evolucionada y el análisis de cuenca alcance su máximo desarrollo (RICCI LUCCHI, 1988).

Una vez aclarados estos criterios se pasará a clasificar los granos continentales, haciendo especial hincapié en los de origen intracuencial. Estos fragmentos, más propiamente denominados *fragmentos continentales intrasistema deposicional* se encuentran dispersos a lo largo de toda la serie y pueden ser contemporáneos o no con el depósito que los contiene (secuencia deposicional). Este tipo de granos serán más frecuentes o más fácilmente acumulables en la base de las superficies erosivas, al re TRABAJAR los depósitos adyacentes que representan paros más o menos prolongados en la sedimentación, tanto si poseen rasgos pedogenéticos o no. Si estas superficies constituyen un límite de secuencia, entonces trabajarán más fácilmente la parte superior del depósito anterior, que en determinados tipos de secuencias es en donde se formarían con mayor abundancia este tipo de sedimentos. Por consiguiente, serían estas discordancias las que marcarían su no contemporaneidad. De todas formas, en la práctica es difícil realizar este tipo de disquisiciones, necesiándose, por tanto, la integración precisa de los datos de campo (datos

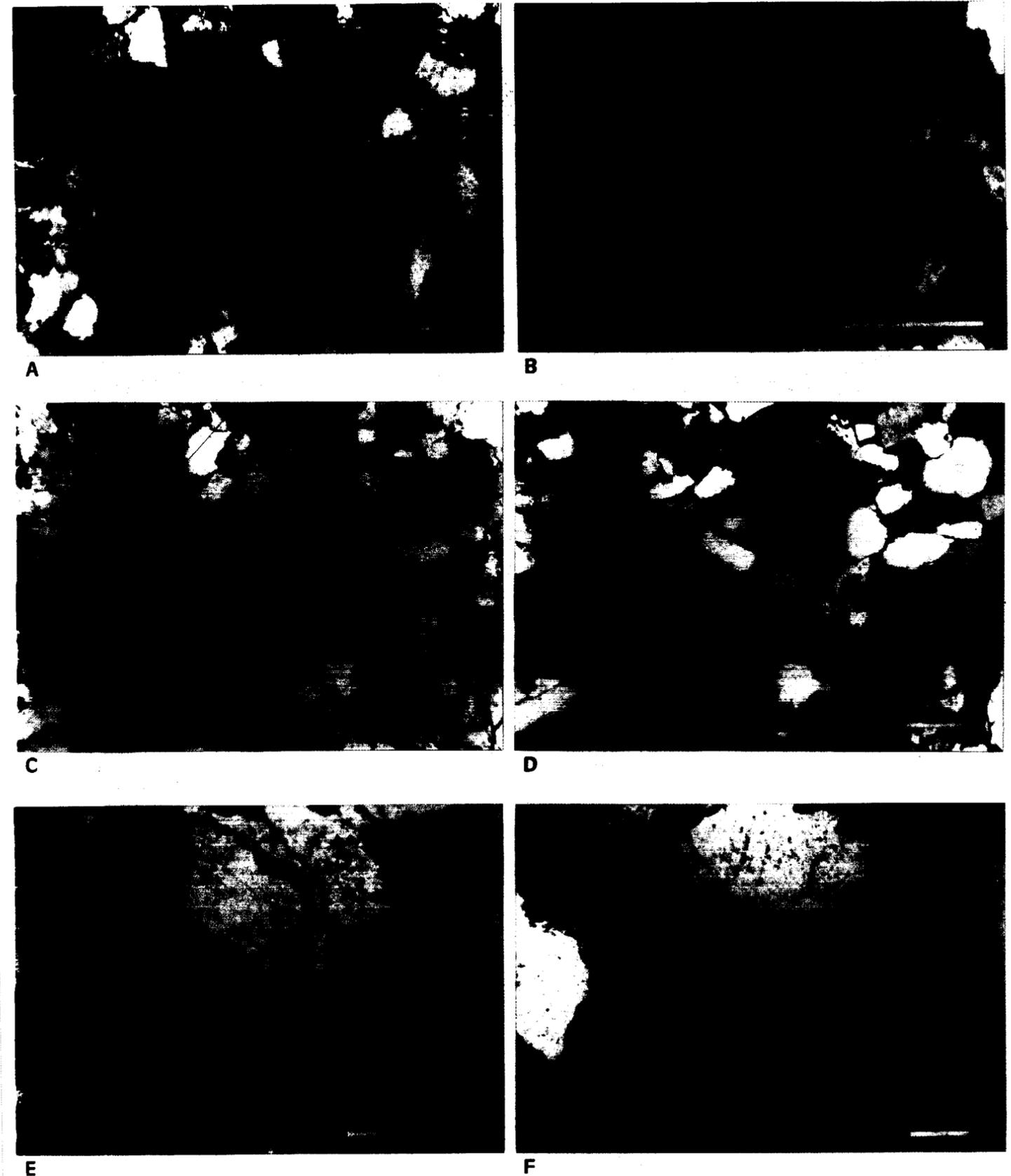
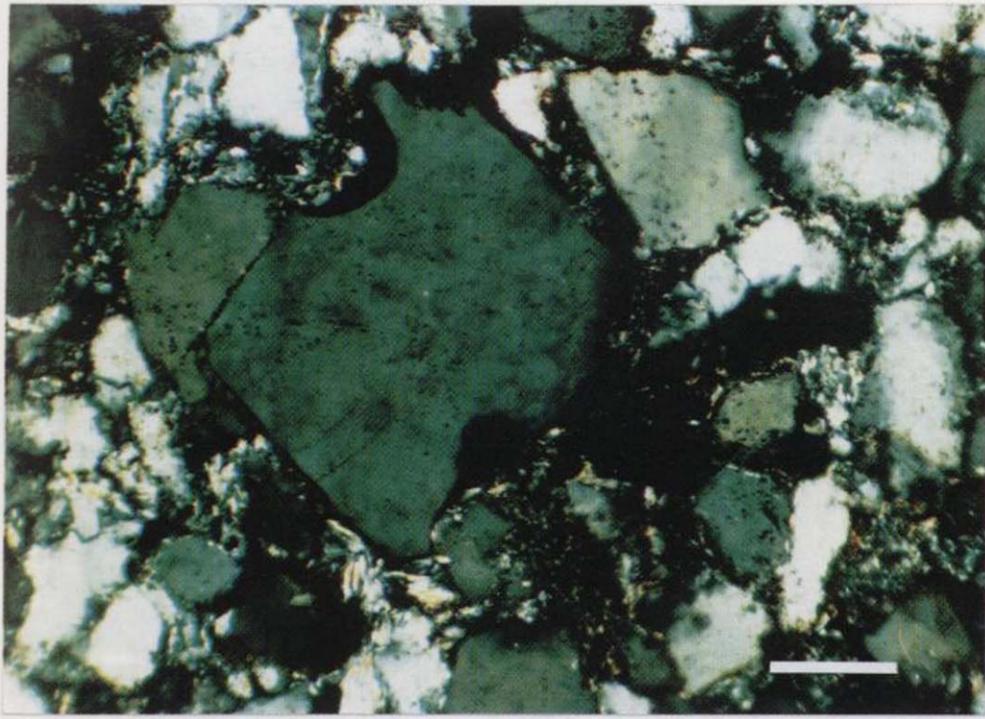
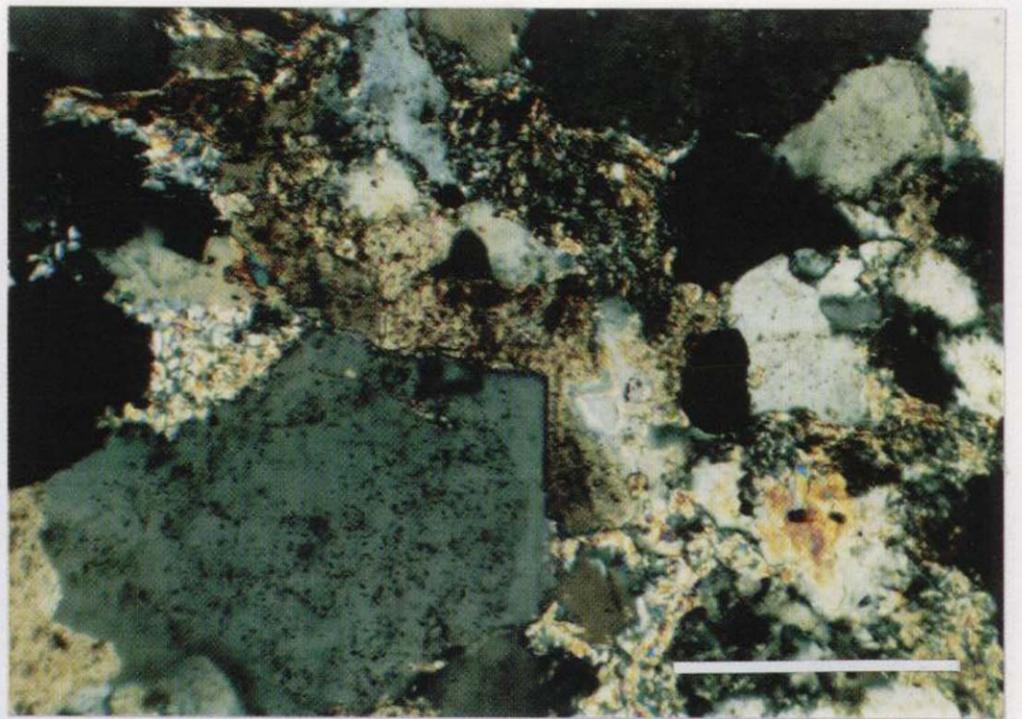


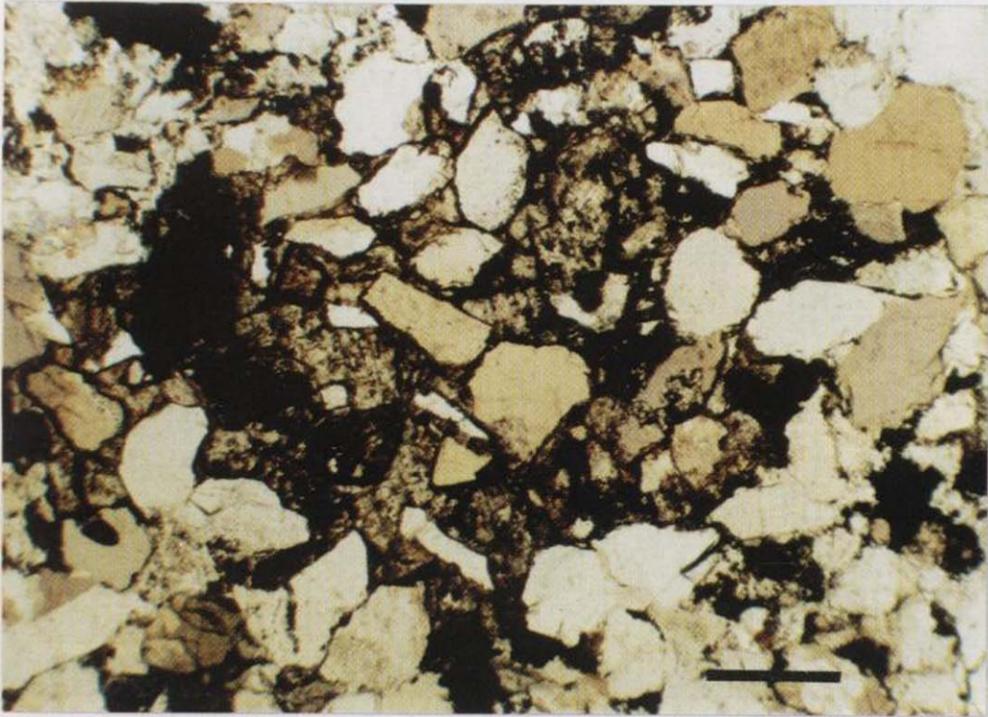
Figura 47.—A) Cuarzo con golfos de corrosión (*embayed quartz grains*) y *coating* ferruginoso, NC, D-436. B) Crecimiento sintaxial de cuarzo con hábito euhedral, NC, D-616. C) y D) Cemento poiquilotópico de calcita ferruginosa en relación con concreciones algales, NP-NC, D-127. E) Cemento silíceo sintaxial sobre *coating* arcillo-ferruginoso, NC, D-613. F) Feldespato potásico con hábito de adularia por sobrecrecimiento. En la flecha se puede observar que este cemento precede al de cuarzo, NC, D-380. Escala: 0,5 mm.



A



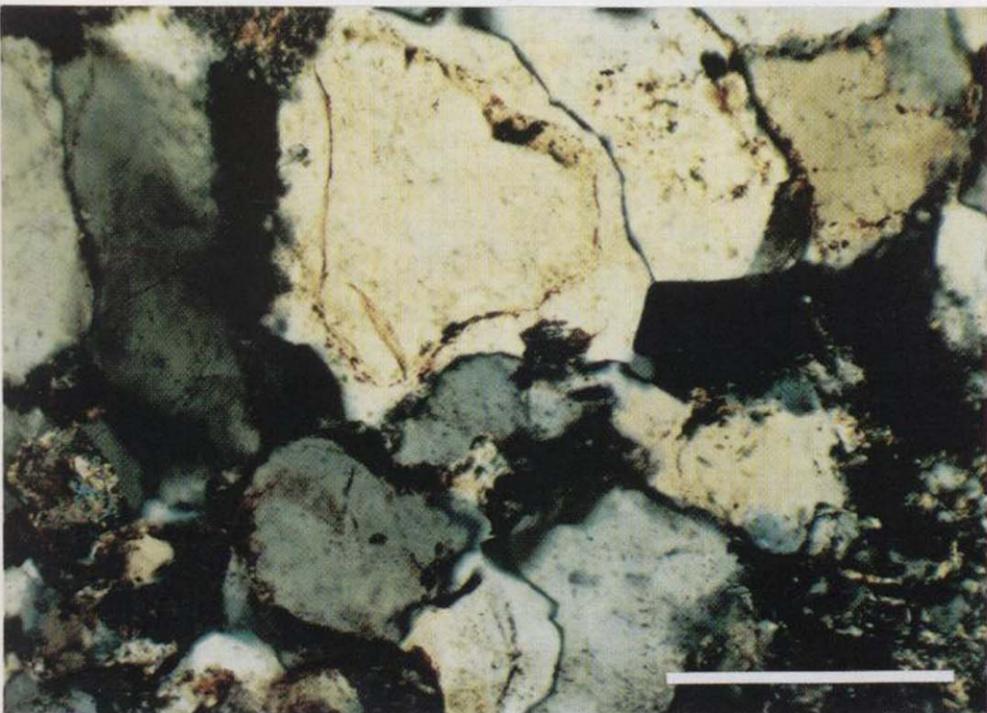
B



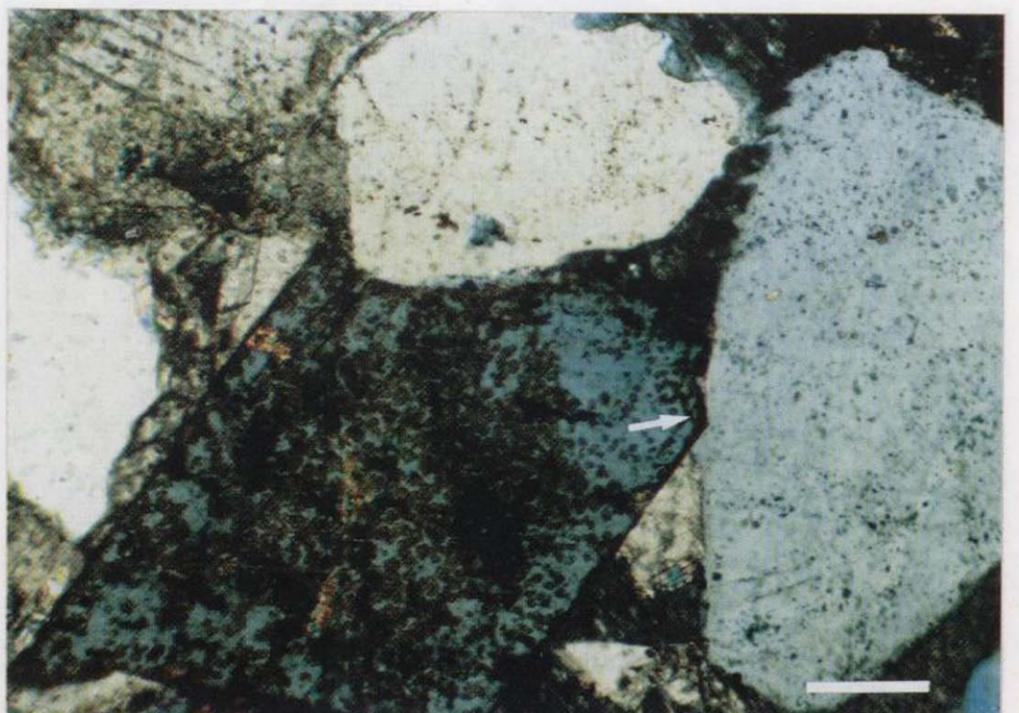
C



D

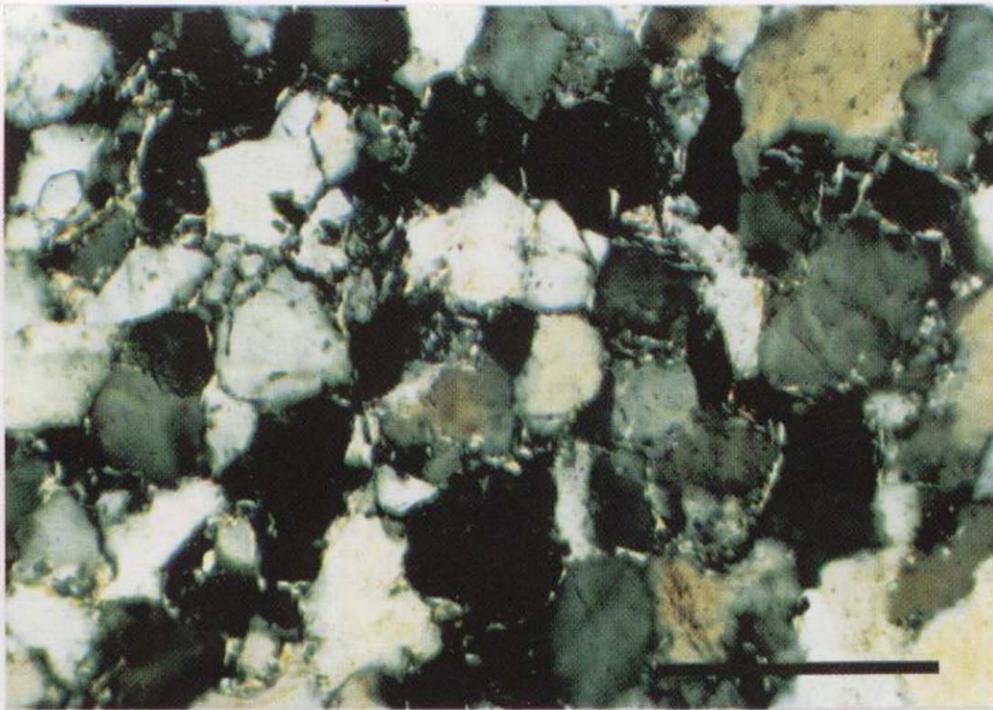


E

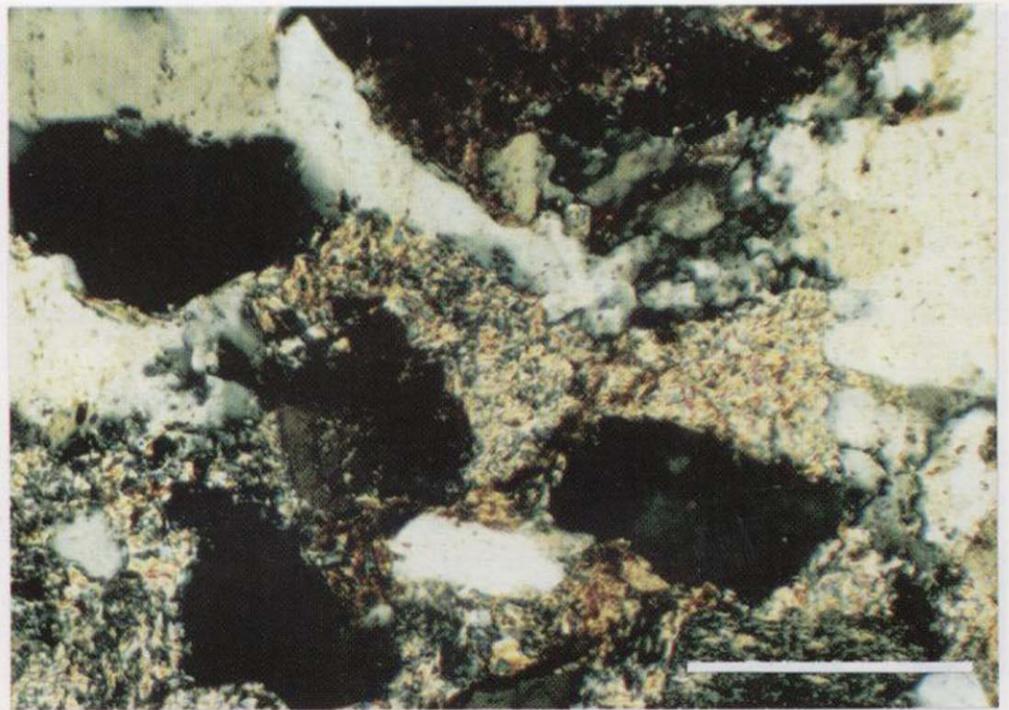


F

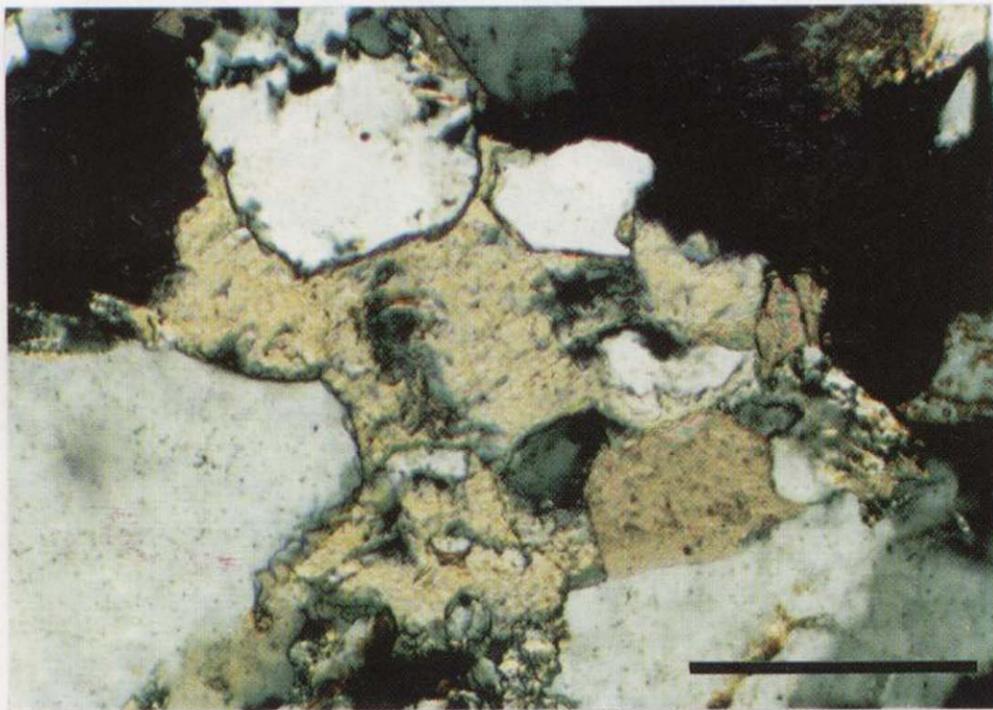
Figura 47.—A) Cuarzo con golfos de corrosión (*embayed quartz grains*) y *coating* ferruginoso, NC, D-436. B) Crecimiento syntaxial de cuarzo con hábito euhedral, NC, D-616. C) y D) Cemento poiquilotópico de calcita ferrosa en relación con concreciones algales, NP-NC, D-127. E) Cemento silíceo syntaxial sobre *coating* arcillo-ferruginoso, NC, D-613. F) Feldespato potásico con hábito de adularia por sobrecrecimiento. En la flecha se puede observar que este cemento precede al de cuarzo, NC, D-380. Escala: 0,5 mm.



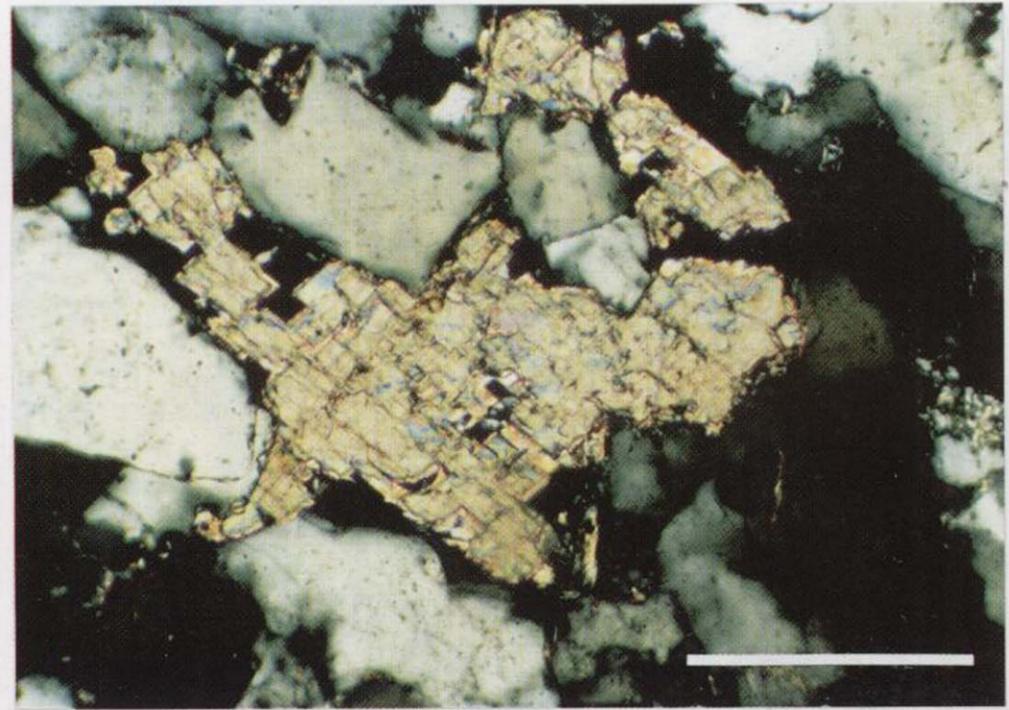
A



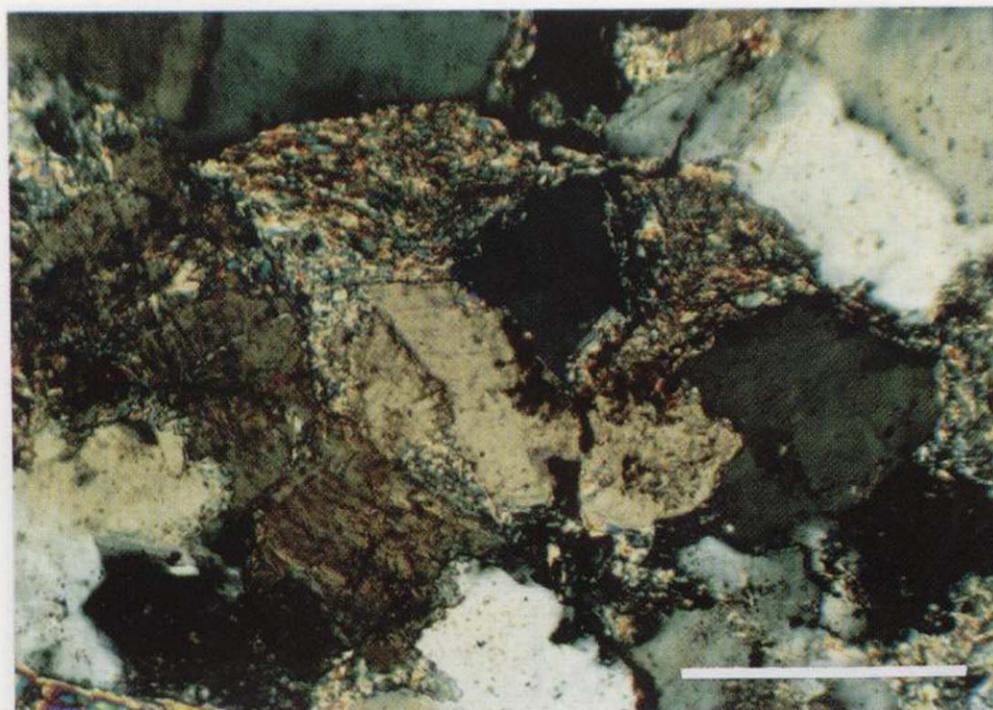
B



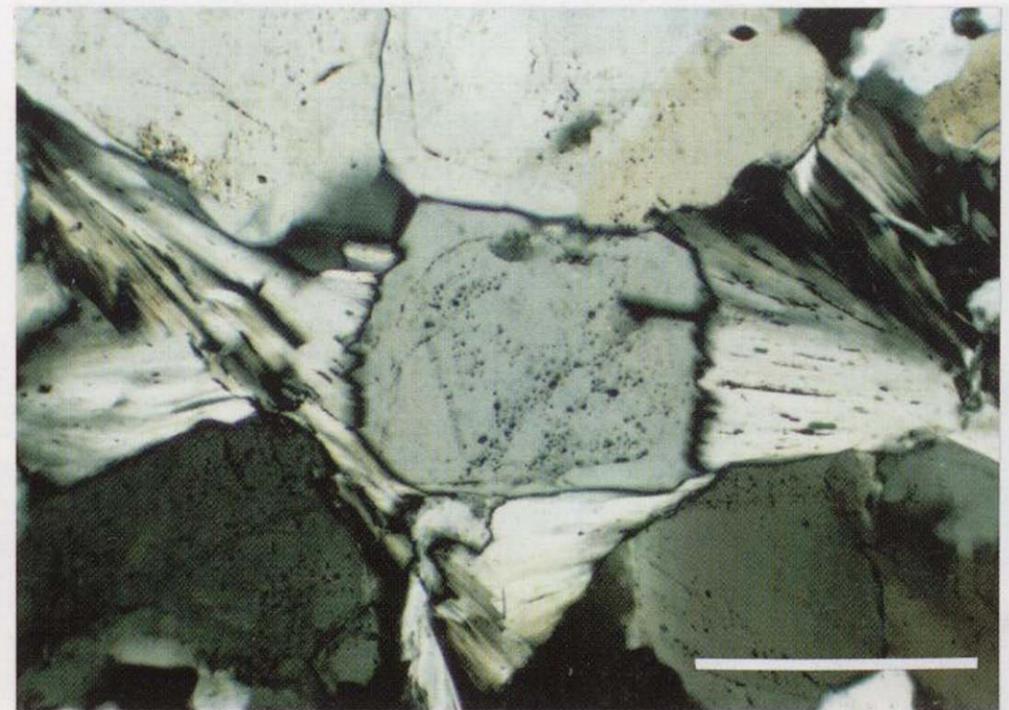
C



D



E



F

Figura 48.—A) *Clay rim* ilítico sobre los granos de cuarzo y, a veces, englobados por el cemento syntaxial, D-616. B) Feldespatos alterados a epimatriz de illita, D-616. C) Cemento poiquilotópico de baritina que corroe los granos de cuarzo, D-623. D) Cemento de anhidrita reemplazándose por dolomita, D-603. E) Pseudomatriz parcialmente reemplazada por dolomita, D-616. F. Cemento syntaxial de cuarzo corroído por grandes abanicos de caolinita-dickita procedentes del reemplazamiento de moscovita, D-128. Escala: 0,5 mm NC.

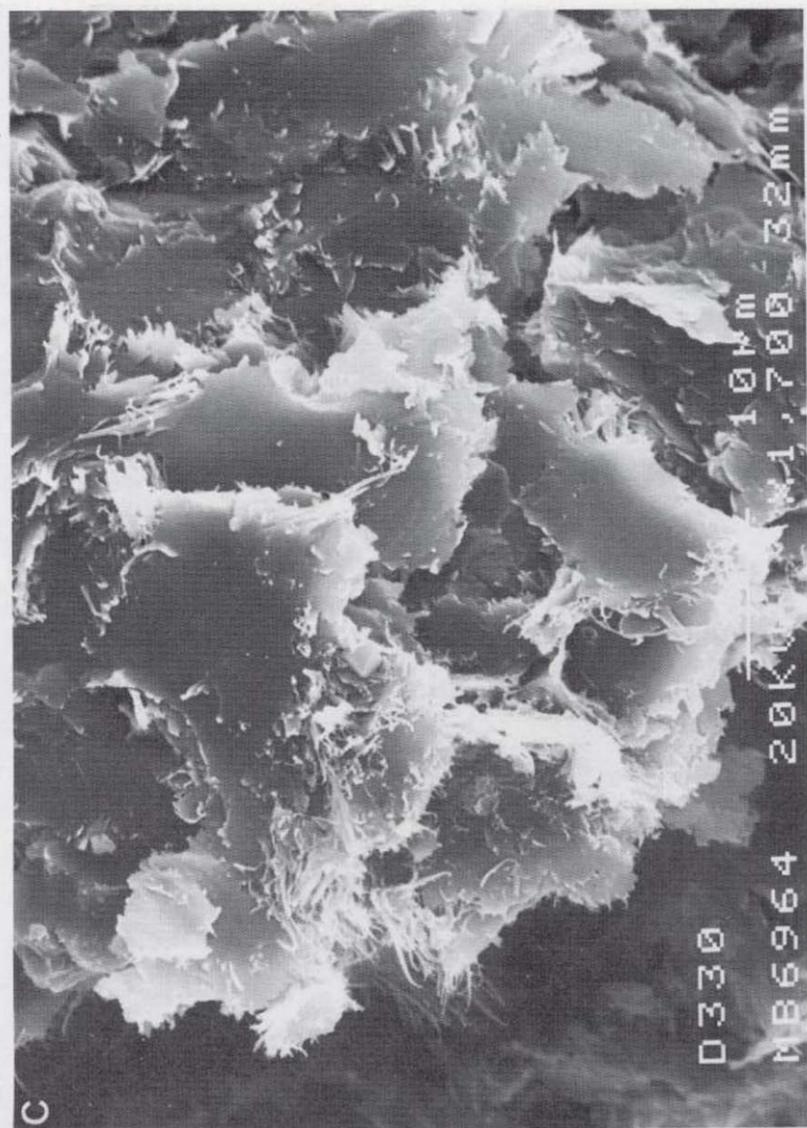
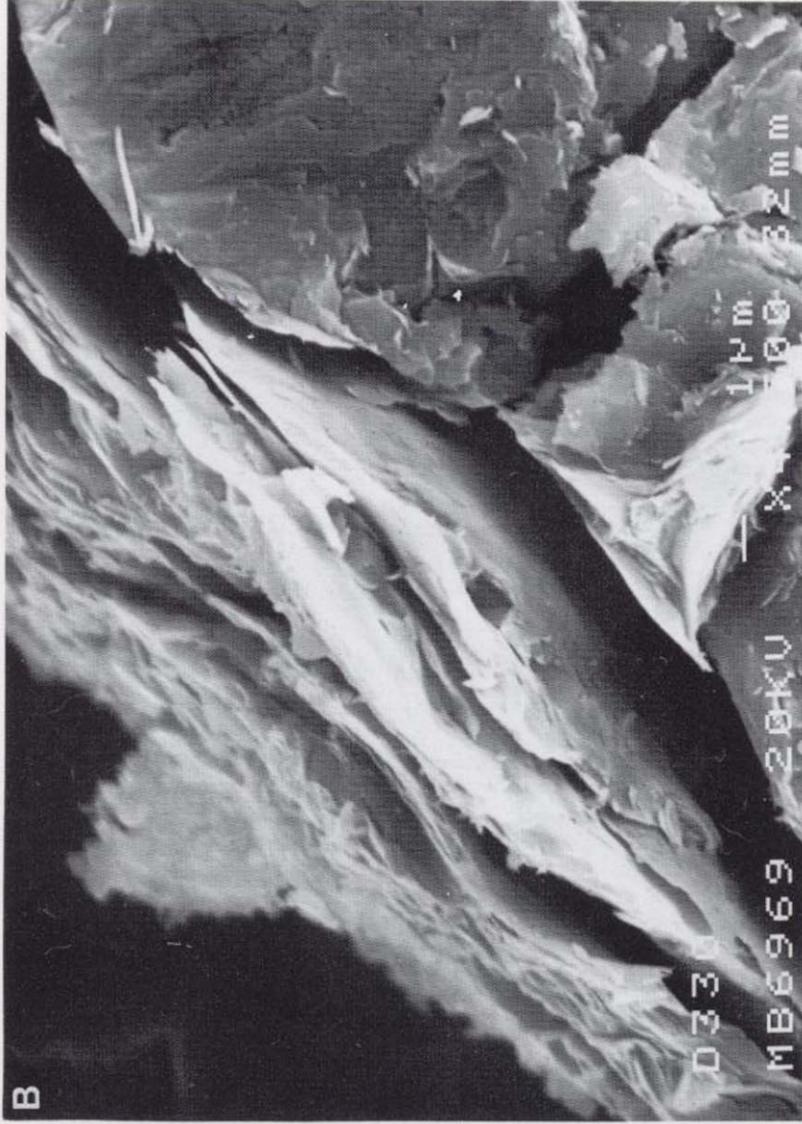
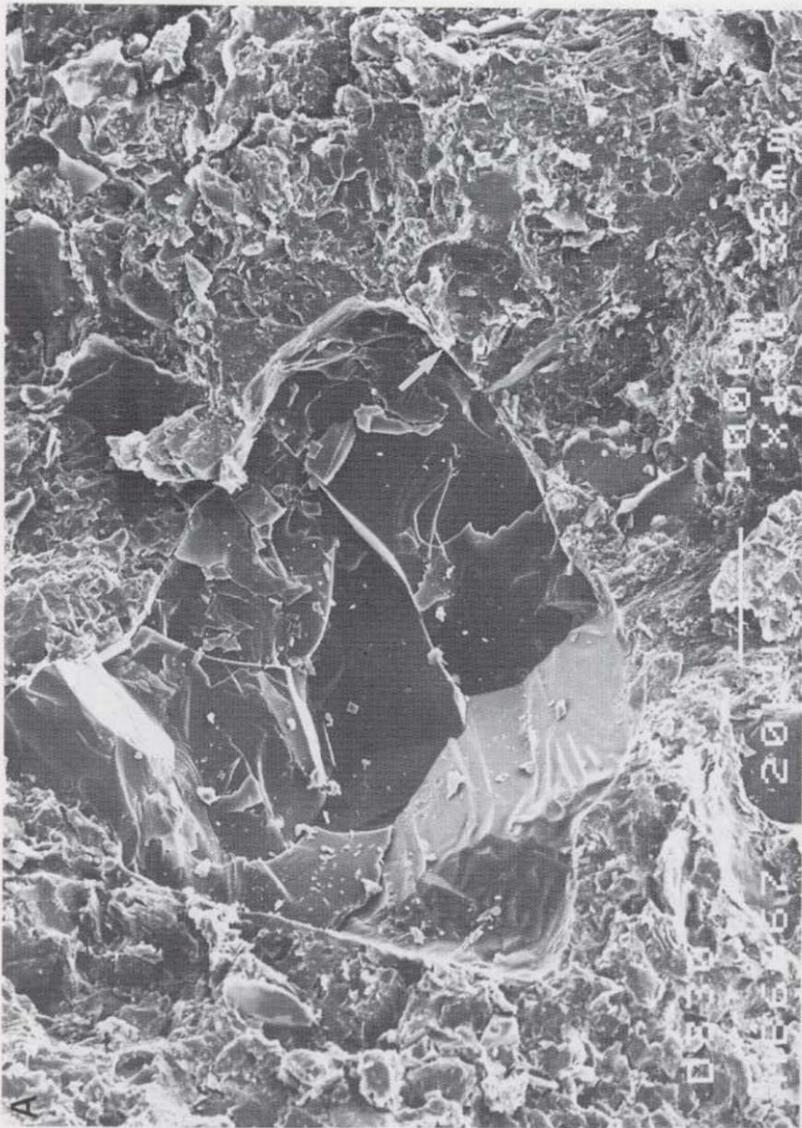


Figura 49.—Diferentes aspectos de las ilitas. A) y B) Clay coat of illite y detalle del mismo (flecha) sobre cuarzo. C) Iltas laminares con bordes rizados y fibrosas. D) Detalle de las ilitas fibrosas.

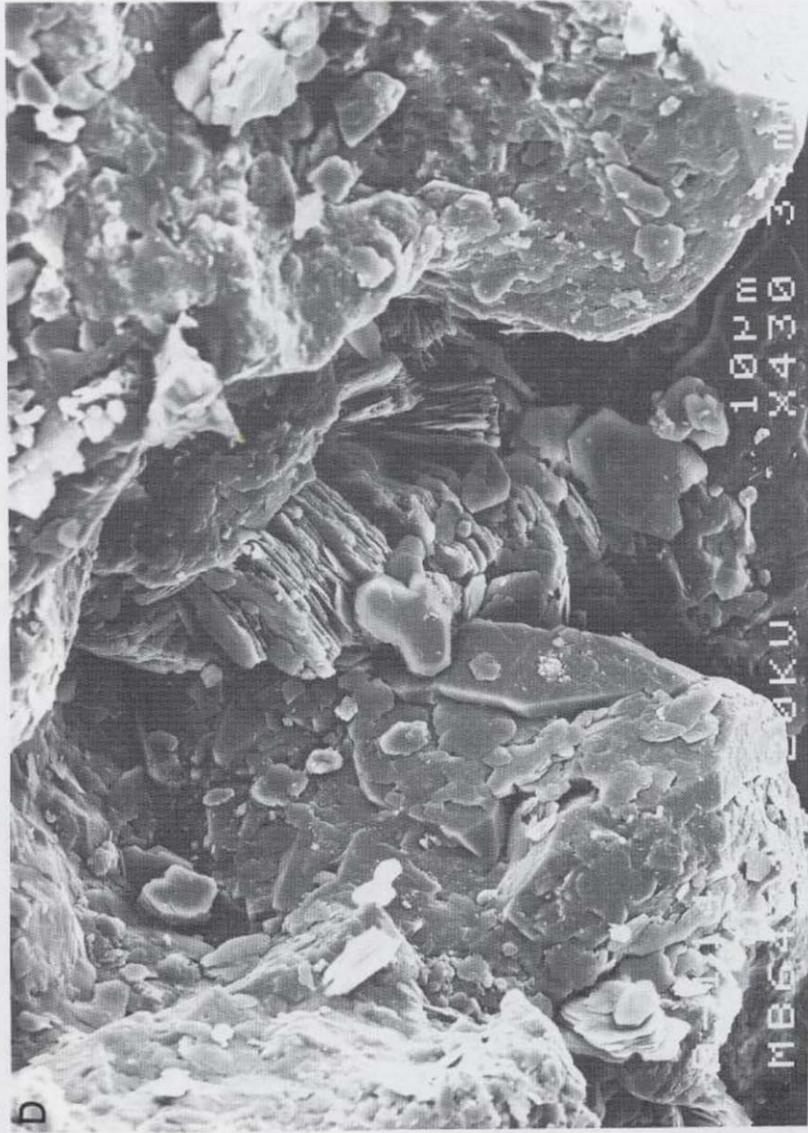
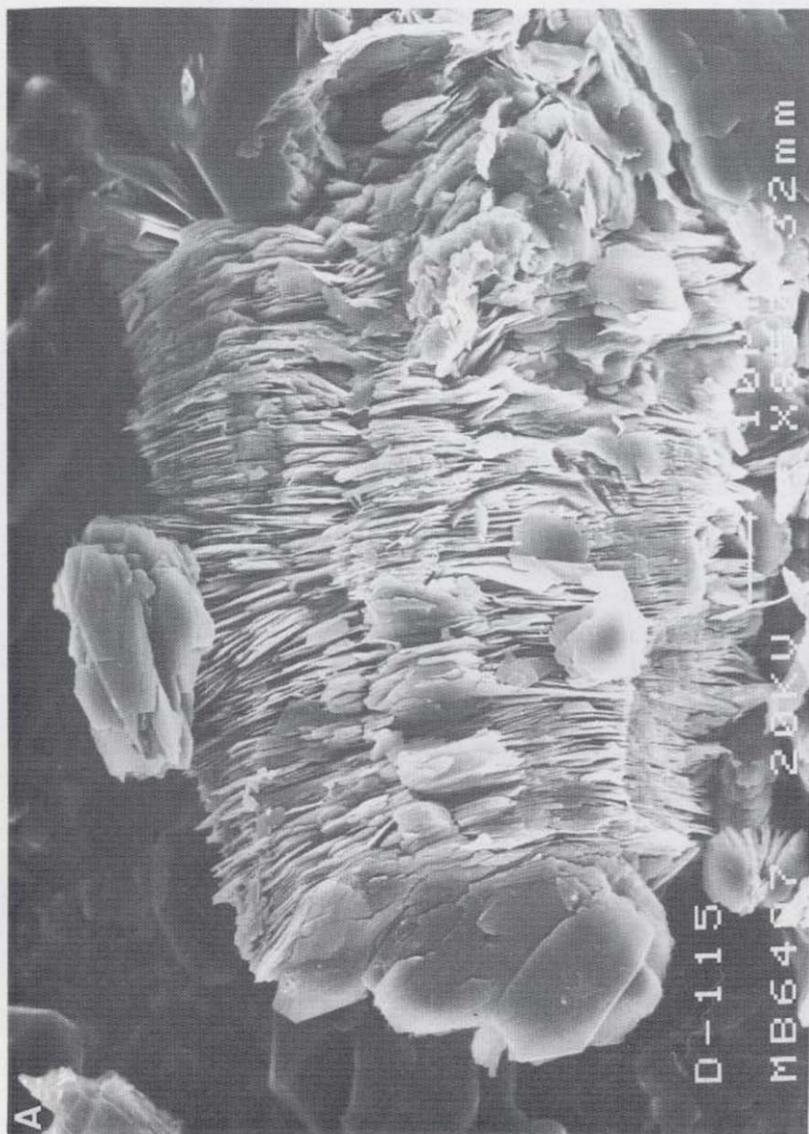


Figura 50.—A) y B) Pore filling de caolinitas-dickitas idiomorfas. C) Grupos de caolinitas vermiculares precediendo al cemento sintaxial. D) Pore filling de caolinitas posteriores al cemento sintaxial de cuarzo.

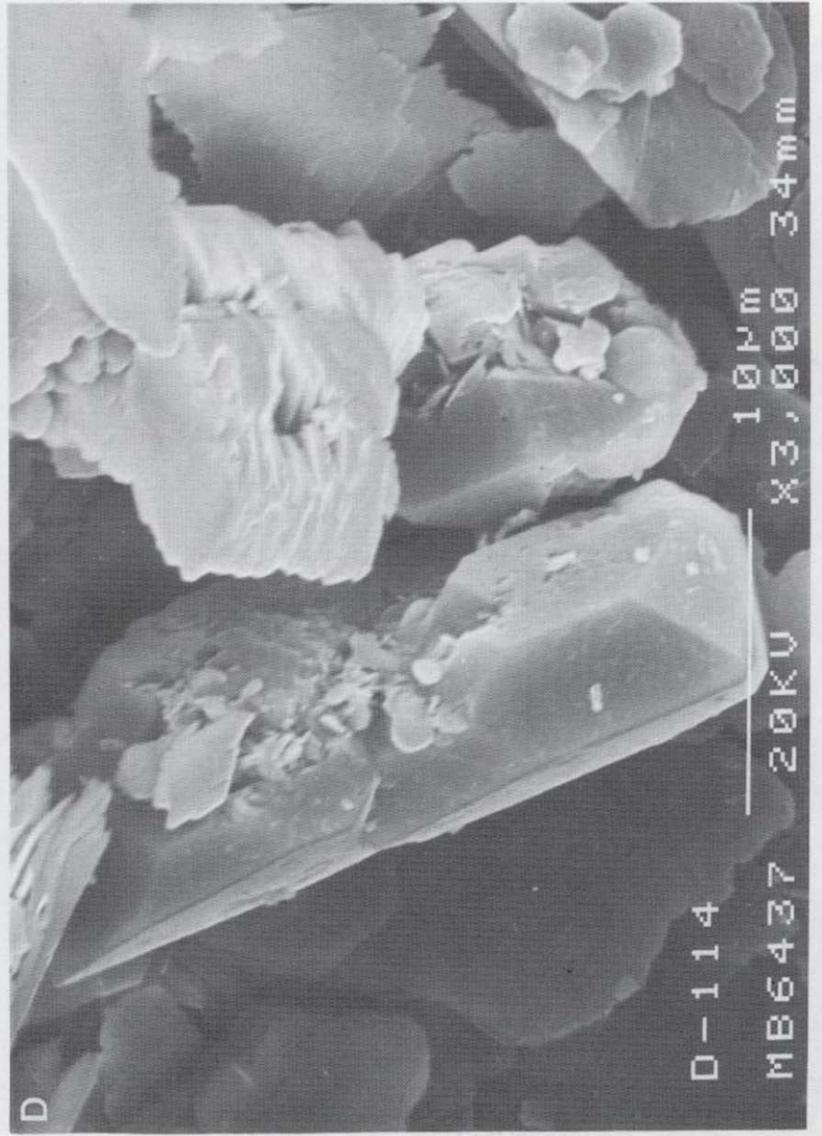
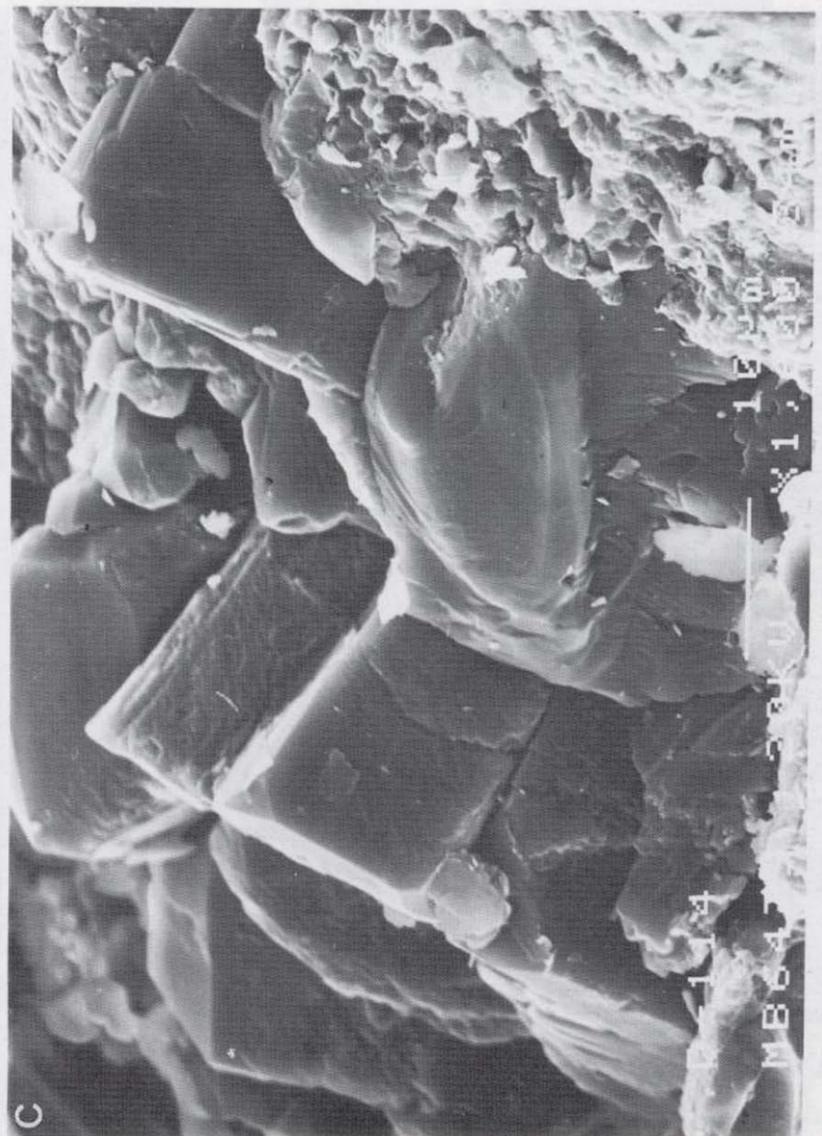
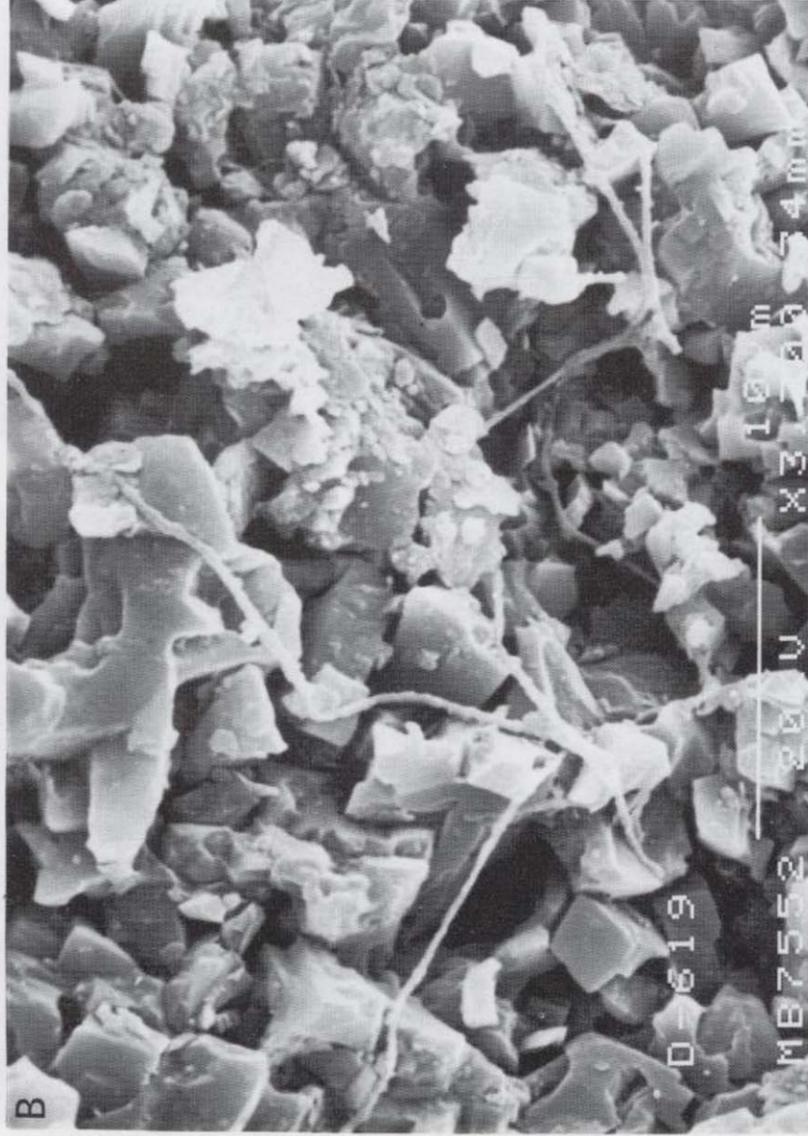
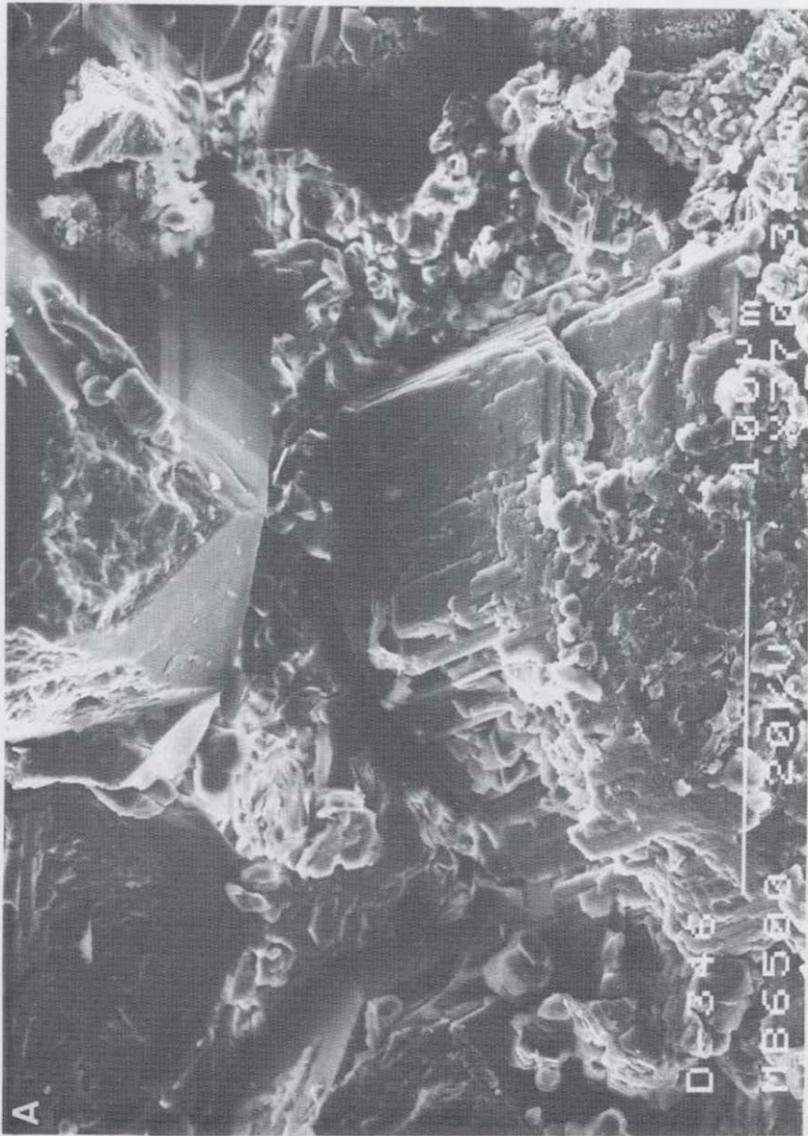


Figura 51.—Aspectos de algunos de los cementos más comunes. A) Sobrecrecimientos de feldespato potásico. B) Calcitas ferrosas y/o sideritas relacionadas con filamentos algales. C) Rombos de dolomita. D) Cristales euhedrales de baritina y caolinitas dispersas.

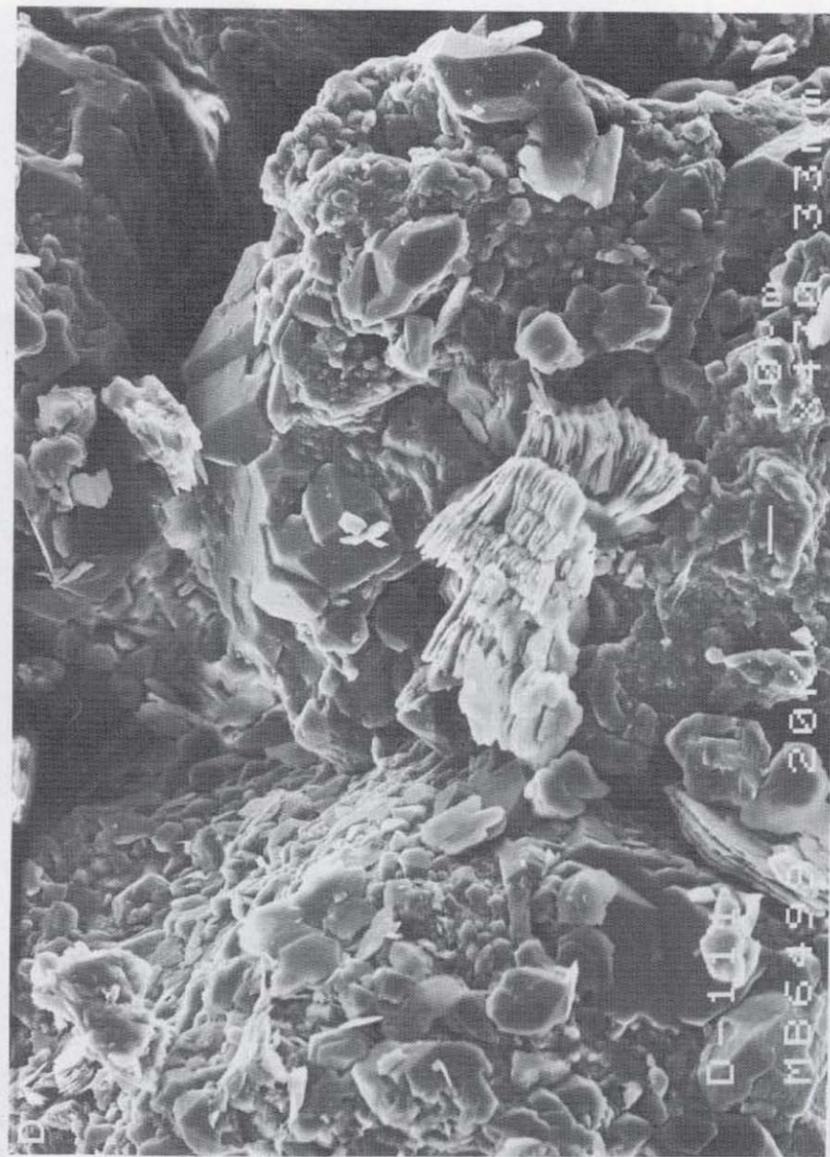
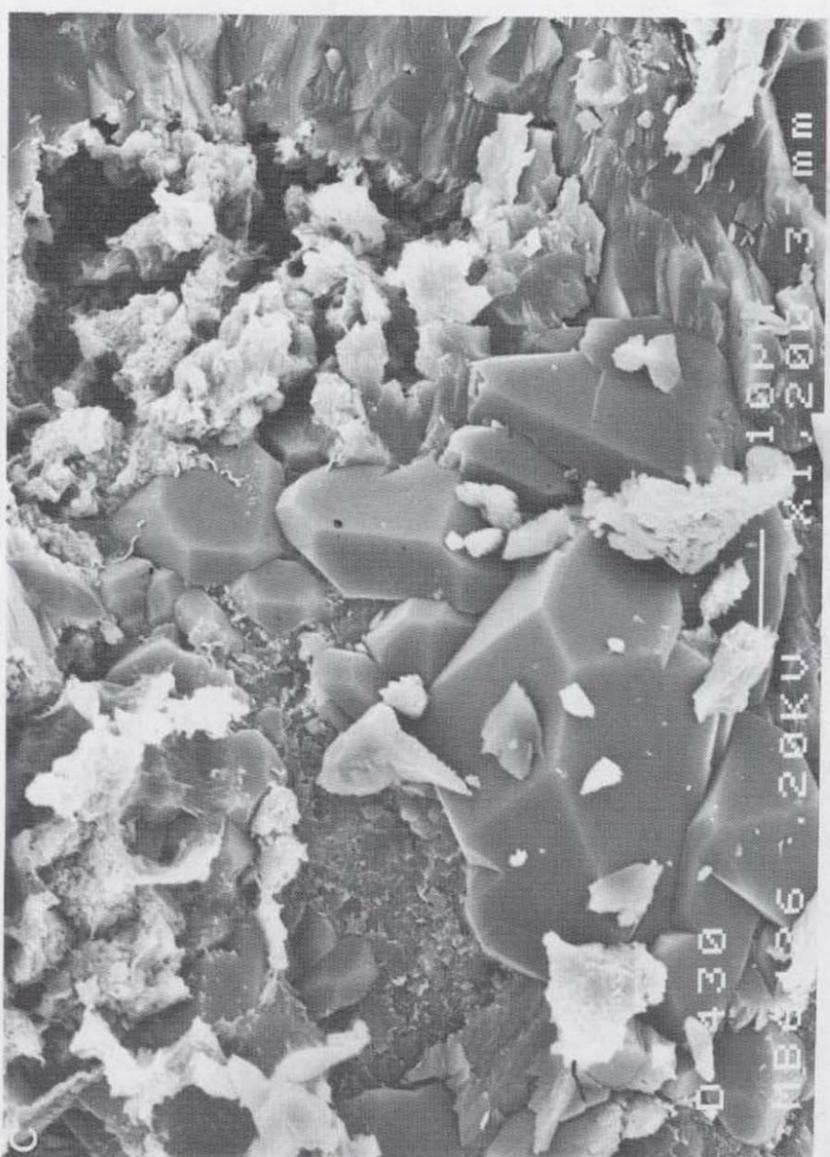
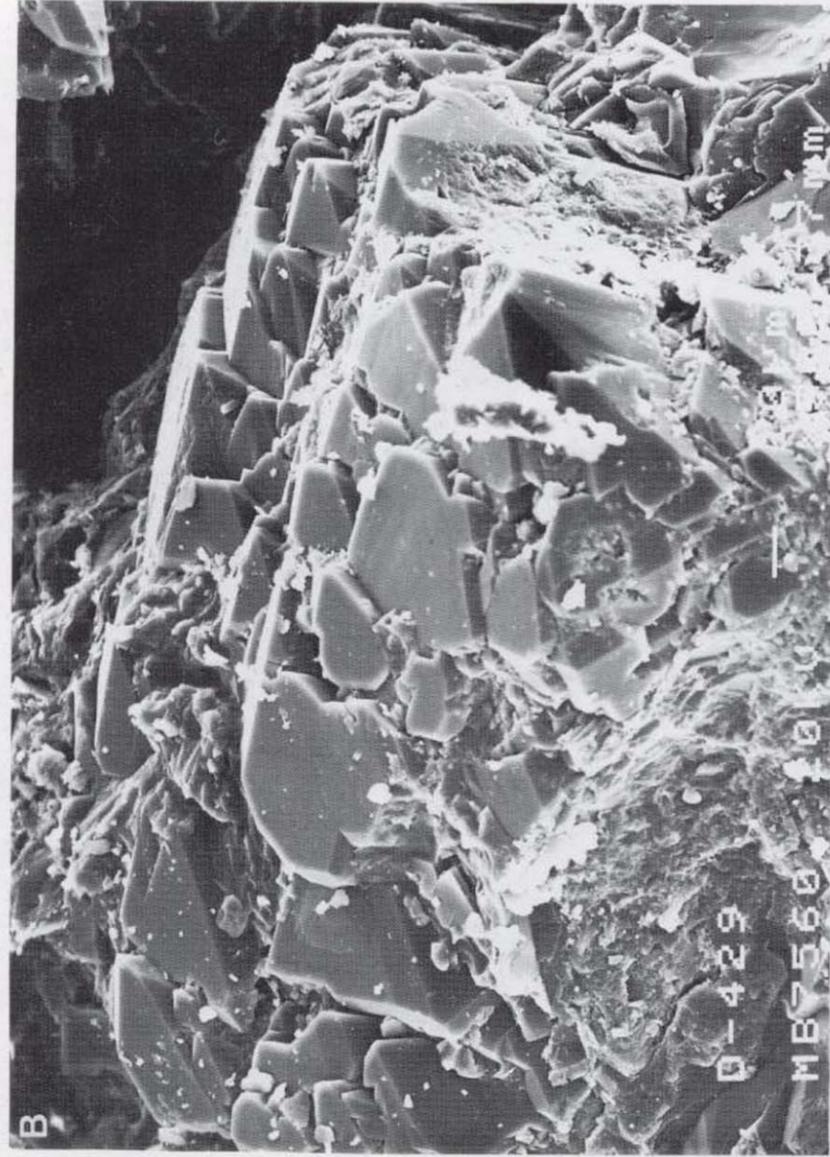
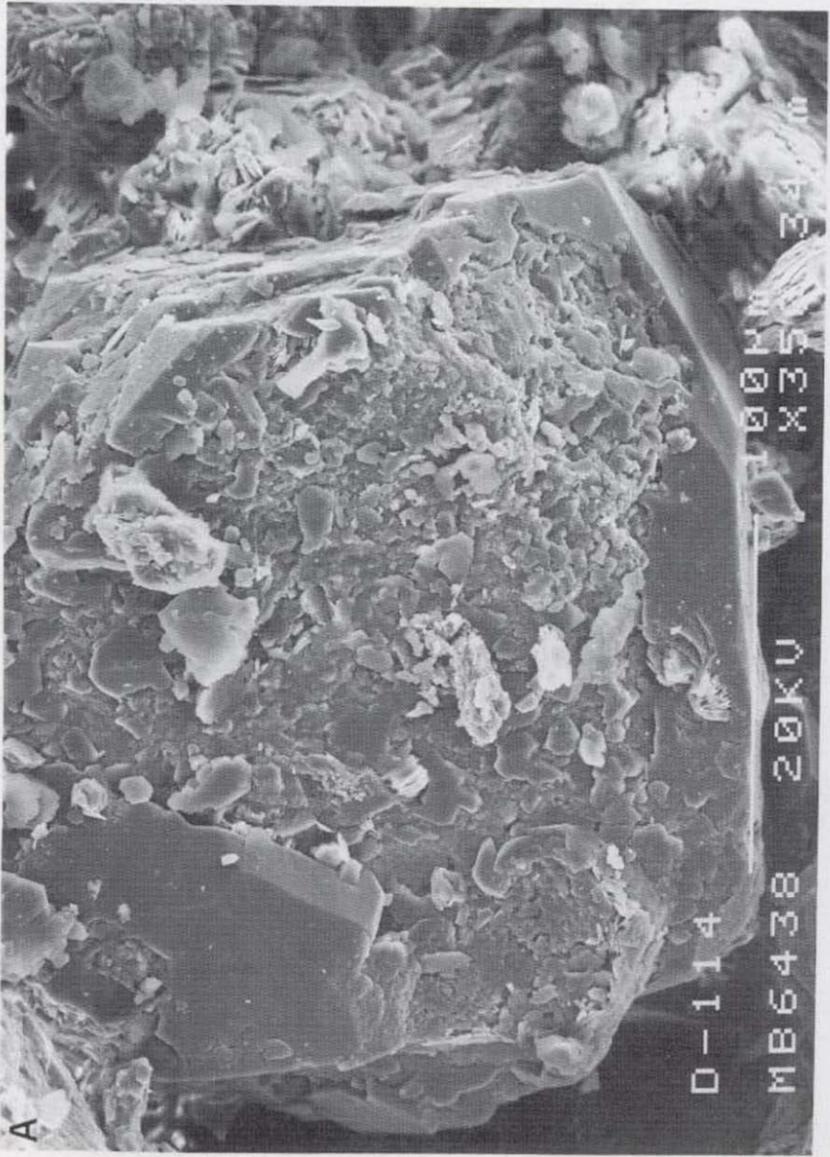


Figura 52.—Diferentes aspectos del cemento sintaxial de cuarzo. A) y B) Cuarzos con recrecimientos casi totales en un medio poroso. C) Crecimiento sintaxial parcial sobre clay coat de I-E. D) Crecimientos parciales englobando *poze filling* de caolinita.

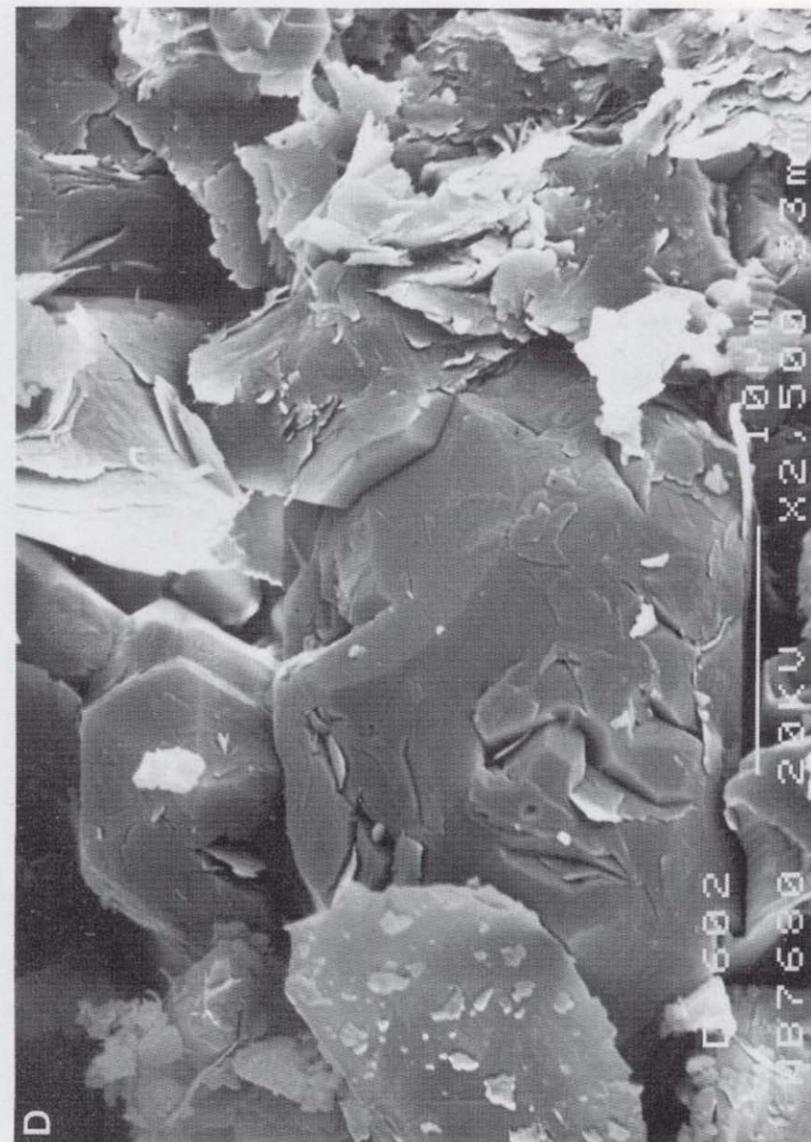
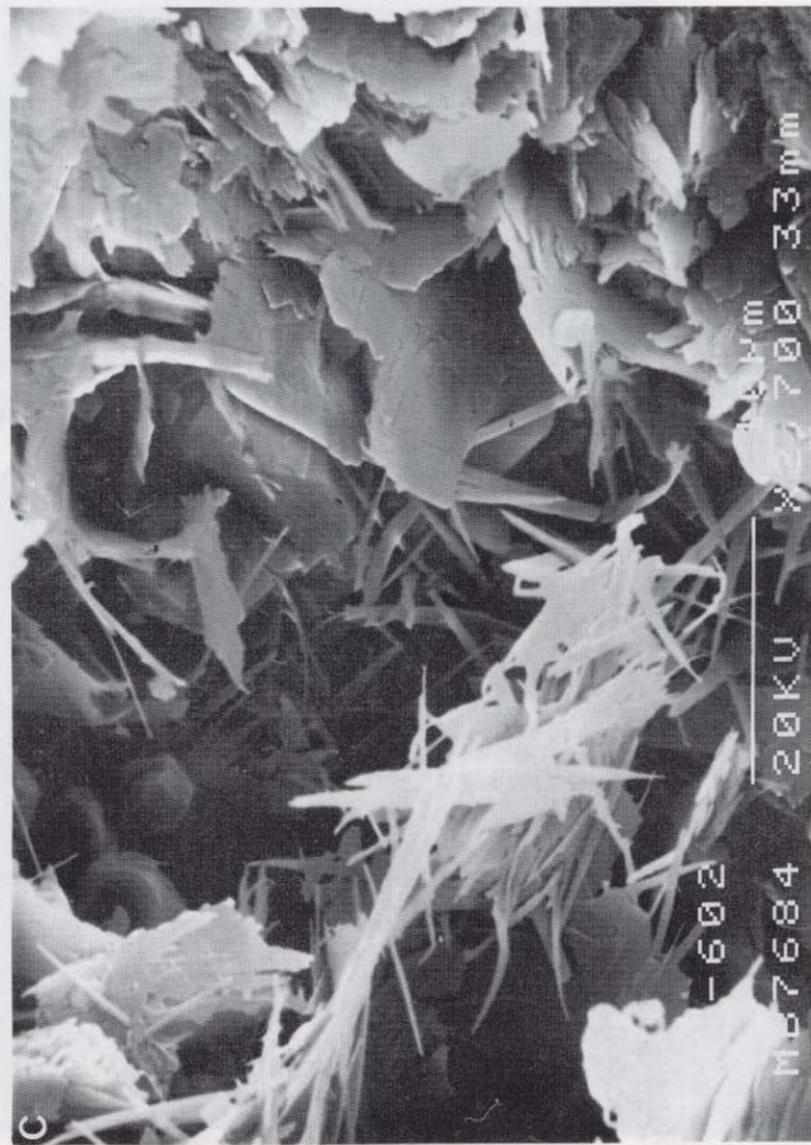
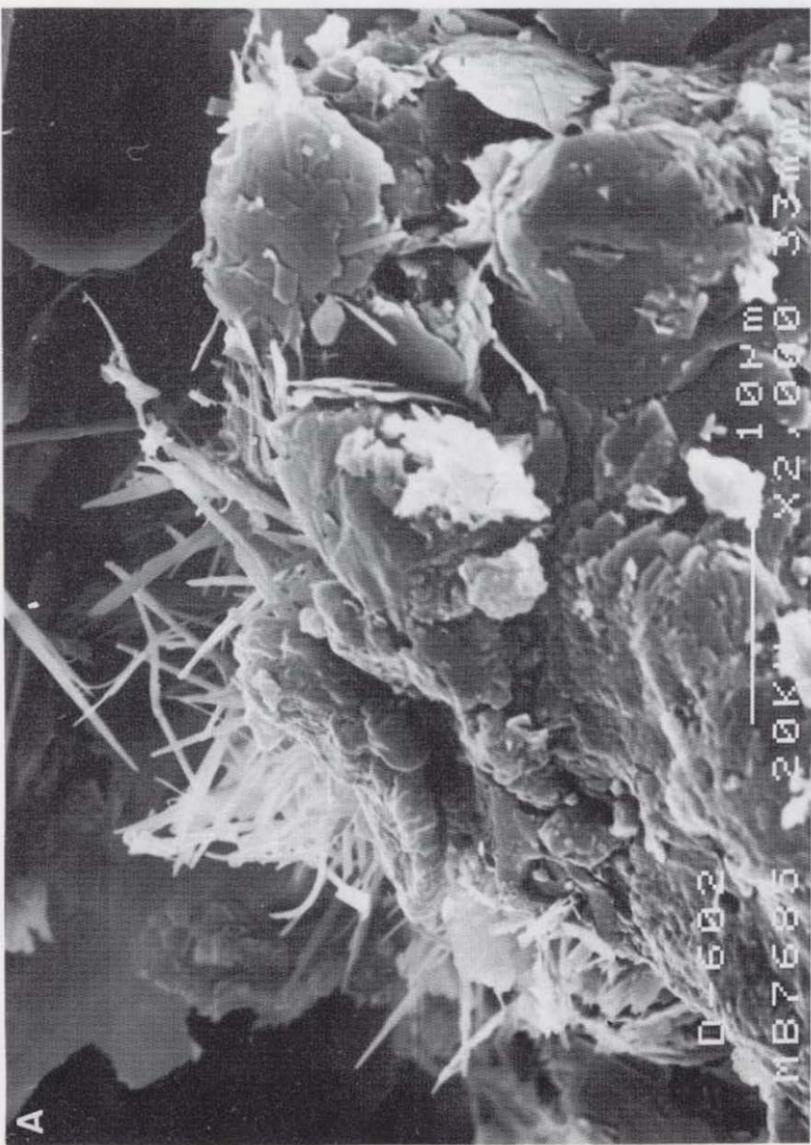


Figura 53.—Evolución de los *clay rim* de illita. A) Formación sobre cuarzo detrítico. B) y C) Reemplazamiento parcial por el cemento syntaxial de cuarzo. D) *Clay rim* illítico totalmente englobado en el cemento syntaxial.

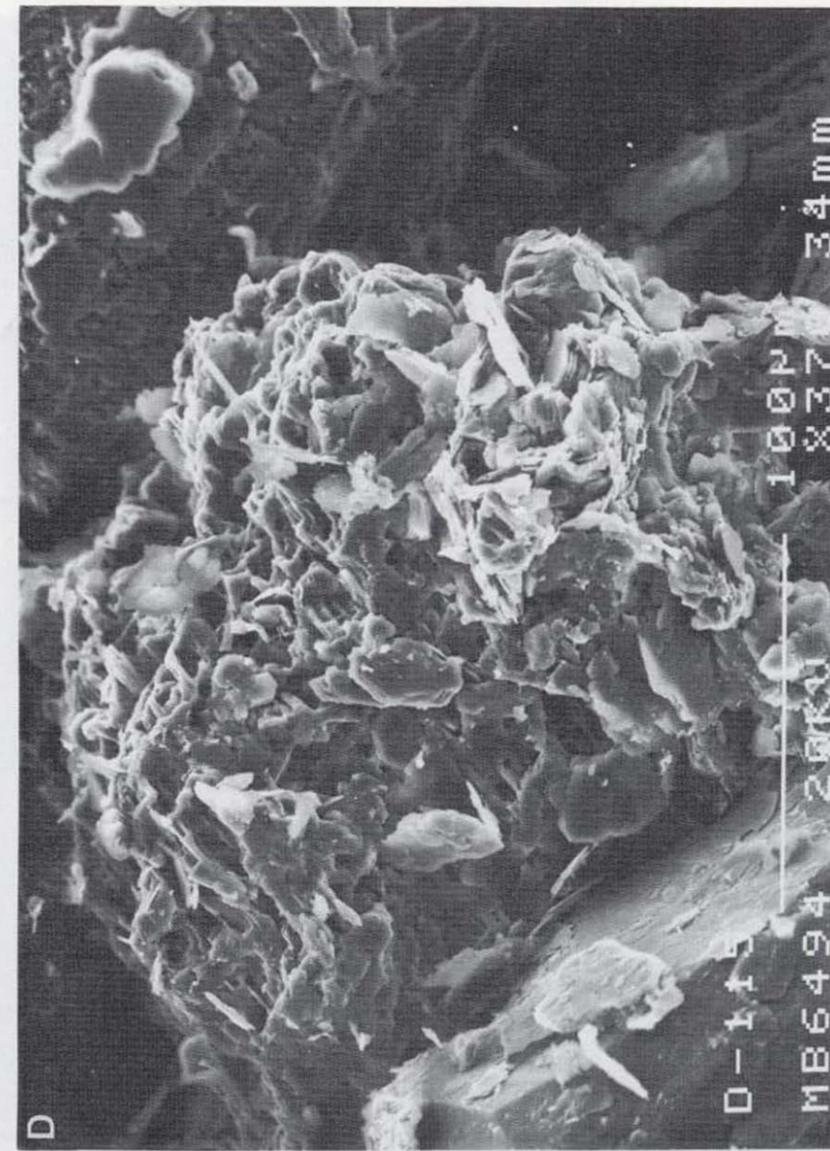
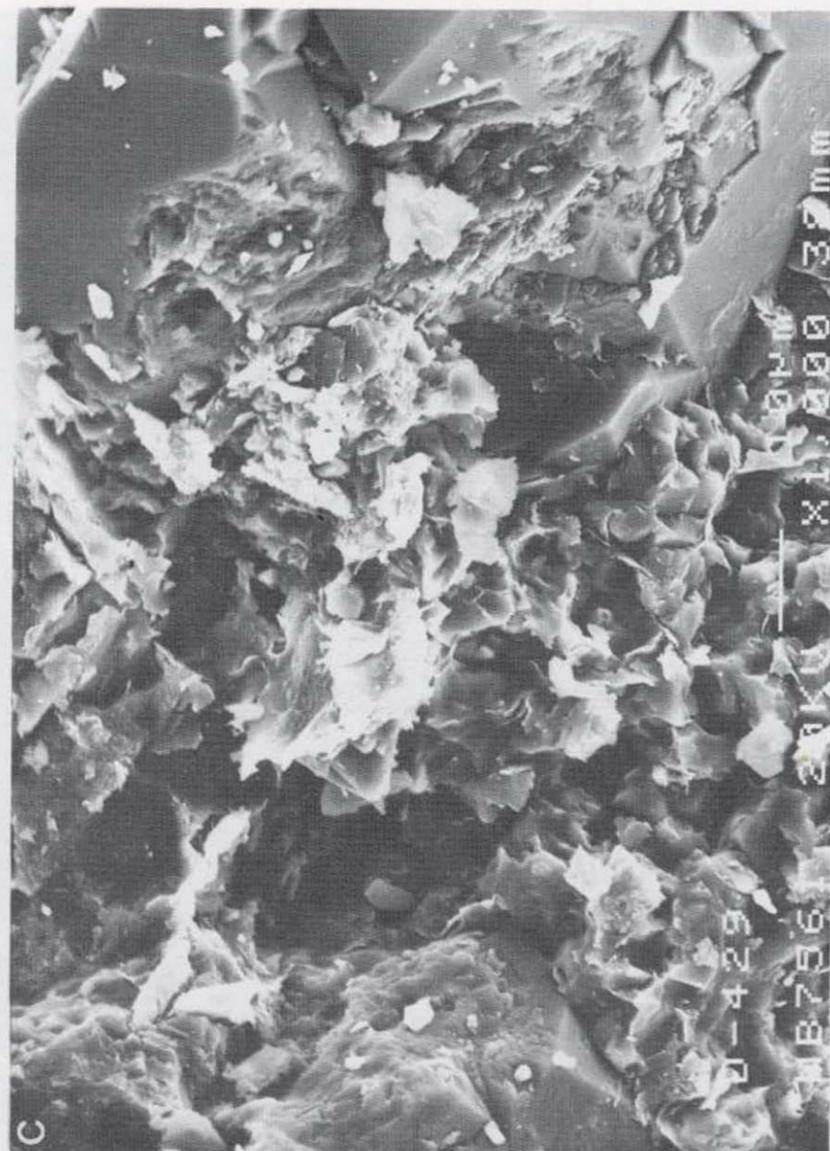
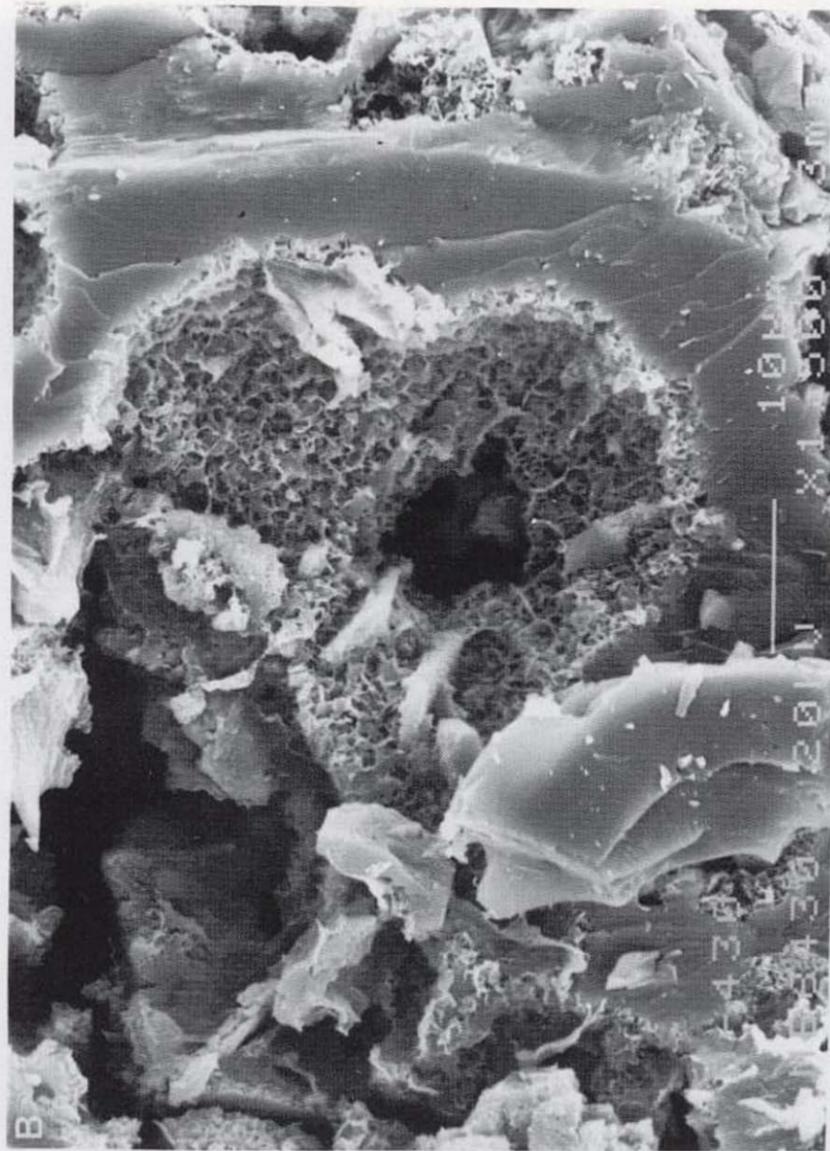


Figura 54.—Diferentes alteraciones y disoluciones de los feldspatos. A) y B) Plagioclasa con vacuolas rellenas de esmectita. C) Feldespato potásico reemplazado por I-E y silicificación posterior. D) Epimatriz de caolinita e illita.



B



C

Figura 55.—Granos intracuencales. A) Dunas conglomeráticas y capas de arena fina con *climbing ripples*. B) Detalle de las facies anteriores. C) Paleosuelo con nódulos de caliche, en la parte inferior de la foto; concentración en forma de *sand wave*, donde se localiza la escala, por erosión del nivel inferior y retrabajamiento de los depósitos residuales, y en la parte superior de la foto, capa de arenisca con *climbing ripples*.

que hoy por hoy no son fáciles de recolectar) con los datos procedentes del laboratorio, para dar algo más de luz sobre este aspecto.

La tentativa de clasificación de los granos de ori-

gen continental, que se expone a continuación y que queda resumida en la tabla 6, ha sido desarrollada de manera análoga a la clasificación que ZUFFA (1987) plantea para areniscas de cuencas marinas profundas:

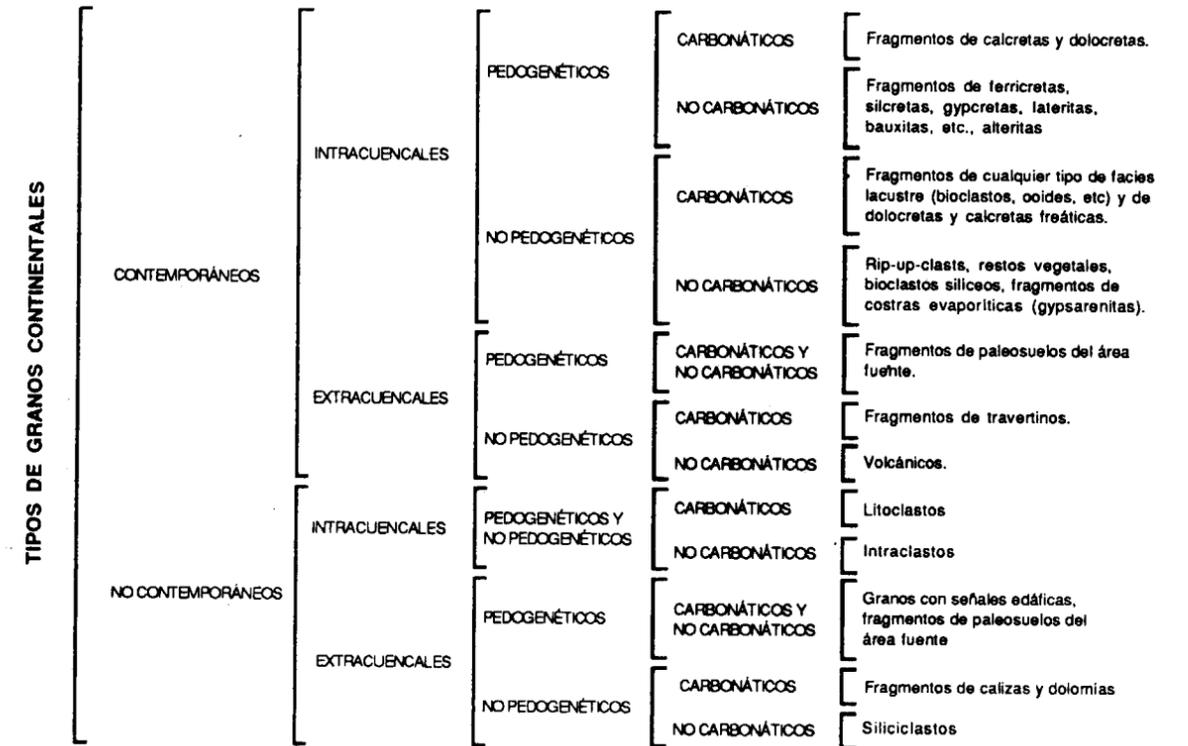


Tabla 7.—Clasificación de los granos de origen continental.

*Granos contemporáneos intracuencales (intrasistema deposicional) pedogenéticos:*

— *Carbonáticos:* son los Cpf, que se han descrito en el apartado 3.4.3.2 del texto, es decir, fragmentos de calcretas y dolcretas en cualquiera de los seis estadios de desarrollo pedogenético definidos por M. N. MACHETTE (1985). Básicamente, consistirán en fragmentos de nódulos de caliche (*glaebules*), trozos de rizocreaciones (*rhizoliths*), fragmentos de horizontes laminares de calcreta (*laminar calcrete*), granos con envueltas micríticas (*pisoids*), fragmentos de suelos pisolíticos (*pisoliths*), intraclastos negros (*black pebbles*), granos de *Microcodium* y fragmentos de suelos arcilloso-limosos carbonáticos, provinien-

tes de la parte superior de los horizontes de calcretas.

Diversos autores describen algunos de estos fragmentos como componentes comunes del esqueleto de las areniscas (NICKEL, 1984; RUST y NANSON, 1989), siendo erosionados y transportados como carga de fondo por los canales que surcan la llanura de inundación y acumulados, mayoritariamente, como depósitos residuales de los mismos (ALLEN, 1960; TANDON y NARAYAN, 1981), o como dunas (*sand waves*) entre las facies de desbordamiento.

Los perfiles de suelos con horizontes de calcreta, de los que provendrían estos granos,

han sido estudiados en sus diferentes aspectos por numerosos autores en las últimas dos décadas. WRIGHT y TUCKER (1991), analizando todos estos trabajos, realizan una exhaustiva revisión sobre el mundo de las calcretas, en la que describen el estado actual de conocimientos y las últimas tendencias sobre el tema.

- *No carbonáticos*: son los Ncpf descritos en el texto, es decir, fragmentos de costras pedogenéticas del tipo ferricretas, silcretas, gypcretas, lateritas, bauxitas, etc. Se incluyen también los cuarzos y demás silicatos con golfos de disolución formados por meteorización química en suelos tropicales (*embayed quartz grains*, CROOK, 1968; CLEARY y CONOLLY, 1972).

Algunos autores ya describen estos fragmentos como constituyentes predominantes del esqueleto de areniscas fluviales (POTTER, 1978; GOLDBERY, 1982; JOHNSON y STALLARD, 1989; JOHNSON, 1990), pudiendo llegar a ser depositadas en ambientes marinos (SUMMERFIELD, 1983; GARZANTI, 1991).

#### *Granos contemporáneos intracuencales no pedogenéticos:*

- *Carbonáticos*: son los denominados como Cnpf en el texto. Mayoritariamente, serán el producto del retrabajamiento de facies carbonáticas lacustres que no hayan sufrido exposición subaérea de tipo pedogenético, incluyendo todo tipo de bioclastos continentales (gasterópodos, ostrácodos, carofíceas, ooides, estromatolitos lagunares, restos óseos, dientes, etc.). Quedarían incluidos los fragmentos de dolocretas y calcretas freáticas (*groundwater carbonates*; WRIGHT y TUCKER, 1991).
- *No carbonáticos*: son los Ncpf, conocidos clásicamente como cantos blandos arcillosos o arcilloso-limosos (*rip-up-clasts*). También se incluyen en este grupo los fragmentos de costras evaporíticas (*gypsarenita*) o de varvas lacustres, restos vegetales (troncos) o de materia orgánica húmica, bioclastos silíceos (diatomeas).

Estos, junto con los pedogenéticos del apartado anterior, son los intraclastos de GAR-

ZANTI (1991), es decir, partículas derivadas del substrato penecontemporáneo no consolidado.

#### *Granos contemporáneos extracuencales pedogenéticos:*

- *Carbonáticos*: fragmentos carbonáticos procedentes de paleosuelos del área fuente, que se formen y erosionen durante la sedimentación de la secuencia deposicional. Estos fragmentos y los siguientes tendrán escasisima representación en el sedimento y en ellos será muy difícil de discernir su contemporaneidad o no con el depósito que los contiene. De todas formas, su mayor o menor presencia dependerá del rango de las secuencias deposicionales establecidas en cada cuenca.
- *No carbonáticos*: fragmentos procedentes de costras pedogenéticas no carbonáticas (silcretas, ferricretas, lateritas, bauxitas, etc.) del área fuente o de alteritas (JOHNSON, 1990).

#### *Granos contemporáneos extracuencales no pedogenéticos:*

- *Carbonáticos*: fragmentos de travertinos.
- *No carbonáticos*: volcánicos directos (piroclásticos) o indirectos producto del retrabajamiento de depósitos volcánicos (coladas, ignimbritas, etc.).

#### *Granos no contemporáneos intracuencales pedogenéticos o no pedogenéticos:*

- *Carbonáticos*: litoclastos de similares características que los granos contemporáneos y producto de la erosión de los depósitos de los que éstos proceden, pero de una secuencia anterior, y por lo tanto, con un grado mayor de consolidación. También pueden reciclar los propios conglomerados intraformacionales de la secuencia precedente.
- *No carbonáticos*: intraclastos semilitificados que se originarán de idéntica manera que los anteriores. Evidentemente, en cualquiera de los dos casos, la composición puede ser intermedia entre uno y otro subgrupo.

Este tipo de granos aparecerán en mayor medida en la base de la secuencia deposicional, sobretodo cuando este límite se corresponda con una discordancia erosiva, tanto si es angular como si no. Este es el caso de los cantos rubefactados que con frecuencia se encuentran en el conglomerado basal de Menorca y en el de la Cordillera Costero Catalana y que se disponen sobre la discordancia angular erosiva, límite de la secuencia deposicional en la que se encuentran.

#### *Granos no contemporáneos extracuencales pedogenéticos:*

- *Carbonáticos y no carbonáticos*: Todos aquellos granos con claras señales edáficas, producto de la erosión de cualquier paleosuelo que se haya desarrollado en el área fuente con antelación a la sedimentación de la secuencia deposicional que nos ocupa.

Un ejemplo claro de este grupo serían los cuarzos con golfos de disolución (*embayed quartz grains*) procedentes del horizonte de meteorización permo-carbonífero, que se instala sobre el basamento hercínico de la Cordillera Costero Catalana.

#### *Granos no contemporáneos extracuencales no pedogenéticos:*

- *Carbonáticos*: son los CE de ZUFFA (1980), es decir, mayoritariamente fragmentos de calizas y dolomías del área fuente.
- *No carbonáticos*: todos aquellos fragmentos de rocas siliciclásticas (NCE de ZUFFA, 1980) procedentes de la erosión del área fuente o transportados por la acción del viento, contemplados ampliamente en las clasificaciones convencionales: FOLK (1965); PETTIJOHN et al. (1972); YOUNG (1976); ZUFFA (1987).

## 5. CONCLUSIONES

Las conclusiones parciales se han ido describiendo a lo largo de los diferentes capítulos, unas de rango mayor y otras menor, que inciden tan sólo en la geología local. Las conclusiones finales son las que derivan únicamente del ob-

jetivo principal, planteado al principio del trabajo, es decir, aquellas que afectan al conjunto de los afloramientos permotriásicos del Mediterráneo Occidental (Levante peninsular y Baleares):

1. La geometría de la cuenca corresponde a la de un semigraben, consecuencia de una etapa distensiva que afectó a la Península en el Pérmico y Triásico más inferior. Las alineaciones de semigrabens poseen sus «cabeceas» (extremo oriental) en la «Meseta» y se «abren» (extremo occidental) hacia el actual Mediterráneo (Tethys). Estas alineaciones de semigrabens están separadas entre sí por «altos» en los que no existe sedimentación permotriásica o a lo sumo, ésta se limita a un reducidísimo espesor.

Los semigrabens más subsidentes corresponden a la alineación de la Cordillera Ibérica (cuenca sedimentaria con mayor desarrollo en extensión y potencia). Los menos desarrollados, progresivamente van situándose hacia el NE hasta alcanzar el semigraben pirenaico, de magnitud similar al de la Cordillera Ibérica.

2. Los afloramientos permotriásicos de las Baleares, probablemente formaban parte de las cuencas peninsulares y por efecto de un sistema de fracturas han sido desplazados, dando lugar al denominado «promontorio balear». Los afloramientos de Mallorca pertenecerían a la cuenca ibérica y los de Menorca a la de Castelló.
3. La historia del relleno de los semigrabens se divide en dos etapas impuestas por una repetición de las características tectónicas, que dan lugar a una sucesión similar en cada uno de ellos. En los semigrabens más evolucionados (Ibérico y de Castelló), la serie presenta los dos ciclos superpuestos y bien desarrollados. En los semigrabens menos desarrollados (Cordillera Costero Catalana), tan sólo se presenta el ciclo más superior y quizá, muy localmente, un pequeño testimonio del inferior.

Cada ciclo está formado por facies aluviales de aportes locales procedentes de los «altos» y por facies fluviales (en régimen meandriforme) que drenan toda la cuenca y, que por lo tanto, aportan material de toda su área de drenaje.

4. Los materiales de origen local (aluviales de la parte inferior de cada megaciclo) presentan una fuerte «selección» como resultado de haberse originado sobre una superficie de peneplanización. Son sincrónicos con la fase más intensa de estructuración del semigraben, el cual ha creado el espacio para sedimentarse al mismo tiempo que ha ejercido una acción de «atracción» de los materiales hacia la cuenca. Todo ello implica un transporte/sedimentación corto y rápido.
5. Los materiales aportados a la cuenca en los momentos en que domina el transporte/sedimentación en un medio fluvial meandriforme, proceden predominantemente de la Meseta (donde se sitúan las «cabeceras» de las líneas de semigrabens). Estos materiales durante el transporte, en general lento, van contaminándose con los materiales procedentes de las áreas fuentes localizadas en la red hidrográfica por donde transcurre el sistema fluvial principal.
6. Los procesos diagenéticos constatados en el área de estudio son similares a los descritos por otros autores en la Cordillera Ibérica. En líneas generales, puede afirmarse que las series que ocupan una posición marginal en la cuenca poseen una mayor influencia de las aguas meteóricas durante su diagénesis, mientras que las series situadas en las inmediaciones de los ejes de los semigrabens presentan una clara influencia de las aguas marinas, que van aumentando hacia el techo de las mismas.
7. Siguiendo la pauta marcada por ZUFFA (1987), se ha propuesto, finalmente, una tentativa de clasificación de los granos de origen continental, para así contribuir a una mayor funcionalidad en los estudios de petrología sedimentaria de los materiales de ambientes continentales.

## 6. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo corresponde a la memoria de la Tesis Doctoral defendida en mayo de 1992 por el que suscribe y dirigida por los profesores Joan Rosell y Rafaela Marfil Pérez, con los que me

une una sincera y gran amistad, forjada a lo largo de cuatro años de actividad investigadora.

El tema de mi tesina o tesis de licenciatura fue el verdadero punto de partida en un campo enorme de investigación como es el de la Petrología Sedimentaria y su relación con las facies. Fue escogido por el director de la tesina y tesis, el profesor J. Rosell, quien ha dirigido, en el sentido más estricto de la palabra, todos los trabajos de campo y gabinete, comprobándolos y rectificándolos si ello era preciso. Este fue el primero de un conjunto de factores, la suma de los cuales ha cristalizado en esta tesis.

Otro de estos factores, no menos importante, que ha girado y gira alrededor del eje de mi especialización, procede de la relación profesora/alumno con la Dra. R. Marfil, codirectora de esta tesis. Ella me introdujo en el mundo de la Petrología Sedimentaria enseñándome a «dar los primeros pasos», reconocimiento y clasificación de las rocas y, a «andar», estudiar todo lo relativo a los procesos post-sedimentarios englobados bajo el término «diagénesis». Este factor, a decir verdad, está compuesto por el binomio José Andrés de la Peña y Rafaela Marfil (el profesor De la Peña siempre en retaguardia con su espíritu constructivo y su ánimo de colaboración).

Ligado en parte a los profesores anteriores, quizá por una visión de Universidad y de Departamento, entró en el ámbito de influencia un nuevo factor, el profesor J. Arribas, que no sólo me inició en el estudio de la procedencia de las rocas terrígenas sino también en el conocimiento de los procesos de reciclado. Sus consejos y discusiones críticas son los que me han ido documentando y al mismo tiempo forjando en estos temas.

Estos tres profesores de Madrid, en cuya Universidad he realizado innumerables estancias, han sido copartícipes de la dirección de la tesis y la han vivido en todo momento como si de uno de sus doctorandos se tratara.

Los factores citados hasta este momento han entrado en escena correlativamente. El último ha tenido por escenario la Universidad de Bolonia. En ella he realizado tres estancias durante el período 89-91. Los consejos y enseñanzas del profesor G. G. ZUFFA y sus colaboradores, acompañados de su crítica, han constituido y constitu-

yen un factor importante para mi formación en el aspecto temático de la tesis.

Es evidente que en la evolución de mi pensamiento influyeron también los cursos de especialización a los que tuve la suerte de asistir y las discusiones diarias con profesores y alumnos de la Universidad Autónoma de Barcelona y concretamente del Departamento de Geología. He de destacar, entre todos ellos, por su inestimable ayuda en los momentos finales de la tesis, a mi compañero y amigo Rogelio Linares Santiago.

Fuera ya del ámbito científico, un factor final pero importantísimo que me ha facilitado la vida y que me ha permitido llegar sin grandes dificultades al momento de «presentar la tesis» ha sido el entusiasmo volcado en mis proyectos por mis padres, José María y Lourdes, mi mujer, Mercedes, y Carmen (la profesora de Paleontología). A todos ellos mi más sincero agradecimiento.

\* \* \*

Este trabajo ha sido financiado en su casi totalidad por la CICYT proyecto núm. PS88-0021 del que fui becado para su realización.

El resto, correspondiente a una parte de los trabajos de campo, fue subvencionado mediante una ayuda de la CIRIT («Ajut per a joves investigadors», año 1988).

## BIBLIOGRAFIA

- ALLEN, J. R. L. (1960): *Cornstone*. Geological Magazine, 107, 43-48.
- ARCHE, A., y LOPEZ-GOMEZ, J. (1989): *Fluvial sedimentation during the early rifting phase in the southeastern Iberian Ranges*. En: 4th International Conference on fluvial sedimentology, Excursion Guidebook, 8, 88 pp.
- ARRIBAS, J. (1984): *Sedimentología y Diagénesis del Buntsandstein y Muschelkalk de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (provincias de Soria y Zaragoza)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 354 pp.
- ARRIBAS, J.; GOMEZ-GRAS, D.; ROSELL, J., y TORTOSA, A. (1990): *Estudio comparativo entre las areniscas paleozoicas y triásicas de la Isla de Menorca: evidencias de procesos de reciclado*. Rev. Soc. Geol. España, 3 (1/2), 105-116.
- ARRIBAS, J.; MARFIL, R., y DE LA PEÑA, J. A. (1985): *Provenance of Triassic feldspathic sandstone in the Iberian Range (Spain): significance of quartz types*. Jour. Sed. Petrology, v. 55, 864-869.
- BANKS, C. J., y WARBURTON, J. (1991): *Mid-crustal detachment in the Betic system of southeast Spain*. Tectonophysics, 191, 275-289.

BJORLYKKE, K. (1983): *Diagenetic reactions in sandstones*. En: A. Parker y B. W. Sellwood (Eds.), *Sediment Diagenesis*. NATO ASI Series, Reidel Publishing Company: 169-213.

BOURROUIL, R. (1973): *Stratigraphie, sedimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du NE de Majorque (Baléares). La terminaison nord-orientale des Cordillères Bétiques en Méditerranée occidentale*. Thèse d'Etat Univ. Paris. 2 vol. 822 pp.

CALAFAT, F. (1988): *Estratigrafia y Sedimentología de la litofacies Buntsandstein de Mallorca*. Tesis de licenciatura. Univ. de los Illes Balears, 126 pp.

CASTELLTORT, J.; MARFIL, R., y MARZO, M. (1987): *Provenance and diagenesis of the Middle Muschelkalk sandstones of the Catalanides (NE Iberian Peninsula)*. 8th IAS Regional Meeting of Sedimentology Tunis: 137-138.

CLEARY, W. J., y CONOLLY, J. R. (1972): *Embayed quartz grains in soils and their significance*. Jour. Sed. Petrol., 42, 899-904.

CROOK, K. A. W. (1968): *Weathering and roundness of quartz sand grains*. Sedimentology, 11, 171-182.

DE LA PEÑA, J. A.; ARRIBAS, J.; DE LA CRUZ, B., y MARFIL, R. (1983): *Diagenetic model of Permo-Triassic continental and transitional sandstones (Red. beds) in the Iberian Range, Spain*. 4th IAS Regional Meeting Split, Yugoslavia, 137-139.

DIAZ, M. (1983): *Mapa Geológico de España*. Informe sedimentológico, hoja núm. 56, Valencia. I.G.M.E.

DICKINSON, W. R. (1985): *Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones*. In: G. G. Zuffa (Ed.): *Provenance of Arenites*, NATO ASI Series C, 148, 333-362.

DICKINSON, W. R.; BEARD, L. S.; BRAKENRIDGE, G. R.; ERJAVEC, J. L.; FERGUSON, R. C.; INMAN, K. F.; KNEPP, R. A.; LINABERG, F. A., y RYBERG, P. T. (1983): *Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting*. Geol. Soc. Amer. Bull., 94, 222-235.

FOLK, R. L. (1965): *Petrology of sedimentary rocks*. Univ. de Texas. Hemphill's Austin Texas, 159 pp.

FUCHTBAUER, H. (1974): *Sediments and Sedimentary Rocks 1*. Springer Verlag Stuttgart, 464 pp.

GARCIA-GIL S. (1990): *Las unidades litoestratigráficas del Muschelkalk en el NO de la Cordillera Ibérica (España)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 86 (1-4), 21-51.

GARRIDO-MEGIAS, A. (1982): *Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas*. Act. V Congreso Latinoamericano de Geología, 1, 385-402.

GARZANTI, E. (1991): *Non-carbonate intrabasinal grains in arenites: their recognition, significance, and relationship to eustatic cycles and tectonic setting*. Jour. Sed. Petrol., 61, núm. 6, 959-975.

GARZANTI, E.; HAAS, R., y JADOUL, F. (1989): *Ironstones in the Mesozoic passive margin sequence of the Tethys Himalaya (Zaskar, Northern India): sedimentology and metamorphism*. En: T. P. Young y W. E. G. Taylor (Eds.).

- Phanerozoic Ironstones, Geological Society of London, 229-244.
- GOLDBERY, R. (1982): *Paleosols of the lower Jurassic Mishhor and Ardon Formations («laterite derivate facies»)*, Makhtesh Ramon, Israel. *Sedimentology*, 29, 777-803.
- GOMEZ-GRAS, D. (1987): *Estratigrafía física y petrología sedimentaria del Pérmico y Buntsandstein de la isla de Menorca*. Tesis de Licenciatura. Univ. Autónoma de Barcelona, 117 pp.
- HAWKINS, P. J. (1978): *Relationships between diagenesis, porosity reduction and oil emplacement in late Carboniferous sandstone reservoirs, Bothamsall Oilfield, E. Midlands*. *Jl. Geol. Soc. Lond.*, 135, 7-24.
- JOHNSSON, M. J. (1989): *Overlooked sedimentary particles from tropical weathering environments*. *Geology*, 18, 107-110.
- JOHNSSON, M. J., y STALLARD, R. F. (1989): *Physiographic controls on the sediments derived from volcanic and sedimentary terrains on Barro Colorado Island, Panama*. *Jour. Sed. Petrol.*, 59, 768-781.
- LOPEZ-GOMEZ, J. (1985): *Sedimentología y estratigrafía de los materiales pérmicos y triásicos en el sector SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica entre Cueva de Hierro y Chelva (provincias de Cuenca y Valencia)*. *Sem. Estratigrafía, Monografías*, 11, 344 pp.
- LOPEZ-GOMEZ, J., y ARCHE, A. (1986): *Estratigrafía del Pérmico y Triásico en facies Buntsandstein y Muschelkalk en el sector SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (provincias de Cuenca y Valencia)*. *Estudios Geológicos*, 42, 259-270.
- LOPEZ-GOMEZ, J., y ARCHE, A. (1988): *Algunas consideraciones sobre la facies Buntsandstein en el SE de la Cordillera Ibérica (provincias de Cuenca, Teruel, Castellón y Valencia)*. *Congreso Geológico de España, comunicaciones*, vol. 1, 111-114.
- LOPEZ-GOMEZ, J., y ARCHE, A. (1992): *Paleogeographical significance of the Röt (Anisian, Triassic) Facies (Marines clays, muds and marls Fm.) in the Iberian ranges, eastern Spain*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 91, 347-361.
- MACHETTE, M. N. (1985): *Calcic soils of the south-western United States*. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 203, 1-21.
- MARFIL, R., y GOMEZ-GRAS, D. (1990): *Relaciones entre el ambiente de sedimentación y los procesos diagenéticos en las areniscas del Buntsandstein del Umbral de Ateca (Cordillera Ibérica)*. *Bol. Geol. Minero*, 101, 3-20.
- MARZO, M. (1983): *Mapa Geológico de España. Informe sedimentológico Hoja núm. 48, Vinaròs*. I.G.M.E.
- NICKEL, E. (1984): *Carbonates in alluvial fan systems. An approach to physiography, sedimentology and diagenesis*. *Sedimentary Geology*, 42, 83-104.
- OBIS, A., y CANEROT, J. (1972): *Mapa Geológico de España. Hoja núm. 616, Villafamés*. I.G.M.E.
- ORI, G. G. (1988): *Facies e geometrie deposizionali dei sedimenti fluviali*. *Giornale di Geologia*, ser 3.ª, vol. 50/1-2, 39-67.
- PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E., y SIEVER, R. (1972): *Sand and Sandstones*. Springer-Verlag, New York, 618 pp.
- POTTER, P. E. (1978): *Petrology and chemistry of modern big river sands*. *Jour. Geol.*, 86, 423-449.
- RAMOS, A., y DOUBINGER, J. (1989): *Premières datations palynologiques dans le faciès Buntsandstein de l'île de Majorque (Baléares, Espagne)*. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 309, Série II: 1089-1094.
- RAMOS, A.; DEL OLMO, P., y ALVARO, M. (1985) *El Buntsandstein de la isla de Mallorca*. II Col. *Estrat. Paleog. Pérm. y Triás. de Esp.* La Seu d'Urgell (Lleida). *Resúmenes*, 103-104.
- RICCI LUCCHI, F. (1988): *Introduzione all'analisi dei bacini sedimentari continentali*. *Giornale di Geologia*, ser 3.ª, vol. 50/1-2, 127-146.
- RODRIGUEZ-PEREA, A.; RAMOS-GUERRERO, E.; POMAR, L.; PANIELLO, X.; OBRADOR, A., y MARTI, J. (1987): *El Triásico de las Baleares*. *Cuad. Geol. Ibérica*, 11, 295-321.
- ROSELL, J., y ELIZAGA, E. (1989): *Evolución tectosedimentaria del Paleozoico de la isla de Menorca*. *Bol. Geol. Minero*, 100, 193-204.
- ROSELL, J.; ARRIBAS, J.; ELIZAGA, E., y GOMEZ-GRAS, D. (1988): *Caracterización sedimentológica y petrográfica de la serie roja permotriásica de la isla de Menorca*. *Bol. Geol. Minero*, 99, 71-82.
- ROSELL, J.; GOMEZ-GRAS, D., y ELIZAGA, E. (1987): *Mapa geológico de España*, escala 1:25.000 (segunda serie, primera edición), hoja núm. 618, Ciutadella (cuadrantes 617 bis-II, 618-III), Fornells (cuadrantes 618-I-II), I.T.G.E., Madrid.
- ROSELL, J.; GOMEZ-GRAS, D., y ELIZAGA, E. (1987): *Mapa geológico de España*, escala 1:25.000 (segunda serie, primera edición), hoja núm. 619, Ses Coves Noves (cuadrante 619-III), I.T.G.E., Madrid.
- ROSELL, J.; GOMEZ-GRAS, D., y ELIZAGA, E. (1987): *Mapa geológico de España*, escala 1:25.000 (segunda serie, primera edición), hoja núm. 646, Santandria (cuadrante 645 bis-I, 646-IV), Alaior (cuadrante 646-I), Cala En Porter (cuadrante 646-II), I.T.G.E., Madrid.
- ROSELL, J.; GOMEZ-GRAS, D., y ELIZAGA, E. (1987): *Mapa geológico de España*, escala 1:25.000 (segunda serie, primera edición), hoja núm. 647, Illa D'En Colom (cuadrante 647-IV), Maó (cuadrante 647-III), I.T.G.E., Madrid.
- ROSENDHAL, B. R.; REYNOLDS, D. J.; LORBER, P. M.; BURGESS, C. F.; MCGILL, J.; SCOTT, D.; LAMBIASE, J. J., y DERKSEN, S. J. (1986): *Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyika, Africa*. En: Frostick, L. E.; Renaut, R. W.; Reid, I., y Tiercelin, J. J. (Ed.). *Sedimentation in the African Rifts*. Geological Society Special Publication, 25, 29-43.
- RUST, B. R., y NANSON, G. C. (1989): *Bedload transport of mud as pedogenic aggregates in modern and ancient rivers*. *Sedimentology*, 36, 291-306.
- SOPENA, A.; VIRGILI, C.; HERNANDO, S., y RAMOS, A. (1977): *Pérmico continental en España*. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, 11-34.

- SOUTHARD, J. B. (1975): *Bed configurations*. En *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*. S.E.P.M. Short Course, 2, 161 pp.
- SUMMERFIELD, M. A. (1983): *Petrography and diagenesis of silcrete from the Kalahari Basin and Cape coastal zone, southern Africa*. *Jour. Sed. Petrol.*, 53, 895-909.
- TANDON, S. K., y NARAYAN, D. (1981): *Calcrete conglomerate, casehardened conglomerate and concretionary account of pedogenic and non-pedogenic carbonates from the continental Siwalik Group, Punjab, India*. *Sedimentology*, 28, 353-367.
- TAYLOR, J. M. (1950): *Pore-space reduction in sandstone*. *A.A.P.G. Bull.*, 34, 701-706.
- VAN WAGONER, J. C. (1985): *Reservoir facies distribution as controlled by sea-level change*. *Abstract and Poster*

- Session*. SEPM Mid-Year Meeting, Golden, Colorado, 91-92.
- WRIGHT, V. P., y TUCKER, M. E. (1991): *Calcretes: an introduction*. En: V. P. Wright y M. E. Tucker (Eds.). *Calcretes*. IAS Reprint series, V. 2, 1-22.
- YOUNG, S. W. (1976): *Petrographic textures of detrital polycrystalline quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks*. *Jour. Sed. Petrol.*, 46, 595-603.
- ZUFFA, G. G. (1980): *Hybrid arenites: their composition and classification*. *Jour. Sed. Petrol.*, 50, 21-29.
- ZUFFA, G. G. (1985): *Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results*. En: G. G. Zuffa (Ed.). *Provenance of Arenites*, Boston, D. Reidel, 165-189.
- ZUFFA, G. G. (1987): *Unravelling hinterland and offshore palaeogeography from deep-water arenites*. En: J. K. Legget y G. G. Zuffa (Ed.). *Marine clastic sedimentology: Concepts and case studies*, Graham & Trotman, Londres, 39-61.

Original recibido: Septiembre de 1992.

Original aceptado: Octubre de 1992.

# Blátidos (Insecta, Blattodea) del Cretácico Inferior de España. Familias Mesoblattinidae, Blattulidae y Poliphagidae.

Por X. MARTINEZ-DELCLOS (\*)

## RESUMEN

Se describen siete especies de blátidos (Insecta, Blattodea), entre un amplio número de formas de este orden, encontradas en los yacimientos de calizas litográficas del Cretácico Inferior de España. De estas siete formas, cinco son géneros y especies nuevas y dos son especies que se redescubren. Han sido reconocidas tres familias: Mesoblattinidae, en la cual se ha emplazado cinco especies y Blattulidae y Poliphagidae, con una especie cada una. Es la primera vez que se reconoce la familia Poliphagidae en el registro fósil. Con anterioridad individuos fósiles de la familia Blattulidae se habían encontrado en otros yacimientos de Europa pero nunca en España.

**Palabras clave:** Insecta, Blattodea, Mesoblattinidae, Blattulidae, Poliphagidae, Cretácico Inferior, España.

## ABSTRACT

At the present study, seven species from the Blattodea ensemble, found in the Konservat-Lagerstätten (lithographic limestones) from Spain are described. Between this seven species, five are new genus and species and the other two are redescubred. Their belong to Mesoblattinidae (5 species), Poliphagidae (1 species) and Blattulidae (1 species) families. The last one it is the first time who is find fossil in Spain. The first Poliphagidae family individual found in the world fossil records is recognized.

**Key words:** Insecta, Blattodea, Mesoblattinidae, Blattulidae, Poliphagidae, Lower Cretaceous, Spain.

## INTRODUCCION

Son escasos los blátidos paleozoicos encontrados en España. Se tiene noticia de dos individuos hallados en el Estefaniense de Villablino (León) emplazados, por ALVAREZ-RAMIS (1989), en la especie *Phylloblatta monubilis* Meunier citada en el Estefaniense de Commeny (Francia). Otros dos ejemplares se encontraron en depósitos del Carbonífero de la provincia de Cuenca (MARTINEZ-DELCLOS, 1989a) y, todavía, no han sido estudiados (colección del Sr. Armando Díaz-Romeral en Cuenca).

En España, el mayor número de individuos de este orden han sido hallados en terrenos mesozoicos. Existen cuatro yacimientos, uno de ellos es el yacimiento de «Las Hoyas» en la Serranía de Cuenca (Cuenca) y los otros tres en la Sierra

(\*) Departament de Geologia dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, E-08071 Barcelona.

del Montsec (Lleida) denominados «La Pedrera de Rúbies», «El Reguer» y «La Cabrua», referidas según su disposición correlativa de O-E (fig. 1). El único insecto encontrado en el yacimiento de «El Reguer» es un blátido.

El registro paleoentomológico postmesozoico en España nunca ha aportado, hasta el momento, individuos de este orden. En el resto de los yacimientos mundiales terciarios ocurre que el número de blátidos en relación a otros grupos de insectos (dípteros, himenópteros y coleópteros principalmente), disminuye considerablemente.

Los yacimientos de calizas litográficas del Montsec (Lleida) y el de «Las Hoyas» (Cuenca) son conocidos por su abundante flora y fauna y por haber conservado invertebrados de cuerpo blando como arañas e insectos (SELDEN, 1988 y 1990; MARTINEZ-DELCLOS y RUIZ DE LOIZAGA, en prensa) o de fácil desarticulación como los crustáceos.

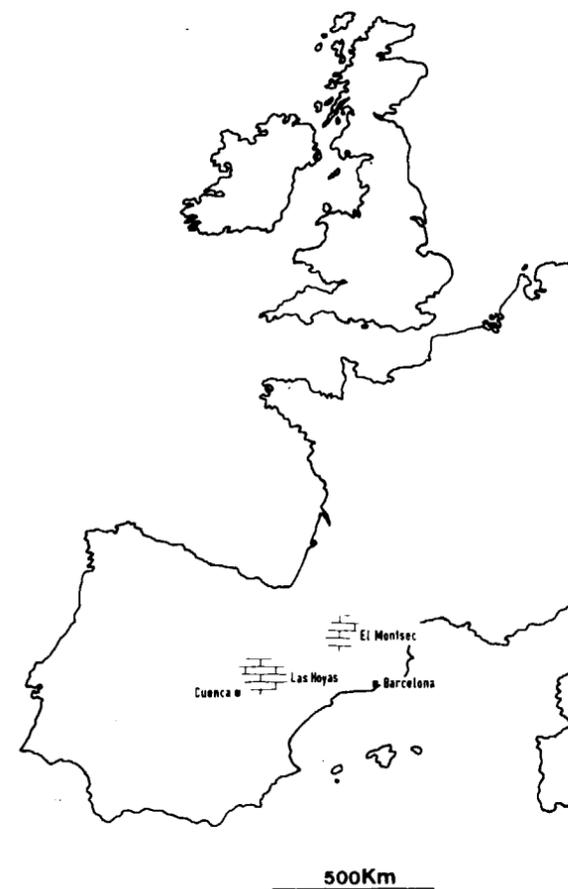


Figura 1.—Situación geográfica de los yacimientos estudiados.

En 1898 VIDAL dio a conocer los fósiles de los yacimientos de calizas litográficas del Montsec (fig. 1). Por aquel entonces se explotaba el yacimiento de «La Pedrera» con el objeto de obtener piedra para la realización de litografías. En 1966 KRUSAT cartografió un conjunto de yacimientos con características sedimentológicas comparables al de «La Pedrera», entre los que se encontraban el de «El Reguer» y el de «La Cabrua». En este último yacimiento, y desde 1979, se están llevando a cabo, anualmente, campañas paleontológicas.

El yacimiento de «Las Hoyas» se encuentra en la Serranía de Cuenca (fig. 1) y se conoce desde 1984, aunque su conjunto paleobiológico preliminar no fue dado a conocer hasta 1988 por SANZ et al. En este yacimiento también se realizan anualmente campañas paleontológicas desde

1987. Hoy el conocimiento que se tiene de la sedimentología y los conjuntos paleobiológicos de «Las Hoyas» y del Montsec crece a pasos agigantados fruto del estudio de un amplio equipo de investigadores.

## SISTEMATICA

La primera cita que hace referencia a los individuos de este orden en España es la de MEUNIER, que en 1914 describe una nueva especie fósil, *Artitocoblatta colominasi*, encontrada en el Cretácico Inferior de la Sierra del Montsec. Esta especie fue revisada en 1990 por MARTINEZ-DELCLOS y emplazada en el género *Mesoblattina* Geinitz. Otros trabajos han aportado nuevos datos sobre los blátidos mesozoicos hallados en España (FERRER, 1951; TERMIER y TERMIER, 1959; LASACA, 1981; GOMEZ, 1986; MARTINEZ-DELCLOS, 1987, 1989a, 1991a y 1991b; ANSORGE, 1991).

En 1985 WHALLEY y JARZEMBOWSKI describen una nueva especie en las calizas del Montsec, *Artitocoblatta hispanica*.

La notación (LC-000-IEI) y (LP-000-IEI) pertenece a los yacimientos de «La Cabrua» y «La Pedrera de Rúbies» respectivamente y están depositados en la Fundació Pública Institut d'Estudis Ilerdencs en Lleida (I.E.I.). LP-000-G/IEI corresponde a la colección Gómez (actualmente depositada en el IEI). Los ejemplares con la notación ADR-000-I son individuos del yacimiento de «Las Hoyas» y son de la colección del Sr. Armando Díaz-Romeral. Las siglas M.G.B. significan Museu de Geologia de Barcelona y las M.S.B. Museu del Seminari de Barcelona.

Para este apartado hemos seguido los trabajos de HUBER (1974), McKITTRICK (1964), PRINCIS (1960) y REHN (1951).

Orden: BLATTIDA Brunner, 1882.

Superfamilia: MESOBLATTINIDEA Handlirsch, 1908.

Familia: Mesoblattinidae Handlirsch, 1908.

Género: *Mesoblattina* Geinitz, 1880.

**Especie tipo:** *Blattina (Mesoblattina) protypa* Geinitz, 1880. Lías.

**Distribución geográfica y cronoestratigráfica**

- Dobbertin en Mecklenburg (Alemania) y Surab i Kyzyl-Kija (C.E.I.): Lías.
- Dzargalant (Mongolia) y Hanshan (China): Lías-Dogger.
- Vitim (C.E.I.), Solnhofen (Alemania) y Fuxim region (China): Malm.
- Tai-Chi-Ying-Tzu (China): Cretácico Inferior.
- «La Pedrera de Rúbies» y «La Cabrua» (España): Berriasiense - Valanginiense.
- Santana do Cariri (Brasil): Aptiense-Albiense.

*Mesoblattina colominasi* (MEUNIER), 1914; figs. 2A-2B; lám. 1, figs. A-B.

1914. *Artitocoblatta Colominasi*, nov. sp., MEUNIER, 122, lám. I, figs. 1-3.
1981. *Artitocoblatta colominasi*, Meunier, nov. sp., LACASA, 110-111, figs. 44-45 y foto 21.
1987. «*Artitocoblatta*» *colominasi*, Meunier, MARTINEZ-DELCLOS, 158-159, lám. IX, figs. 1-4, lám. X, fig. 1.
1990. *Mesoblattina colominasi* (Meunier), MARTINEZ-DELCLOS, 50-52, lám. 3, figs. C-D y fig. 3.
1991. *Artitocoblatta colominasi*, Meunier, ANSORGE, 43-44, Abb. 33-34; taf. 2, figs. 3-5.

**Material**

El holotipo está depositado en el M.S.B. con el número 26.948. Su estado de preservación no es bueno y solamente se conserva una de las dos partes. También se ha contado para el estudio con un ejemplar de la colección del Sr. Gómez de Lleida (depositada en el IEI), el LP-007-G (fig. 2B y lám. 1, fig B), la contraplaca está en la colección del Sr. Alió (ver LACASA, 1981) y tres ejemplares depositados en el I.E.I. de Lleida: LC-504-IEI (fig. 2A y lám. 1, fig. A), LC-952-IEI y LC-980-IEI.

**Diagnosis enmendada**

Blátido con élitros cuatro veces más largos que anchos, área costal reducida, la R tiene entre 15-21 ramas que tocan el margen del ala antes del ápex. Región anal alargada con numerosas ramas simples. La M sale de la R más allá del

1/3 basal del ala y se divide en 5-6 ramas. Cercos cortos y con nueve segmentos.

**Descripción**

La nueva descripción se realiza en base al holotipo estudiado por MARTINEZ-DELCLOS (1987 y 1990) y con los cuatro nuevos ejemplares.

**Cabeza:** es de tipo hipognato. En ninguno de los ejemplares estudiados se observan bien las diferentes estructuras craneales. Es redondeada, con grandes ojos laterales y un par de antenas filiformes muy largas, no completas y con un número mínimo de 100 artejos, entre los cuales el escapo es el más largo (longitud visible de la antena: 7 mm, en el holotipo).

**Tórax:** El protórax presenta un pronoto ancho, de forma orbicular, con una anchura entre 4,6 y 6,9 mm y una longitud entre 3,1 y 4,3 mm; cubre la mitad de la cabeza y parte del mesotórax. El mesotórax y metatórax son similares, aunque no se han observado demasiadas estructuras debido a que las patas cubren una gran parte del cuerpo. En el holotipo se aprecia sólo la euesternita (no es visible su subdivisión) y la esternela.

**Patas:** La patas anteriores presentan una coxa pequeña (longitud máxima 1,7 mm) y ancha (0,9 mm), el fémur es corto y más ancho en la base (longitud 1,5 mm - 1,8 mm); las tibias son más largas y delgadas que los fémures (longitud 2,1 mm y anchura 0,3 mm) y presentan espinas muy largas (fig. 2B); el tarso anterior está dividido, al menos, en tres tarsómeros, el primero de ellos muy largo.

En las patas medias se observa una coxa triangular muy desarrollada (longitud máxima 2,7 mm a 3,5 mm) y se diferencia muy bien el meron. El fémur es más largo y grueso que el de la pata anterior (longitud 3,2 mm - 3,4 mm y anchura 0,8 mm - 0,9 mm). Distalmente, en la zona de unión con la tibia, aparece una espina muy larga (fig. 2B). Las tibias llevan espinas largas en el margen interior y exterior, no son muy recias (anchura 0,5 mm) y no se observan en toda su longitud.

Las patas posteriores poseen una coxa triangular un poco más desarrollada que la de las patas medias (longitud máxima 3,5 - 4,1 mm) y en la que se diferencia muy bien el meron. El trocán-

ter es ancho. El fémur es más largo y grueso que el de la pata media (longitud 3,7 - 4,7 mm y anchura 1,1 - 1,5 mm). En el margen posterior de éste aparecen espinas largas. Distalmente, en la zona de unión con la tibia, existe una espina muy larga (fig. 2B). Las tibias son delgadas (anchura 0,5 - 0,6 mm) y muy largas (longitud 5,1 - 5,5 mm); llevan espinas largas en el margen interno y externo (longitud de las espinas 0,8 - 0,9 mm) e incrementan en número distalmente. El tarso es alargado y delgado (no completo posee una longitud de 3,4 mm), siendo el primer tarsómero el más largo (2,1 mm).

**Alas:** Los individuos de este orden presentan dos pares de alas. De esta especie solamente se conocen las alas anteriores ya que las posteriores han quedado plegadas sobre el dorso y o bien no se puede diferenciar su nervadura o bien no se han conservado. Las alas anteriores oscilan entre 12,05 mm y 15,4 mm de longitud y 3,6 y 4,9 mm de anchura, y presentan un reborde a lo largo de todo el margen costal. La vena Sc toca este margen dentro del 1/3 basal y puede ramificarse, como es el caso del ejemplar LC-504-IEI, en varias ramas, o bien no hacerlo como en el LP-007-G; el holotipo presenta la Sc de un ala sin ramificar y la otra con dos ramas. La R presenta un número elevado de venas que tocan el margen costal (oscilan entre 15 y 21); pueden estar ramificadas desde la primera vena. El Rs nace cerca de la mitad del ala, emite un número de ramas que oscila entre 4 y 7 y todas tocan el margen del ala por encima del ápice. La M nace de la R en el 1/3 basal del ala (aproximadamente a 3,5 - 4,5 mm de la base). El campo de esta vena es muy grande, emite 5 - 6 venas que divergen dando lugar a las 13 - 14 venas que tocan el margen del ala. La CuA nace en la base de la An y llega a ocupar más de 3/4 partes de la longitud del ala. El número de ramas de esta vena que tocan el margen del ala oscilan entre 4 y 10 (es una de las venas más variables). La CuP es simple y transcurre hasta sobrepasar el 1/3 de la longitud del ala (5,8 - 6,7 mm de la base); ocupa una superficie que representa los 2/3 de la anchura del ala. Su recorrido es inicialmente paralelo al tronco R+M y en el momento en que la Sc se inflexiona fuertemente hacia el margen costal, la CuP lo hace hacia el ventral pero con una pendiente más suave; poco antes de tocar el margen del ala se inflexiona fuertemente tocándolo casi en ángulo recto (figs. 2A y 2B).

El número de venas anales es muy grande; las primeras siguen el recorrido de la CuP y se disponen progresivamente paralelas al margen ventral (fig. 2A). Algunas de estas venas cruzan la CuP y van a tocar el margen ventral antes de que lo haga la última vena de la CuA.

**Abdomen:** Presenta un abdomen ancho (5,4 - 6,5 mm) aparentemente con 9 segmentos y unos cercos cortos nonasegmentados (longitud de 1,5 - 2,3 mm). Faltan trazas de lóbulos ovipositorios en el holotipo. El ejemplar LP-007-G es una hembra y no presenta ovipositor; lo que sí se observa es la parte del *tergum* del décimo segmento abdominal y el pliegue posterior del *hipoginum*.

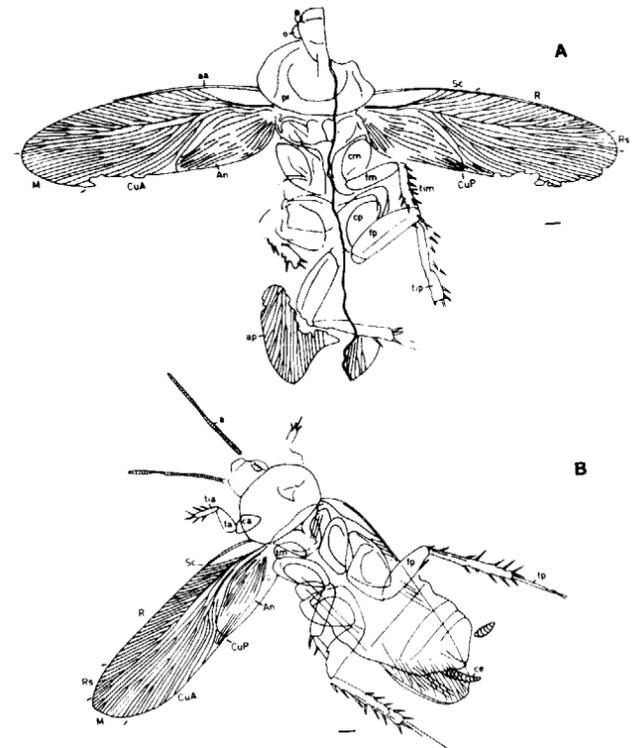


Figura 2.—*Mesoblattina colominasi*, A) ejemplar LC-504-IEI y B) ejemplar LP-007-G. a) antena, (aa) ala anterior, (ap) ala posterior, (An) anal, (CuA) cubital anterior, (CuP) cubital posterior, (ca) coxa anterior, (ce) cerco, (cm) coxa media, (cp) coxa posterior, (fa) fémur anterior, (fm) fémur medio, (fp) fémur posterior, (M) medial, (pro) pronoto, (R) radial, (Rs) sector radial, (Sc) subcosta, (tia) tibia anterior, (tim) tibia media, (tip) tibia posterior, (tm) trocánter medio, (tp) tarso posterior y (o) ojo. Escala = 1 mm.

### Discusión

Cuando MEUNIER describió *A. colominasi*, en 1914, realizó una serie de desaciertos. Como se puede observar en la lámina I, fig. 2, de su trabajo falta por extraer parte de los élitros y del abdomen que se encontraban bajo una fina lámina de caliza. Esto no permitió a MEUNIER observar completamente las alas anteriores. En 1987 se obtuvo permiso para limpiar este ejemplar y se observó que se había intentado con anterioridad con un material no adecuado, realizando una serie de perforaciones en la superficie del élitro derecho (según posición en el trabajo de MEUNIER). El holotipo fue recuperado casi totalmente y se pudieron observar caracteres nuevos. MEUNIER (1914) describió a *A. colominasi* con antenas robustas; al estudiar el holotipo se observó que las antenas interpretadas por MEUNIER eran los tarsómeros de la pata anterior izquierda, y que las antenas se encontraban todavía bajo una fina capa de caliza. MEUNIER también escribió que el abdomen era apenas más largo que los élitros debido a que no había limpiado el ejemplar. Para el autor belga la nerviación radial parece adornada de 16 nérvulos simples, cuando en realidad posee 21. También comenta: «Un fragmento de ala posterior permite constatar que estos órganos...», en este ejemplar no se han observado restos de las alas posteriores, alas que MEUNIER tampoco figura en su reconstrucción.

MEUNIER emplaza la especie leridana en el género *Artitocoblatta* en base exclusivamente a que posee una vena radial recta que alcanza el medio del borde apical del ala (carácter observado por MEUNIER en *A. gossi* (Scudder)). Este carácter es muy común entre los blátidos y carece de valor sistemático por sí solo.

FERRER (1951), TERMIER y TERMIER (1959) y LACASA (1981) atribuyen a la especie *A. colominasi* un ejemplar de la colección de Ferrer. MARTINEZ-DELCLOS (1987), después de estudiar este ejemplar y el holotipo lo desplaza de esta especie por no corresponder, la forma y la distribución de la venación alar, con el holotipo. FERRER, en 1951, describe su ejemplar como si delante tuviera el ejemplar de MEUNIER (ver descripción de MEUNIER, 1914, y de FERRER, 1951), poco acertado si consideramos la excelente conservación de su ejemplar. TERMIER y TERMIER (1959) solamente muestran un dibujo del ejemplar de

FERRER, que había sido realizado por Laurentiaux. LACASA (1981) figura tres individuos que considera pertenecientes a *A. colominasi*. El primero (op. cit., fig. 44) es el dibujo del holotipo realizado por MEUNIER en 1914, el segundo (op. cit., fig. 45) que se cita como de la colección Alió (la contraplaca del cual está en la colección del Sr. Gómez y en el presente estudio es considerado como *M. colominasi*; ejemplar LP-007-G, fig. 2B) y un tercero (op. cit., fig. 46) que es un dibujo con la venación muy confusa que parece ser una mala copia del ejemplar figurado por TERMIER y TERMIER en 1959, incomprensible si en su trabajo leemos que el ejemplar de Ferrer «...se puede apreciar con mucho detalle la nerviación de que consta». LACASA (1981), en la descripción que realiza de *A. colominasi* añade nuevas confusiones. Este autor, a diferencia de MEUNIER, considera que la cabeza de *A. colominasi* es pequeña; también escribe: «...signo bien distintivo, una recia radial que divide el ala en dos mitades», cuando MEUNIER escribe que el campo radial ocupa los 3/4 del borde anterior. LACASA en este trabajo también hace referencia a una celda costal que no existe.

*M. colominasi*, que ya se ha comentado con anterioridad, fue emplazada por MEUNIER (1914) en el género *Artitocoblatta*, se diferencia de *Artitocoblatta gossi*, un élitro aislado, en el número de venas radiales (18 para *A. gossi*, en HANDLIRSCH, 1908, lám. XLVI, fig. 6), en la longitud del ala (6 mm. para *A. gossi*), en la forma de la CuP y el poco desarrollo del campo cubital. *Artitocoblatta asiatica* Vishniakova se parece al ejemplar leridano en las proporciones biométricas pero, este último, presenta un número más grande de venas que se ramifican de la R que tiene un recorrido casi paralelo al margen costal y no muestra ramificaciones en el campo anal. El pronoto es redondo en *A. asiatica* y orbicular en *M. colominasi*; las venas An presentan ramas y son menos numerosas que en *M. colominasi*. Las coxas anteriores y los fémures de todas las patas son más grandes en *A. asiatica*; la presencia de un ovipositor en el ejemplar ruso, contribuye a la diferenciación con *M. colominasi*.

La especie estudiada muestra cierta similitud con *Mesoblattina multinervosa* Martinov y *Mesoblattina vitimica* Vishniakova, pero se diferencia de éstas por la presencia de una Sc bifurcada como ocurre en *Mesoblattina limai* Pinto y Pur-

per. El ala de *Rhipidoblattina angusta* Martinov se parece también al ala de *M. colominasi* especialmente en la forma, en la vena Sc y en la R, pero difiere esencialmente del ejemplar español, en que el *clavus* presenta una An intensamente ramificada. *Rhipidoblattina* Handlirsch presenta, a diferencia de *Mesoblattina*, unos cercos largos multisegmentados. *Mesoblattina mongolica* Vishniakova tiene una longitud más pequeña (7,8 mm) que *M. colominasi*; se diferencia también en la manera como se ramifica la Sc, en el lugar de nacimiento de la M y en el desarrollo del campo cubital anterior (muy grande en *M. mongolica*). Esta especie tiene entre la venación principal, vénulas intercaladas.

HANDLIRSCH (1908) consideró el género *Artitocoblatta* como parecido a *Mesoblattina*, de alas elípticas tres veces más largas que anchas y una vena R recta hasta la punta apical con 18 ramas, en parte unidas en grupos. La especie leridana se parece a *Mesoblattina limai* en las proporciones del tegmen, en el número de ramificaciones de la M y en la forma como toca la CuP al margen alar. *M. limai* presenta cercos más largos y con un mayor número de segmentos, y si bien las ramificaciones de la R coinciden en ambas, no lo hacen en la forma de ramificarse; asimismo se diferencian en el punto de nacimiento de la M, casi en la base en *M. limai*.

*Mesoblattina wanbeiensis* Qi-Bin es conocida por un tegmen aislado, tiene una longitud de 8 mm y una anchura de 2,6 mm, menor que *M. colominasi*. La especie china tiene una Sc simple y una R con 17 ramificaciones que la diferencian de la especie española. De *Mesoblattina sinica* Ping, como ocurre con *M. wanbeiensis*, sólo se conoce una ala anterior (PING, 1928) y mide 9 mm de longitud. La R de *M. sinica* se ramifica 12 veces, la Sc es simple y la CuP es más corta que la de *M. colominasi*. Ambas especies comparten un campo anal con venas simples, el punto de nacimiento de la M y el desarrollo de la CuA. *Mesoblattina xiangnensis* (en QI-BIN, 1985) presenta un número de venas radiales inferior (13 venas), una longitud más pequeña (9 mm de longitud) y 76 venas (?) en el campo anal.

En el yacimiento de «La Pedrera» WHALLEY y JARZEMBOWSKI (1985) establecieron *Artitocoblatta hispanica*. Esta especie se diferencia de *M. colominasi* en que la primera presenta un ovipositor corto y la segunda no, siendo considera-

dos ambos holotipos como hembras por los autores ingleses (consideración que no compartimos). *M. colominasi* presenta cercos más cortos y menos segmentados que los de *A. hispanica*; no se aprecian en el primero los pelos que cubren los cercos del segundo, las proporciones del abdomen de *A. hispanica* muestran una forma más redondeada que en *M. colominasi*. Otros caracteres no pueden ser contrastados ya que *A. hispanica* es un ejemplar que solamente conserva las alas posteriores y *M. colominasi* solamente las anteriores.

Género: *Artitocoblatta*, Handlirsch, 1908.

**Especie tipo:** *Artitocoblatta gossi* (SCUDDER, 1886). Jurásico Superior de Durdlestone Bay, Inglaterra.

### Distribución geográfica y cronoestratigráfica

- Durdlestone Bay (Inglaterra) y Karatau (C.E.I.): Jurásico Superior.
- «La Pedrera de Rúbies» (España): Berriasense - Valanginiense.

*Artitocoblatta ? hispanica*, Whalley y Jarzembowski, 1985.

1985. *Artitocoblatta hispanica*, Whalley y Jarzembowski, 388-389, fig. 7.

1987. «*Artitocoblatta*» *hispanica*, Whalley y Jarzembowski, MARTINEZ-DELCLOS, 161-162, lám. X, fig. 2.

### Diagnosis

Blátido con un ovipositor corto en las hembras (según Whalley y Jarzembowski, 1985).

### Material

El holotipo está depositado en el British Museum (Natural History) de Londres con el número In. 59.505 y consta solamente de una impresión. Ningún otro individuo ha podido ser emplazado en esta especie (ver discusión).

**Descripción**

La descripción se hace en base exclusivamente al holotipo que presenta, solamente, las dos alas posteriores, el abdomen (con un ovipositor corto) y parte de las patas posteriores. La mayor parte de las alas posteriores de los blátidos del Mesozoico presentan un grado de variación muy pequeño, por lo que no se puede saber si el gran número de alas posteriores aisladas encontradas en los yacimientos del Montsec pueden o no pertenecer a esta especie. Todas estas alas posteriores aisladas superan los 8,5 mm de longitud.

**Cabeza:** No se ha conservado.

**Tórax:** Se ha reconocido las coxas de las patas posteriores, el fémur y la tibia. No presentan ninguna característica especial.

**Alas:** Solamente se ha conservado las alas posteriores y en mal estado. No superan los 6 mm de longitud. La Sc es una vena simple y larga que sale del tronco Sc+R1 a 1,1 mm de la base. Toca el margen del ala 0,5 mm antes de que lo haga la primera vena de la R1. Esta es una vena gruesa, muy marcada, que emite hacia el margen cinco ramas. Entre las dos últimas ramas aparece una venación intercalar. No se ve la bifurcación del tronco radial ni de la R1 ni la del Rs; de todas maneras esta separación es más basal que no la de la Sc. El Rs es, en casi todo el recorrido, paralelo al margen costal; emite un número mínimo de nueve ramas, que tocan el margen del ala siempre por debajo del ápex. La M es una vena más delgada que las anteriores, con muy pocas ramificaciones, y sigue casi paralela al margen costal. La CuA es recta, posee un número muy elevado en venas. De éstas las más distales tocan el margen anal del ala y las proximales quedan cortadas por la CuP. Todas las restantes venas quedan enmascaradas porque el ala se encuentra plegada. Entre las venas de los campos del Rs, de la M y de la Cu existen unas vénulas intercalares de refuerzo. Entre éstas y las verdaderas venas aparece una venación transversa.

**Abdomen:** Tiene un abdomen rechoncho (anchura 4,5 mm) con un ovipositor corto y unos cercos muy largos (2,5 mm) con al menos 11 segmentos pilosos. Juntamente con el ovipositor aparecen las valvas con unas laminitas laterales

delgadas. Se observa nueve segmentos abdominales.

**Discusión**

Cuando WHALLEY y JARZEMBOWSKI (1985) crean esta especie la comparan con *Mesoblattina colominasi* porque, en su opinión, los holotipos de ambas especies eran hembras. Después del estudio realizado sobre el holotipo de *M. colominasi* no se ha observado ningún carácter que nos indique que se trata de una hembra. En 1968 VISHNIAKOVA establece la especie *Artitocoblatta asiatica*. Se trata de un individuo completo con alas anteriores de 11,5 mm de longitud y posteriores de 9,8 mm y con un ovipositor corto, parecido al de *A. hispanica*.

WHALLEY y JARZEMBOWSKI, en 1985, emplazan provisionalmente la especie que aquí se estudia en el género *Artitocoblatta* porque observan un ovipositor similar al de *A. asiatica* y la diferencia de ésta por tener los cercos más largos y por la forma y proporciones de los lóbulos del ovipositor.

En los yacimientos del Montsec se ha encontrado bastantes alas posteriores aisladas de blátidos, pero todas superan los 8,5 mm de longitud. No se sabe el rango de variabilidad inter-específica en relación a la longitud que podían tener estos individuos en el Cretácico, pero el patrón nervular de las alas posteriores era considerablemente similar. Por esta razón se ha considerado a todas como género y especie *incertae sedis*. Hace falta esperar el hallazgo de un individuo que presente los caracteres de *A. hispanica* y que a la vez presente las alas anteriores para poder afirmar la especie en este género. De momento creemos necesario poner un interrogante detrás del género, ya que se considera que faltan caracteres bien para emplazar esta especie en *Artitocoblatta*, bien para emplazarla en otro género ya establecido o bien para crear uno de nuevo.

Género: *Hispanoblatta* n.gen.

**Especie tipo:** *Hispanoblatta sumptuosa* n.sp., «Las Hoyas» (España).

**Derivatio nominis:** *Hispanoblatta*, hace referencia a *Blatta*, género actual, de Hispania, antigua España romana.

**Diagnosis**

Blátido con alas de 16,9 mm - 18,1 mm de longitud y 3,5 mm - 4,5 mm de anchura; la R realiza una pequeña inflexión en la base del ala y después tiende a hacerse recta hasta tocar el margen por encima del ala. Nacimiento de la M en la base del ala, con 9 - 11 venas que tocan el margen del ala; número reducido de venas en el campo cubital anterior (2 - 6 venas); forma de la CuP diferente a la que presenta la especie *M. colominasi*; existencia de un elevado número de venas simples en el interior del *clavus*, atravesando algunas la CuP. En el ala posterior la vena Sc está bifurcada; la R1 tiene 3 - 6 venas que tocan el margen; forma irregular de la Rs con numerosas ramas (10 - 14 venas) y M simple. Cercos con, al menos, 11 segmentos.

**Distribución geográfica y cronoestratigráfica**

— «Las Hoyas» (España): Barremiense.

*Hispanoblatta sumptuosa* n.gen., n.sp.

Figs. 3A-3B; lám. 1, fig. C

1989c Blátido adulto de la familia *Mesoblattinidae*, MARTINEZ-DELCLOS, 67, fig. 10.

**Derivatio nominis:** *sumptuosa*, del latín magnífica.

**Estrato y localidad típicos**

Localizados en el episodio 2 de la Formación Calizas de la Huérguina (sensu FREGENAL, 1991), en el yacimiento de «Las Hoyas», a 4 Km al NO del pueblo de La Cierva.

**Diagnosis**

La misma que la del género.

**Material**

El holotipo está depositado, provisionalmente, en la colección del Sr. Armando Díaz-Romeral con el número ADR-0042-I (fig. 3A y lám. 1, fig. C), del que sólo se tiene la placa (la localización definitiva será el Museo de Cuenca). Para el presente estudio se ha contado con dos ejemplares más de la misma colección: ADR-0048-I (fig. 3B) y ADR-0060-I, ambos constan de placa y contraplaca.

**Descripción**

La descripción se hará en base al holotipo y al ejemplar ADR-0048-I ya que el otro paratipo está deformado y sólo lo utilizaremos para ver la distribución de las venas en el élitro. Son ejemplares bastante completos y conservados a excepción de la cabeza que se preserva bastante mal. Juntamente con el ejemplar ADR-0060-I se observa la presencia de ostrácodos y anélidos s.l.

**Cabeza:** Es de tipo hipognato, más o menos triangular y no se observa ningún tipo de estructura.

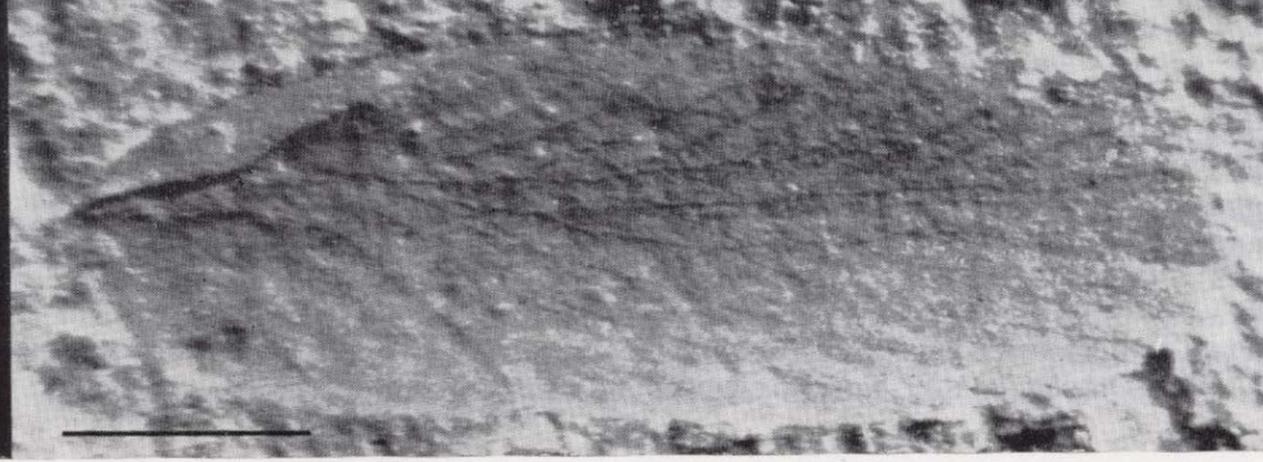
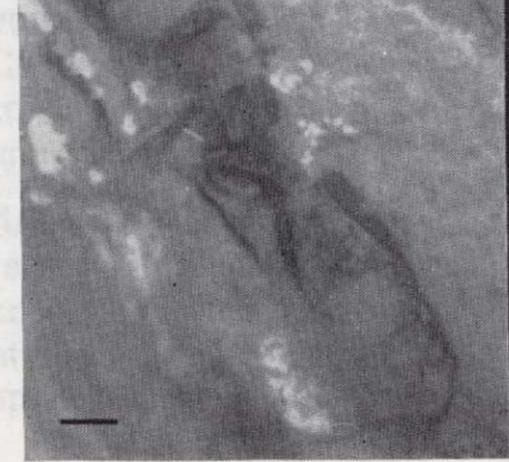
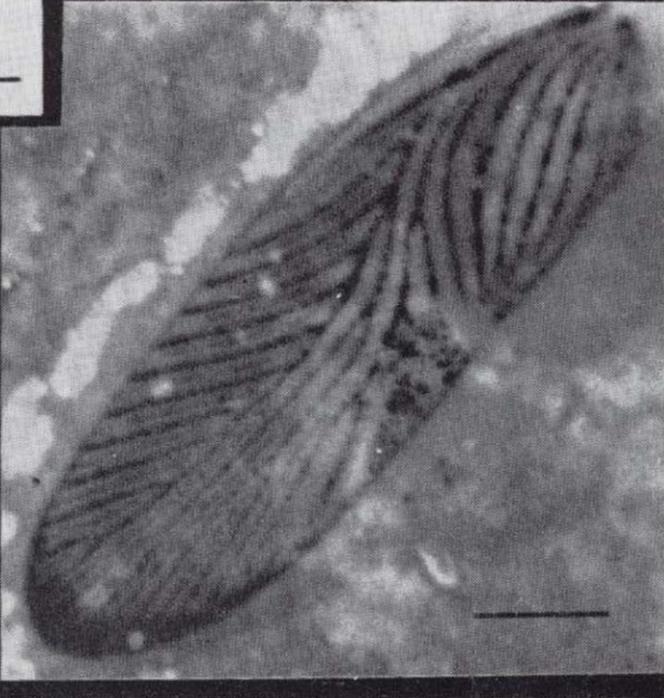
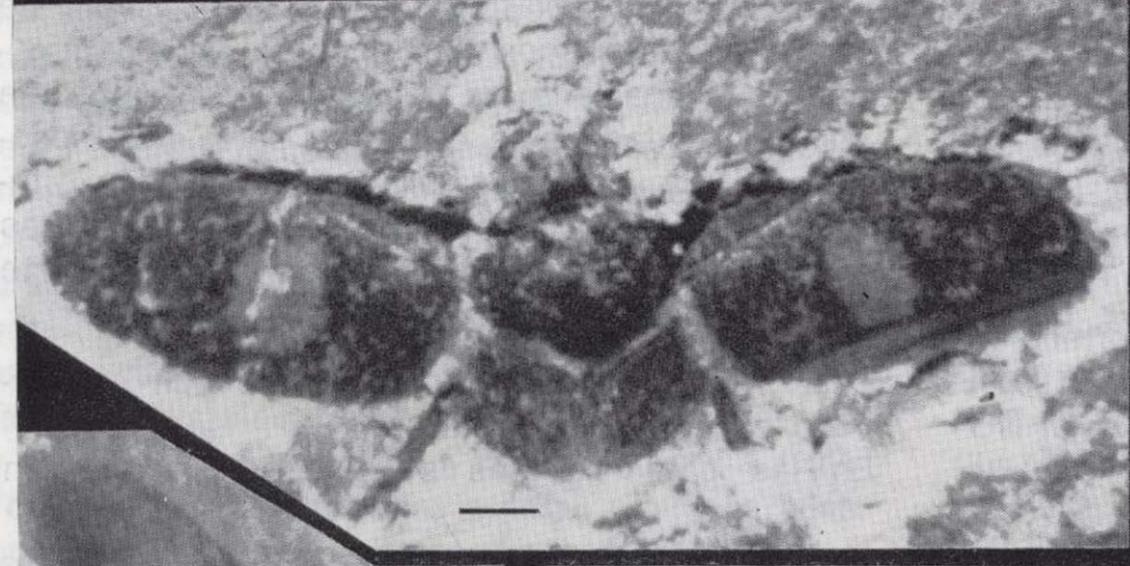
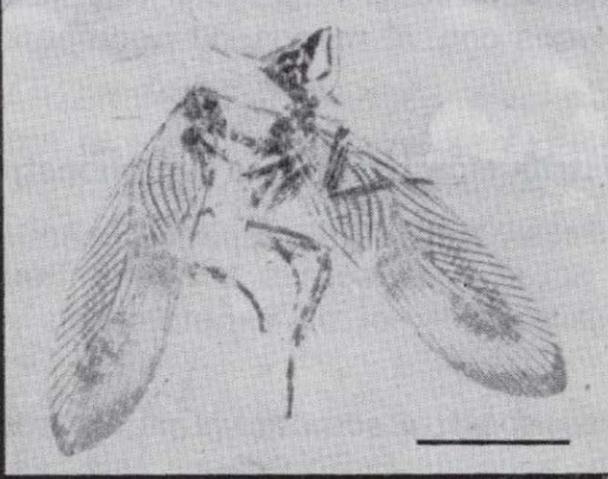
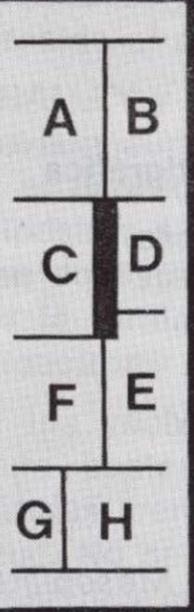
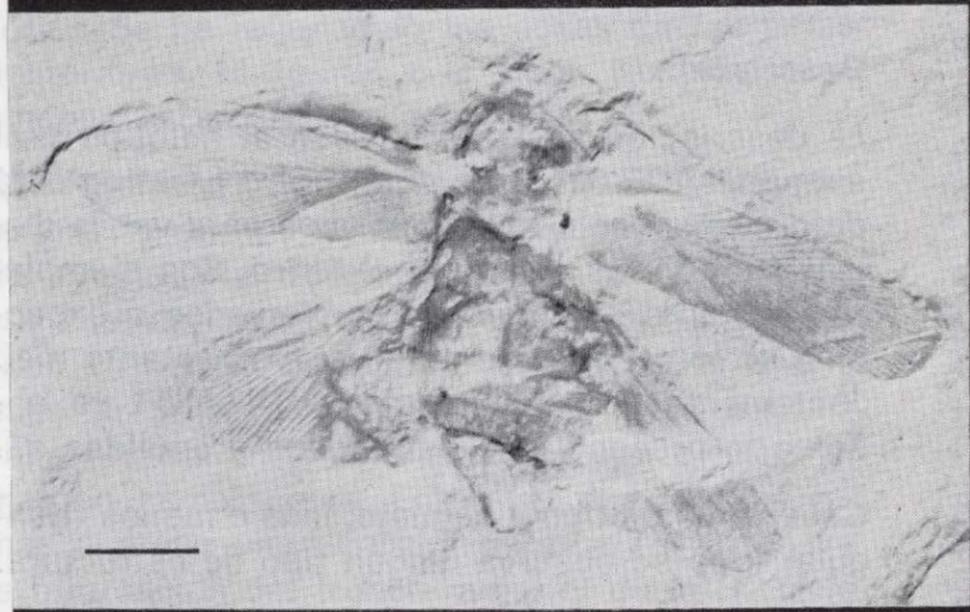
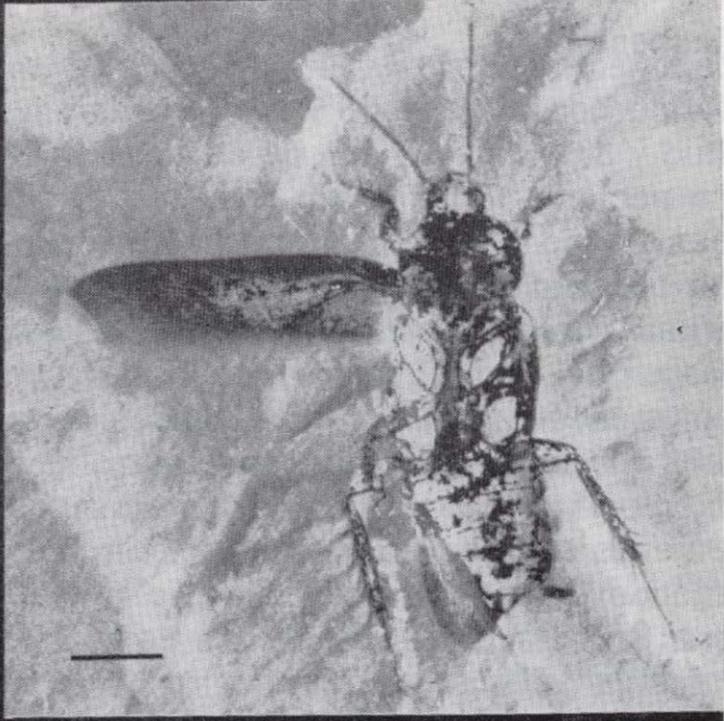
**Tórax:** El protórax forma un pronoto ancho de forma orbicular, con una anchura de 4,5 mm - 5,7 mm y una longitud de 3,5 mm - 4,1 mm que cubre la mitad de la cabeza y parte del mesotórax. El meso- y metatórax no se pueden diferenciar y se ha observado pocas estructuras a causa de que las patas cubren la mayor parte del cuerpo.

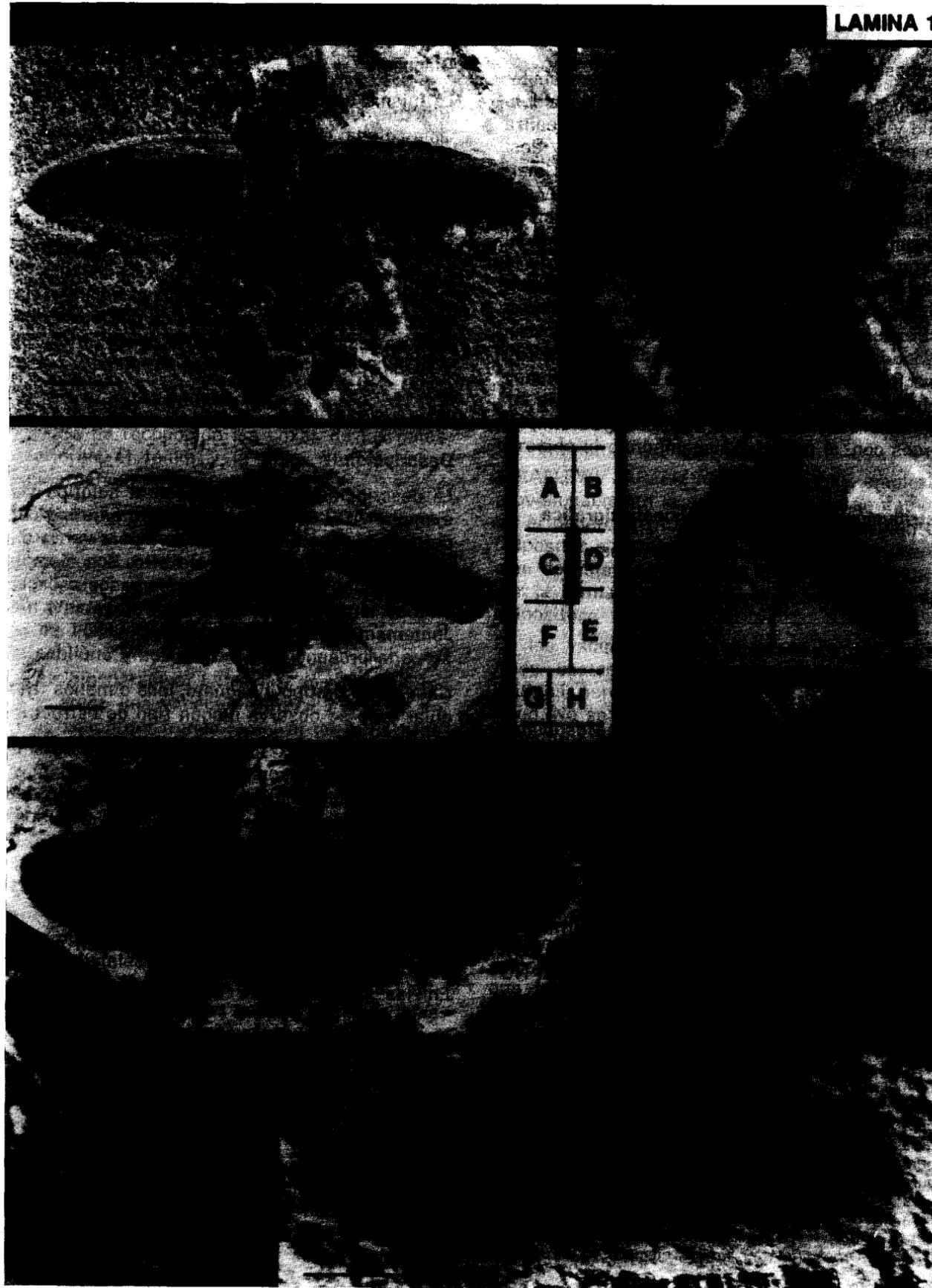
**Patas:** Las patas anteriores no se han conservado en ningún ejemplar.

En las patas medias se puede observar un

**LAMINA 1**

- Figura A.—*Mesoblattina colominasi*, ejemplar LC-504-IEI. Escala = 5 mm.  
 Figura B.—*Mesoblattina colominasi*, ejemplar LP-007-G. Escala = 5 mm.  
 Figura C.—*Hispanoblatta sumptuosa*, ejemplar ADR-0042-I (holotipo). Escala = 5 mm.  
 Figura D.—*Nogueroblatta fontllongae*, ejemplar LC-2386-IEI (holotipo). Escala = 5 mm.  
 Figura E.—*Nogueroblatta nana*, ejemplar LP-021-GDGP (holotipo). Escala = 1 mm.  
 Figura F.—*Cretoholocompsa montsecana*, ejemplar LC-1704-IEI (holotipo). Escala = 1 mm.  
 Figura G.—*Cretoholocompsa montsecana*, ejemplar LP-005-G (paratipo). Escala = 1 mm.  
 Figura H.—*Orbablattula infrequens*, ejemplar LC-1786-IEI (holotipo). Escala = 1 mm.





trocánter ancho (1,1 mm - 1,5 mm), una coxa triangular muy desarrollada (longitud máxima 1,8 mm - 2,7 mm) en la que puede diferenciarse muy bien el meron. El fémur es largo y grueso (longitud 4 mm y anchura 0,7 mm) y presenta un surco en el margen posterior. No se ha observado espinas (figs. 3A y 3B). Las patas posteriores presentan una coxa triangular un poco más desarrollada que la de la pata media (longitud máxima 2,2 mm - 2,7 mm), en la que puede diferenciarse bien el meron. El trocánter es pequeño (longitud 1,1 mm). El fémur no está completo pero tiene un grosor de 1,2 mm y presenta un surco en el margen anterior.

*Alas:* De esta especie se conoce las alas anteriores y las posteriores (fig. 3A). Las alas anteriores oscilan entre los 16,9 mm y los 18,1 mm de longitud y los 3,5 mm - 4,5 mm de anchura y presentan un engrosamiento a lo largo del margen costal. La vena Sc está ramificada, es relativamente corta, curvada hacia el margen costal, no demasiado gruesa pero muy marcada. La última rama toca el margen costal a 1/3 de la longitud del ala (a 4,9 mm - 5,2 mm de la base del ala). La R+Rs presenta un número elevado de ramas que tocan el margen del ala (oscilan entre 17 y 22); las 4 - 10 primeras venas son simples. Una vez el tronco de la R+Rs se ha separado de la Sc realiza una inflexión hacia el margen ventral pasando a ocupar el 1/3 superior del ala. El Rs nace distalmente y emite un número de ramas que oscila entre 3 y 6, la última toca el margen por encima del ápice. La M nace en la base del ala. El campo medial es ancho y está ocupado por 9 - 11 venas que tocan el margen del ala. Se estima que la CuA nazca de un tronco común M+CuA, o al menos pueden estar fusionadas en la base del ala. El número de ramas de la CuA que tocan el margen es de 2 - 6. La CuP es simple y toca el margen más allá del 1/3 de la longitud del ala (6,2 mm - 6,4 mm de la base). Su recorrido es inicialmente paralelo, pero sinuoso, al tronco R+M+CuA y suavemente se inflexiona hacia el margen ventral. Poco antes de llegar a éste realiza una fuerte inflexión (fig. 3A). Ocupa un espacio que representa 2/3 de la anchura del ala. El número de venas del campo anal es elevado (7 - 12 venas simples, algunas no conservadas); las primeras son paralelas a la CuP y poco tienden a hacerse rectas; incrementan en número basalmente (fig. 3A) y

algunas atraviesan la CuP y otras finalizan en ella.

Las alas posteriores tienen una longitud aproximada de 16,5 mm. La Sc es una vena simple o ramificada, larga, a la cual no se le conoce la zona de nacimiento. Toca el margen del ala 1,3 mm antes de que lo haga la primera vena de la R1. La R1 es una vena más gruesa, poco marcada, que emite hacia el margen 5 - 6 ramas (fig. 3B). No se conoce la separación entre la R1 y el Rs del tronco radial. El Rs es en casi todo su recorrido irregular, no estrictamente paralelo al margen costal, emite 10 - 15 ramas, que tocan el margen del ala, algunas por debajo del ápex. La M es una vena más delgada que las anteriores, con muy pocas ramificaciones (1 - 3) y que sigue casi paralela a la última rama del Rs. La Cu presenta una CuA muy irregular con 8 - 14 venas (principales y secundarias) y las distales tocan el margen anal del ala; las proximales son cortas ya que quedan seccionadas por la CuP que es simple. La 1An es simple y la 2An está ramificada; al menos posee siete venas. Las venas restantes quedan ocultas por encontrarse las alas ligeramente plegadas. Entre las venas del campo de la CuA existen venas transversas.

*Abdomen:* Presenta un abdomen ancho (7,8 mm), posiblemente deformado, aparentemente con siete segmentos y cercos largos decasegmentados (la longitud de la parte que se observa es de 2,8 mm). Faltan trazas de lóbulos ovipositorios en el holotipo, pero tampoco sabemos si se trata o no de una hembra.

#### Discusión

Esta nueva especie se diferencia de *Mesoblattina colominasi* en que es una forma más grande, aunque el ala mantiene la misma relación longitud/anchura. En *H. sumptuosa* la R tiene un número de venas similar a *M. colominasi* pero también es mucho más grande, por lo que la relación superficie/número de venas es mayor en *M. colominasi*. El Rs tiene más ramificaciones en *M. colominasi* que en *H. sumptuosa*. La M en *M. colominasi* nace de la R, lejos de la base del ala, mientras que en *H. sumptuosa* nace en la base. El número de venas del campo medial también es inferior en *H. sumptuosa*. La CuA ocupa una gran superficie en *M. colominasi* y tiene de 4 a 10

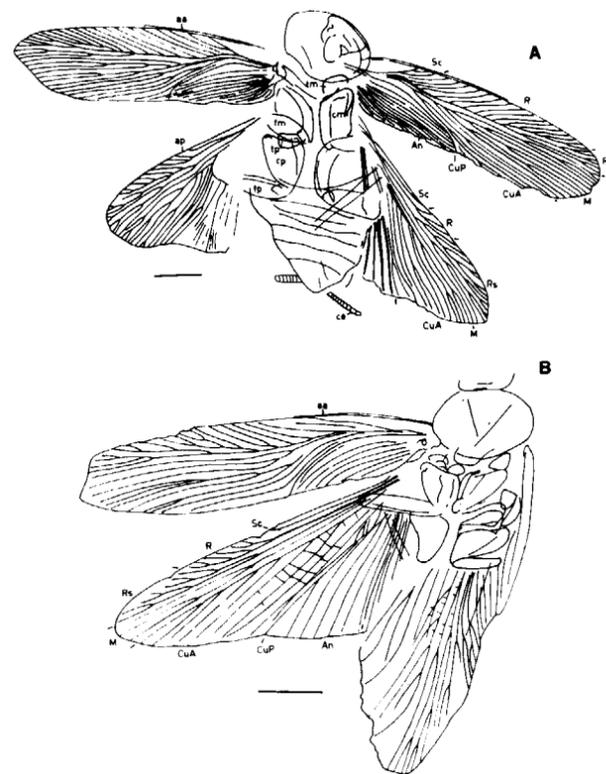


Figura 3.—*Hispanoblatta sumptuosa*. A) ejemplar ADR-0042-I (holotipo), B) ejemplar ADR-0048-I (paratipo). Leyenda igual que la figura 2. Escala = 1 mm.

venas, en *H. sumptuosa* el número de venas es de 2 a 6 y ocupa un espacio más reducido. La forma de la CuP también es diferente. El número de venas que aparecen en el interior del corio son numerosas y pueden pasar los límites de la CuP, en ambas especies.

La longitud del ala de *H. sumptuosa* coincide aproximadamente con la de *Gurvanoblatta ichesnurensis* Vishniakova, no obstante el ala de esta especie presenta una forma bastante diferente. La Sc es muy superior y está mucho más ramificada, la Rs es corta, dejando lugar, en el margen costal a la M y la CuP tiene una inflexión hacia la base muy fuerte, delimitando un *clavus* con venas anales que se ramifican. Todas las especies definidas por VISHNIAKOVA en 1968, en los yacimientos del Jurásico de Karatau presentan un ovipositor más o menos alargado y también todas tienen un *clavus* con un número de venas muy elevado y altamente ramificadas.

Esta misma autora hace una síntesis de los blátidos mesozoicos en 1983; todos éstos presentan el *clavus* con venas ramificadas o bien mucho más espaciadas o con presencia de un arqueidiction generalizado cuando aquéllas faltan.

Un ala de 25 mm de longitud, *Strictoblatta longusis* Qi-Bin, se parece mucho al ala de *H. sumptuosa*. Presenta un corio con muchas venas simples, la forma de la CuP y la vena R y el Rs también coincide, no obstante esta especie del Cretácico Superior de China, presenta una Sc simple y una CuA que nace de la M.

MANSKE y LEWIS muestran en 1990 dos alas del Cretácico Superior de los Estados Unidos. El ejemplar de la figura 1, núm. 2, es un ala de grandes dimensiones que presenta características similares a las de *H. sumptuosa*: la presencia de una costal con pocas ramas y una R con muchas venas poco ramificadas en la base del ala.

Género: *Nogueroblatta* n.gen.

**Derivatio nominis:** *Nogueroblatta*, hace referencia a *Blatta*, género actual, de «La Noguera», comarca en la cual se encuentran los yacimientos del Montsec.

**Especie tipo:** *Nogueroblatta fontllongae*. «La Cabrera», «La Pedrera de Rúbies» y «Las Hoyas» (España).

#### Diagnosis

Blátido con alas anteriores de 9,2-12,5 mm de longitud, con ápice agudo, entre tres y cuatro veces más largas que anchas, vena Sc gruesa, simple y larga, la M sale de la R lejos de la base del ala, campo medial estrecho con pocas venas, CuA muy desarrollada y ramificada, campo de la cubital anterior con una mancha de color; la CuP más corta que la Sc, 6-7 venas simples en el campo anal con numerosas venas transversas. El *clavus* ocupa 3/4 partes de la anchura del ala y tiene una alineación en diagonal. Alas posteriores con una Sc simple que nace distalmente de la R que tiene seis ramas.

#### Distribución geográfica y cronoestratigráfica

— «La Cabrera» y «La Pedrera de Rúbies» (provincia de Lleida, España): Berriasiense Superior - Valanginiense Inferior y «Las Hoyas» (provincia de Cuenca, España): Barremiense.

*Nogueroblatta fontllongae* n.gen., n.sp.

Figs. 4 y 5A-5D; lám. 1, fig. D.

1986 Familia Mesoblattinidae, GOMEZ, 34, foto 7.

1988 Blatodeu, MARTINEZ-DELCLOS, 355, foto 347.

1991 Mesoblattinidae sp. 4, ANSORGE, 46, fig. 37, lám. 2, foto 7-8.

**Derivatio nominis:** *fontllongae*, de Fontllonga, municipio próximo al yacimiento de «La Pedrera de Rúbies».

#### Estrato y localidad típicos

Localizada en la formación «Calcaires lithographiques à Plantes et Vertébrés de la Pedrera de Rúbies» (PEYBERNES, 1976), en los yacimientos de «La Pedrera de Rúbies» y «La Cabrera», al oeste del pueblo de Sta. Maria de Meià y en el episodio 2 de la formación «Calizas de la Huérguina» (en FREGENAL, 1991), en el yacimiento de «Las Hoyas», a 4 Km al NO del pueblo de La Cierva.

#### Diagnosis

La misma que la del género.

#### Material

El holotipo se encuentra depositado en el I.E.I. en Lleida con el número LC-2386-IEI (fig. 4; lám. 1, fig. D). Se incluyen en este estudio los ejemplares de la misma institución: LC-166-IEI, LC-1725-IEI, LC-1802-IEI (fig. 5C), LC-2408-IEI, LC-2653-IEI, LC-2912, LP-3120-IEI (fig. 5B) y LC-3379-IEI; un ejemplar de la colección del Sr. Armando Díaz-Romeral en Cuenca con el número ADR-0295-I (fig. 5D) y un ejemplar de la colec-

ción del Sr. Gómez en Lleida (depositada en el IEI) con el número LP-008-G (fig. 5A).

#### Descripción

La descripción se hará en base a todos los ejemplares citados en el apartado de material.

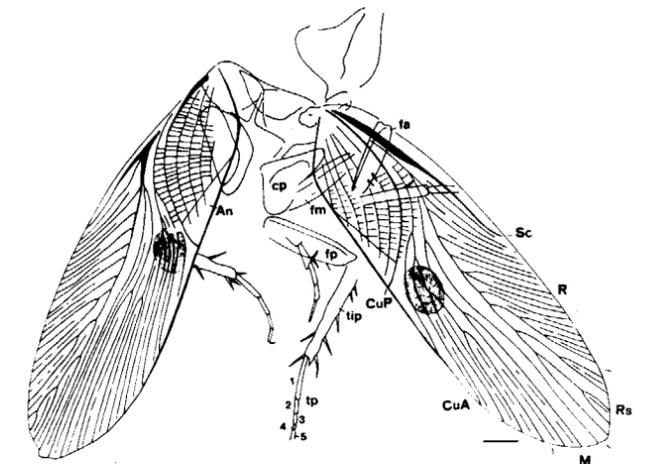


Figura 4.—*Nogueroblatta fontllongae*, ejemplar LC-2386-IEI (holotipo), (t) pigmentación de la zona cubital anterior. Leyenda igual que la figura 2. Escala = 1 mm.

**Cabeza:** Es de tipo hipognato. Tiene una anchura de 1,1 mm y una longitud de 1,4 mm y no se observa ningún tipo de estructura fuera de los ojos (diámetro de 0,4 mm) y tres artejos que son o bien los tres primeros artejos de las antenas o bien corresponden a los palpos.

**Tórax:** El protórax posee un pronoto ancho, de forma orbicular (anchura de 3,6 mm y longitud de 2,2 mm) que cubre la mitad de la cabeza y parte del mesotórax. El mesotórax es corto (1,3 mm) y ancho (3,6 mm). En el holotipo se observa la basistermita mesotorácica.

**Patatas:** Las patas anteriores presentan un fémur corto, más ancho en la base (longitud 2,5 mm y anchura 0,6 mm), con espinas en el margen anterior y un surco en el posterior; las tibias son más cortas y más delgadas que los fémures (longitud 2,2 mm y anchura 0,2 mm) y presentan espinas pequeñas (fig. 4); el tarso es delgado

y no se ha observado su segmentación. De las patas medias no se conoce ni el trocánter ni la coxa. El fémur es más largo y grueso que el de la pata anterior (longitud 2,8 mm y anchura 0,6 mm). Las tibias no son demasiado gruesas (anchura 0,5 mm) y tienen una longitud de 3 mm y llevan espinas largas en el margen interno y externo (longitud 0,5 mm). En la zona de articulación con el tarso, las espinas incrementan en número. El tarso está dividido, al menos, en cuatro tarsómeros muy delgados, el primero es el más largo (0,9 mm) y reducen su longitud distalmente (el segundo: 0,5 mm, el tercero: 0,4 mm y el cuarto: 0,3 mm).

Las patas posteriores presentan una coxa muy grande (anchura 1,1 mm), triangular, un poco más desarrollada que la de la pata media (longitud 2,2, y anchura máxima 1,9 mm) y en ella se diferencia muy bien el meron. El fémur es más largo y grueso que el de la pata media (longitud 3,1 mm y anchura 0,7 mm). En el margen posterior de éste aparecen espinas. Las tibias no son gruesas (anchura 0,4 mm) y muy largas (longitud 3,3, mm); llevan espinas largas en el margen interno y externo (longitud de las espinas 0,5 mm - 0,6 mm). El tarso es alargado y delgado (no completo tiene una longitud de 2,5 mm) siendo el primer tarsómero el más largo (1,3 mm); los tarsómeros decrecen en longitud distalmente (el segundo: 0,4 mm, el tercero: 0,2 mm y el cuarto: 0,1 mm). El quinto no está completo pero su longitud es superior a la del tercer tarsómero.

**Alas:** De esta especie se conoce las alas anteriores y parcialmente las posteriores (fig. 5A).

Las alas anteriores oscilan entre 9,2 mm y 12,5 mm de longitud y los 2,5 mm y 3,5 mm de anchura y presentan un reborde en el margen ventral (fig. 4). Entre todas las venas principales y secundarias aparecen vénulas intercaladas. La vena Sc es simple, muy larga, casi recta, gruesa y marcada en su base. Toca el margen costal entre el 1/3 y la mitad del ala (a 4,2 mm - 5,9 mm de la base del ala). La R+Rs presenta un número elevado de ramas que tocan el margen del ala (oscilan entre 15 y 19), de éstas las 4 ó 6 primeras son simples. Una vez el tronco de la R+Rs se ha separado de la Sc realiza una inflexión hacia el margen ventral, pasando a ocupar casi la parte media del ala. El Rs nace distalmente y emite un número de ramas que oscilan entre 2 y 5, la última toca el margen justo en el

ápex. La M. nace de la R en el 1/3 basal del ala (aproximadamente a 1,5 mm - 3,7 mm de la base) hacia la mitad del recorrido de la Sc. El campo medial es muy estrecho, emitiendo de 3 a 5 venas que tocan el margen del ala. La CuA nace un poco antes de que lo haga la M y llega a ocupar más de 3/4 partes de la longitud del ala. El número de ramas de esta vena que tocan el margen es de cinco. En el campo de la CuA, en la zona basal, cerca de donde la CuP toca el margen, aparece una zona redondeada y coloreada en la que se puede observar una venación transversa entre una de intercalada (figs. 4 y 5A-5C). Esta mancha es muy característica y posiblemente representaría una zona de coloración en vida. La CuP llega hasta más allá de 1/3 de la longitud del ala (3,4 mm - 5,2 mm de la base). Su recorrido es inicialmente paralelo al tronco R+M+CuA y suavemente se inflexiona hacia el margen hasta tocarlo con una fuerte inclinación (figs. 4 y 5D). Ocupa una superficie que corresponde a 3/4 de la anchura del ala y posee el margen anal engrosado.

El número de venas del campo anal es pequeño (6 - 7 venas simples); las primeras son paralelas a la CuP y poco a poco van haciéndose rectas. Estas son cortadas, distalmente, por una línea que marca un cambio del relieve del ala. Las venas pasan este cambio sin modificar su recorrido (figs. 4 y 5B). Entre estas venas aparece una venación transversa muy densa que reticula todo el *clavus*. En algunos ejemplares esta venación se ha observado entre la CuP y la CuA (LC-166-IEI).

Las alas posteriores tienen una longitud aproximada de 9,7 mm (no observadas en los ejemplares más grandes). La Sc es una vena simple y larga que sale del tronco de la Sc+R1 a 1,5 mm de la base y toca el margen del ala a 0,6 mm antes de que lo haga la primera vena de la R1. La R1 es una vena gruesa, muy marcada, que emite hacia el margen seis ramas. No se ve la dicotomía entre la R1 y la Rs del tronco radial pero, al menos, es más basal que la dicotomía de la Sc. El Rs es, en casi todo su recorrido, paralelo al margen costal y emite ocho ramas que tocan el margen, siempre, por encima del ápex. La M es una vena más delgada que las anteriores, con muy pocas ramificaciones (1 - 3) y sigue casi paralela al margen costal. La CuA es recta con 6 - 7 venas que tocan, las distales,

el margen anal del ala. El resto de venas queda enmascarado por encontrarse las alas plegadas. Entre las venas de los campos del Rs, de la M y de la Cu existen unas vénulas intercaladas de refuerzo. Entre éstas y las venas principales y secundarias aparece una venación transversa.

**Abdomen:** Parcialmente observado en el ejemplar ADR-0295-I, pero sin ninguna estructura diferenciable (fig. 5D).

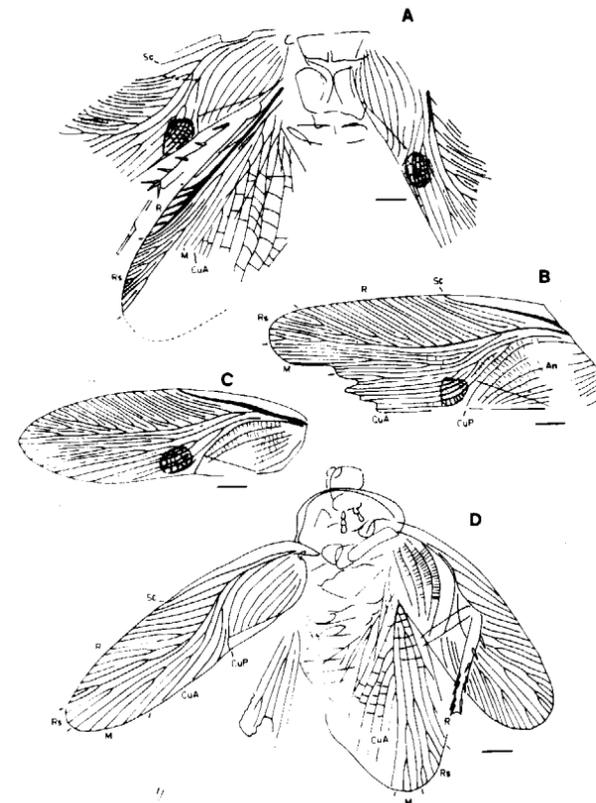


Figura 5.—Especie *Nogueroblatta fontllongae*, ejemplares: A) LP-008-G, B) LP-3120-IEI, C) LC-1802-IEI y D) ADR-0295-I (paratipos). (t) pigmentación de la zona cubital anterior. Leyenda igual que la figura 2. Escala = 1 mm.

### Discusión

Mesoblattinidae. No ha sido posible reconocer los ejemplares figurados en la colección del Sr. Gómez. La falta de escalas en las fotografías de su trabajo hace difícil también, emplazar las

alas en una especie determinada. No obstante la forma del ápice del ejemplar de la foto 7 recuerda la especie que aquí se describe. Los otros dos ejemplares (fotos 6 y 8) pertenecen al género *Nogueroblatta* pero por el momento no podemos saber a qué especie. ANSORGE (1991) muestra un fragmento basal de un ala que se incluiría en esta especie.

A este género, juntamente con *M. colominasi*, pertenece gran parte de los blátidos encontrados en el Montsec. Ambos se diferencian en la forma del ala (más elíptica en *M. colominasi* y más puntiaguda en *N. fontllongae*), la longitud y la forma de la Sc (simple y larga en *N. fontllongae* y corta y ramificada/simple en *M. colominasi*). Las venas del Rs tocan el margen siempre, por encima del ápex en *M. colominasi*, tocando la última vena justo el ápex en *N. fontllongae*. La Rs está mucho mejor definida en aquélla que en ésta. La M tiene un campo relativamente estrecho en *N. fontllongae* y ancho en *M. colominasi*. La presencia de una mancha coloreada en el campo CuA en *N. fontllongae* y la forma en cómo la CuP toca el margen costal y su recorrido diferencia ambas especies. El número de venas del *clavus* y su distribución también es diferente. La presencia en el *clavus* del cambio del relieve transversal es una característica de *N. fontllongae*. No existen venas transversas ni vénulas intercalares en *M. colominasi* y sí en *N. fontllongae*. La proporción del primer tarsómero también es diferente en ambas especies.

*N. fontllongae* es similar a *Rhipidoblattina gurvaniensis* Vishniakova del Cretácico de Mongolia, pero se diferencian en la presencia de una Sc más larga en *N. fontllongae*, el Rs toca el margen del ala por encima del ápex, incluso la primera rama de la M toca el margen por encima del ápex en *R. gurvaniensis* y tiene un campo medial más denso que el de *N. fontllongae*. Se parecen en la forma del ala, en el número aproximado de venas radiales y cubitales, en la forma de la CuP y en el número y distribución de las venas dentro del *clavus*.

Las especies del género *Rhipidoblattina* que se encuentran también en los depósitos del Jurásico, se diferencian de nuestra especie, en que en el interior del *clavus*, las venas están intensamente ramificadas. Algunas especies que no

tienen ramificadas las venas anales, como es el caso de *R. tulunensis* Vishniakova del Lias, presentan un arquediction muy desarrollado.

El *clavus* de nuestra especie es similar al de *Samaroblatta reticulata* Tillyard del Triásico ya que las venas anales son simples y entre ellas aparece una intensa venación transversal, pero se diferencia en que el resto de la venación del ala es muy densa y la Sc es corta. *Austroblattula ipsviciensis* Tillyard, también del Triásico, presenta un *clavus* como el de *N. fontllongae* pero es más corto, la Sc también es más corta y la M no nace de la R sino en la base.

Esta especie se parece a los blátidos figurados por JARZEMBOWSKI en 1984 (figs. 12 - 14) en la distribución de las venas principales, secundarias y transversas del *clavus*. En la figura 12 también parece que presente la línea diagonal que marca una zona de cambio de inclinación.

Género: *Nogueroblatta* n.gen.

**Derivatio nominis:** Como en *Nogueroblatta fontllongae* n. sp.

**Especie tipo:** *Nogueroblatta fontllongae*, «La Cabrua», «La Pedrera de Rúbies» y «Las Hoyas» (España).

#### Distribución geográfica y cronoestratigráfica

— «La Cabrua» y «La Pedrera de Rúbies» (provincia de Lleida, España): Berriasiense-Valanginiense.

*Nogueroblatta nana* n.sp.

Figs. 6 y 7A-7E; lám. 1, fig. E.

1981 Insecta s.s., Lacasa, 105-106, figs. 33-35.

**Derivatio nominis:** *nana*, de pequeño tamaño.

#### Diagnosis

Especie que difiere de *N. fontllongae* en que las alas anteriores son de longitud más pequeña (5 mm - 7, mm), presenta 6 - 7 venas dentro de la coria y tiene el ápex redondeado

#### Estrato y localidad típicos

Localizados en la formación «Calcaires lithographiques à Plantes et Vertébrés de la Pedrera de Rúbies» (PEYBERNES, 1976), en los yacimientos de «La Pedrera de Rúbies» y «La Cabrua», al oeste del pueblo de Sta. Maria de Meià.

#### Material

El holotipo se encuentra depositado en el Laboratorio de Paleontología, de la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona con el número LP-021-GDGP (fig. 6 y lám. 1, fig. E). En esta institución también se encuentra depositado el ejemplar LC-018-GDGP (fig. 7D). Se incluye en este estudio los ejemplares del I.E.I.: LP-442-IEI (fig. 7B), LC-1767-IEI y LP-1316-IEI (fig. 7E), LC-2691-IEI, LC-2946-IEI y dos ejemplares de la colección del Sr. Gómez en el IEI con los números LP-006-G (fig. 7C) y LP-011-G (fig. 7A).

#### Descripción

La descripción se realiza en base a todos los ejemplares citados en el apartado de material.

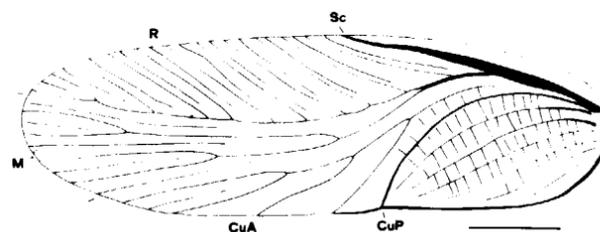


Figura 6.—*Nogueroblatta nana*, ejemplar LP-021-GDGP (holotipo). Leyenda igual que la figura 2. Escala = 1 mm.

**Cabeza:** Es de tipo hipognato, presenta unos ojos pequeños que tienen un diámetro de 0,2 mm, unas antenas muy largas con más de 150 artejos de los cuales el escapo es el más largo; tiene una anchura de 1 mm y una longitud aproximada de 1,2 mm.

**Tórax:** El protórax tiene un pronoto ancho y orbicular que cubre la mitad de la cabeza y del mesotórax (2,5 mm de anchura y 1,7 mm de longitud) y parece tener una ornamentación con dos bandas (como ocurre en la actual *Margatea ger-*

*mani* Shelfor). El mesotórax es corto (0,7 mm) y estrecho (2 mm).

**Patas:** Las patas anteriores presentan una coxa pequeña (longitud 0,8 mm y anchura máxima 0,6 mm). El fémur es corto y más ancho en la base (longitud 1,1 mm y anchura 0,3 mm), presenta un surco en el margen posterior. En las patas medias la coxa está mucho más desarrollada que en la pata anterior (longitud 1,5 y anchura máxima 1,1 mm) y en ella se diferencia muy bien el meron. Los trocánteres están muy desarrollados (fig. 7B). El fémur es muy largo, delgado (longitud 1,9 mm y anchura 0,4 mm) y presenta un surco en la parte anterior. Las tibias no son demasiado gruesas (anchura 0,2 mm) y tienen una longitud de 1,6 mm. No se ha observado espinas. El tarso es delgado. Las patas posteriores presentan un trocánter similar al de la pata media. El fémur es muy grueso y corto (?), seguramente no se ha conservado en su totalidad (longitud 1,6 mm y anchura máxima 0,7 mm).

**Alas:** De esta especie se conoce las alas anteriores y parcialmente las posteriores (figs. 6 y 7B).

Los élitros oscilan entre los 5 mm y los 7,5 mm de longitud, 1,5 mm - 2,4 mm de anchura y presentan un reborde en el margen ventral (fig. 7C). Entre las venas principales y secundarias aparecen vénulas intercaladas. La vena Sc es simple, muy larga, casi recta, gruesa y marcada en su base, y toca el margen costal un poco antes de la mitad del ala (a 2,2 mm - 3,4 mm de la base del ala). La R+Rs tiene un número reducido de ramas que tocan el margen del ala (oscila entre 11 y 13) y las 5 - 9 primeras venas son simples. Una vez la R+Rs se ha separado de la Sc realiza una inflexión hacia el margen ventral pasando a ocupar casi la parte media del ala. El Rs nace distalmente y emite un número de ramas que oscila entre 3 y 6, la última toca el margen por encima del ápex. La M nace de la R en el 1/3 basal del ala (a 1,2 mm - 2,4 mm de la base), hacia el 1/3 distal del recorrido Sc. El campo de esta vena es muy estrecho, emite 3 - 6 venas que tocan el margen del ala. La CuA nace en la base donde forma un tronco con la CuP y llega a ocupar más de 3/4 partes de la longitud del ala (llega a 4 mm - 6,7 mm de la base). El número de ramas de esta vena que toca el margen es

de 3 - 5. En el campo de la CuA, en la zona ventral, cerca de donde la CuP toca el margen, aparece una superficie redonda y coloreada donde se puede observar una venación transversa entre una de intercalada, que representaría una zona de coloración en vida. La CuP es simple y llega hasta 1/3 de la longitud del ala (1,9 mm - 2,8 mm de la base). Su recorrido es inicialmente paralelo al tronco R+M+CuA y se inflexiona suavemente hacia el margen hasta tocarlo con una cierta inclinación (fig. 7D). La coria ocupa 3/4 de la anchura del ala.

El número de venas del campo anal es grande (6 - 8 venas simples) en relación a *N. fontllongae*; las primeras son paralelas a la CuP y poco a poco van haciéndose rectas. Estas son cortadas distalmente por una línea que marca un cambio diagonal de la inclinación del ala, como en *N. fontllongae*. Entre estas venas aparece una venación transversal muy densa que reticula todo el *clavus*; en algunos ejemplares se ha observado entre la CuP y la CuA (LC-018-GDGP y LP-3120-IEI).

Las alas posteriores tienen una longitud aproximada de 7,7 mm (no observadas en los ejemplares más grandes). La R1 es una vena gruesa, muy marcada, que emite hacia el margen seis ramas (aunque posiblemente sean más). No se ve la ramificación de la R1 y del Rs del tronco radial.

El Rs es, en casi todo su recorrido, paralelo al margen costal y emite al menos cuatro ramas. La M es una vena más delgada que las anteriores, con tres ramas. La CuA es muy recta con 5 - 6 venas. Todo el resto de las venas quedan enmascaradas por encontrarse las alas plegadas. Entre todas las venas de los campos del Rs, de la M y de la Cu existen unas vénulas intercaladas de refuerzo. Entre éstas y las venas principales y secundarias aparece una venación transversa.

**Abdomen:** Se ha observado, en los ejemplares LP-011-G y LP-442-IEI (figs. 7A y 7B) y ambos son hembras. El abdomen es alargado (longitud 4,2 mm) y relativamente ancho (anchura 2,7 mm). Faltan trazas de lóbulos ovipositorios, pero se observa la parte del *tergum* del segmento abdo-

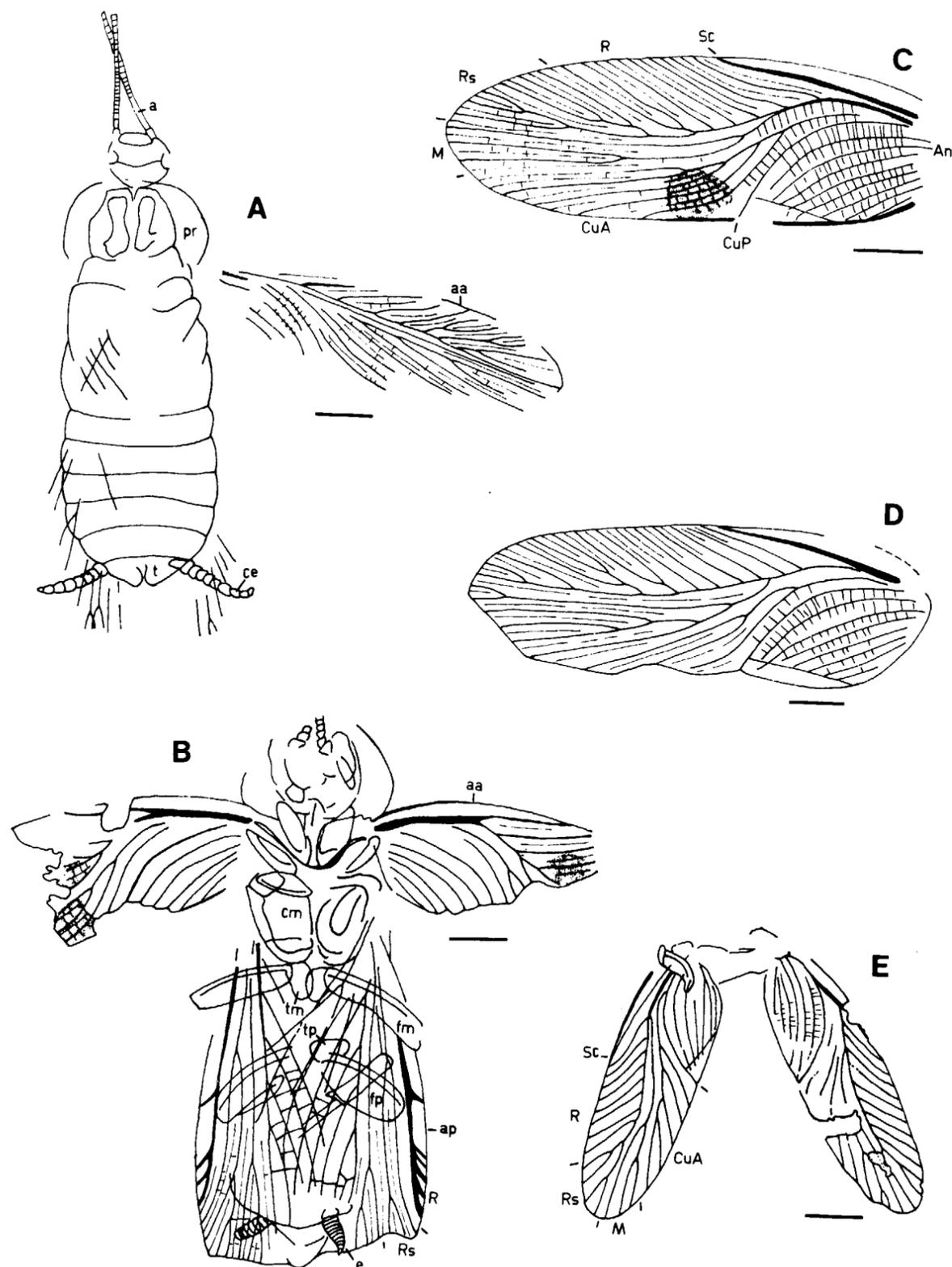


Figura 7.—Especie *Nogueroblatta nana*, ejemplares: A) LP-011-G; B) LP-442-IEI; C) LP-006-G; D) LC-018-GDGP, y E) LP-1316-IEI (paratipos). Leyenda igual que la figura 2. Escala = 1 mm.

minal décimo y el pliegue posterior del *hipoginnum*. Los cercos son muy largos (1,6 mm) y muestran 11 segmentos desnudos de pelos. Aparecen nueve segmentos abdominales.

#### Discusión

En 1981 LACASA describe un ejemplar que se ha reconocido en la colección del I.E.I. (LP-442-IEI). El estigma que este autor creyó observar en el élitro se trata de la mancha característica que en este género aparece en el campo medial. Sus 5 - 6 nérvulos son en realidad tres, entre los cuales aparecen vénulas intercalares. En el ala posterior este autor confunde la vena Sc con la R y la Cu con la M.

La especie *N. nana* se ha establecido para aquellos individuos parecidos a *N. fontllongae* y que poseen una longitud del ala anterior más pequeña.

Presentan caracteres muy carecidos entre ambas (localización y proporciones de las venas principales) y otras de diferentes (menor número de venas secundarias en la R) aunque estos últimos ligados a la medida menor. No obstante hay un par de caracteres que diferencian las dos especies: la forma redondeada del ápex en *N. nana* y agudo en *N. fontllongae* y el número de venas que aparecen dentro del *clavus* que es elevado para la medida que tiene *N. nana* en relación a *N. fontllongae*.

Existe la posibilidad que esta diferencia de longitud sea a causa de un dimorfismo sexual. No obstante se ha de tener en cuenta que generalmente, en este grupo de insectos, la hembra acostumbra a reducir la longitud de sus alas. Por el momento *N. nana* ha sido reconocida por dos hembras y por alas aisladas y de *N. fontllongae* no sabemos el sexo de ninguno de los individuos. Así pues, esta hipótesis tendrá que ser apoyada más adelante, cuando se encuentren machos y hembras.

La diferencia existente entre *N. nana* y *A. ? hispanica*, encontradas en el mismo yacimiento y conociendo de ambas especies las hembras, es la ausencia y la presencia respectivamente de ovipositor. La longitud de las alas posteriores de *N. nana* podrían corresponder a las de *A. ? hispanica*, pero la ausencia de ovipositor los diferencia claramente.

Orden: BLATTIDA Brunner, 1882

Superfamilia: BLABEROIDEA (sensu McKittrick, 1964)

Familia: Poliphagidae (sensu McKittrick, 1964)

Género: *Cretaholocompsa* n.gen.

**Derivatio nominis:** *Cretaholocompsa*, de *Holocompsa*, género actual con el que tiene un gran parecido, del Cretácico.

**Especie tipo:** *Cretaholocompsa montsecana* n.sp., «La Cabrua» y «La Pedrera de Rúbies» (España).

#### Diagnosis

Blatoideo pequeño con alas anteriores que no superan los 5 mm, la Sc es simple, la R es corta y se ramifica muy poco basalmente, vena CuP corta que realiza una flexión de 90° próxima a la base y presenta una mancha clara en la parte media del tegmen.

#### Distribución geográfica y cronoestratigráfica

— «La Cabrua» y «La Pedrera de Rúbies» (provincia de Lleida, España): Berriasiense - Valanginiense.

*Cretaholocompsa montsecana* n.gen. n.sp.

Figs. 8A-8B; lám. 1, figs. F-G

**Derivatio nominis:** *montsecana*, del Montsec.

#### Estrato y localidad típicos

Localizada en la formación «Calcaires lithographiques à Plantes et Vertébrés de la Pedrera de Rúbies» (PEUBERNES, 1976), en los yacimientos de «La Pedrera de Rúbies» y «La Cabrua», al oeste del pueblo de Sta. Maria de Meià.

#### Diagnosis

La misma que la del género.

### Material

Se ha estudiado sólo dos ejemplares, el holotipo que se encuentra depositado en el I.E.I., con el número LC-1704-IEI (fig. 8A y lám. 1, fig. F) y un ejemplar de la colección del Sr. Gómez también en el IEI con el número LP-005-G (fig 8B y lám. 1, fig. F). Del holotipo solamente se tiene una placa y el paratipo consta de placa y contraplaca.

### Descripción

Ninguno de los dos individuos estudiados está completo. Solamente se conoce la cabeza, el pronoto, las patas medias y los élitros. Los dos individuos se observan en vista dorsal.

**Cabeza:** Es pequeña y triangular (anchura máxima 1,3 mm); tiene unos ojos grandes y atrasados (diámetro 0,4 mm) y unas antenas de las cuales solamente se ha visto el escapo y los primeros artejos del flagelo. A causa de la falta de labro y clipeo se observa las mandíbulas. No se ha conservado ninguna otra estructura.

**Tórax:** Solamente se conserva el pronoto. Este tiene una zona anterior recta y ancha, por lo que la cabeza no queda cubierta; los márgenes son cortos (0,9 mm) y redondeados y el margen posterior es cóncavo y con punta redondeada. La anchura del pronoto es de 2,3 mm y la longitud de 1,6 mm (fig. 8A y 8B).

**Patatas:** Se conservan las patas medias. La coxa es gruesa (anchura 1,2 mm), alargada (longitud 1,3 mm) y de forma triangular. Meron bien desarrollado. El trocánter es triangular y tiene una longitud de 0,4 mm. El fémur es corto y grueso (longitud 1,5 mm y anchura 0,4 mm); en éste aparece un surco en la parte anterior y otro en la posterior. En este margen existen unas espinas largas, de la misma longitud y distribuidas regularmente. En la zona anterior, sobre la articulación de éste con la tibia, aparece una espina gruesa. La tibia es más corta y delgada que el fémur (longitud 1,2 mm y anchura 0,2 mm). Presenta espinas tanto en la parte anterior como en la posterior que incrementan su longitud distalmente. El tarso es muy delgado aunque incompleto.

**Alas:** Sólo se conservan las alas anteriores que tienen una longitud de 4,5 mm - 4,9 mm y una anchura de 2,1 - 2,2 mm. Tienen como caracterís-

tica la falta generalizada de venación en el élitro (como en el actual género *Holocompsa*) y la presencia de una mancha grande en su parte media.

Estas alas tienen una forma elíptica, con margen costal convexo y anal recto. El margen costal presenta un ribete estrecho (fig. 8A). La Sc es simple y toca el margen alar a 1,9 mm - 2,1 mm de la base. La R es muy corta (2,8 mm) y tiene cinco ramas que tocan el margen costal basalmente. La M es simple, más corta que la radial, y a la mitad de su recorrido hace una fuerte inflexión hasta llegar a la zona media del ala donde vuelve a hacerse paralela al margen ventral. La CuP tiene un recorrido recto hasta que a 1 mm - 1,1 mm de su inicio realiza una inflexión de 90° y toca perpendicularmente el margen ventral del ala (fig. 8B). Las venas anales parecen ser numerosas y están dispuestas con una inclinación de 80°. Paralelamente al margen anal del élitro aparece un relieve a partir del cual el ala establece un escalón (como una especie de alerón) (fig. 8B).

**Abdomen:** No se conserva en ningún ejemplar.

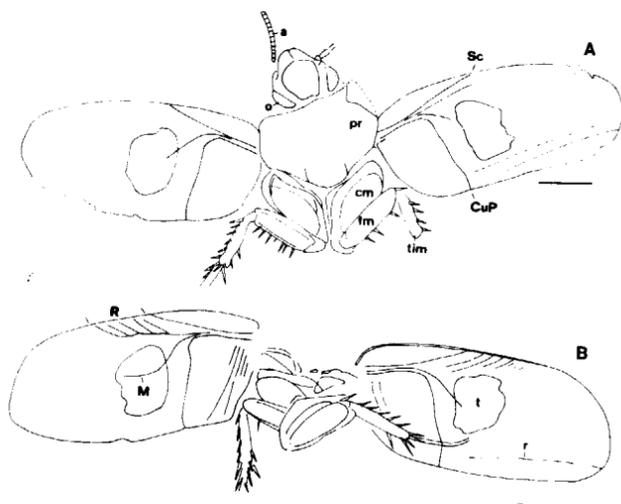


Figura 8.—Especie *Cretoholocompsa montsecana*, n.sp. ejemplares: A) LC-1704-IEI y B) LP-005-G (holotipo y paratipo), (r) borde del margen anal, (t) pigmentación de la zona cubital anterior. Leyenda igual que la figura 2. Escala = 1 mm.

### Discusión

No existe, de momento, en el registro fósil mundial ningún individuo que tenga la venación tan simplificada como esta especie del Cretácico.

Actualmente existe la especie *Holocompsa nitidula* (Fabricius), encontrada en Puerto Rico y figurada por REHN en 1951 con la que guarda un gran parecido. La especie actual presenta una venación todavía más desarrollada ya que posee una R con 6 - 8 ramas y una M con 2. La CuP tampoco toca perpendicularmente el margen anal sino con una inclinación de 75°. No se observa en la especie actual venas anales dentro de la coria.

La falta de venación en la parte media-distal de las alas anteriores es una característica que actualmente sólo se encuentra en la subfamilia *Holocompsinae* (REHN, 1951). No obstante la presencia en la parte basal del ala de una Sc simple y una R con pocas venas dispuestas de forma regular son caracteres que comparten las subfamilias *Tiviinae* y *Latindiinae*.

Estos individuos muestran uno de los tipos más extremos de especialización que se da entre los blátidos; esta especialización ya era un hecho a inicios del Cretácico Inferior.

Orden: BLATTIDA Brunner, 1882

Familia: Blattulidae Vishniakova, 1982

Género: *Orablattula* n.gen.

**Derivatio nominis:** *Orablattula*, hace referencia a *Blattula*, género tipo de la familia y *orba* del latín huérfano, ya que solamente se tiene un ejemplar.

**Especie tipo:** *Orablattula infrequens*, «La Cabrua» (España).

### Diagnosis

Blátido con alas anteriores de 4,5 mm de longitud y 1,5 mm de anchura, con ápice redondeado, tres veces más largas que anchas; vena Sc delgada, simple y corta; la M que sale de la R lejos de la base del ala y ocupa un área importante del margen costal; la CuA es simple y la CuP es más larga que la Sc. El *clavus* ocupa aproximadamente 1/2 de la anchura del ala.

### Distribución geográfica y cronoestratigráfica

— «La Cabrua» (provincia de Lleida, España): Berriasiense - Valanginiense.

*Orablattula infrequens* n.gen. n.sp.

Fig. 9; lám. 1, fig. G

**Derivatio nominis:** *infrequens*, por tener una venación fuera de lo común.

### Estrato y localidad típicos

Localizada en la formación «Calcaires lithographiques à Plantes et Vertébrés de la Pedrera de Rúbies» (PEYBERNES, 1976), en el yacimiento de «La Cabrua», al oeste del pueblo de Sta. Maria de Meià.

### Diagnosis

La misma que la del género.

### Material

El holotipo se encuentra depositado en el I.E.I., con el número LC-1786-IEI (fig. 9 y lám. 1, fig. G) y consta de placa y contraplaca.

### Descripción

Solamente se conoce el ala anterior (fig. 9).

**Ala:** Tiene una forma elíptica con un margen apical redondeado. Posee una longitud de 4,5 mm y una anchura de 1,5 mm. La vena Sc es simple, corta y recta en su parte inicial. Posteriormente se inflexiona, después hace un zig-zag en la parte media distal y toca el margen costal a 1,5 mm de la base. La R+Rs presenta ocho ramas cortas que tocan el margen del ala; las dos primeras venas son simples. Esta vena es muy recta y ocupa el 1/3 superior del ala. No se diferencia bien la R del Rs. La M nace de la R en el 1/4 basal del ala (a 0,9 mm de la base), hacia la mitad del recorrido de la Sc. El campo de esta vena es considerablemente grande ya que ocupa parte del margen costal, todo el apical y buena parte del anal; hay seis venas que tocan el mar-

gen antes del ápex y cinco que ocupan el margen anal. La CuA es simple, no se observa dónde nace y llega hasta un poco más allá de la mitad del ala. La CuP es simple y llega hasta 1,6 mm de la base. Su recorrido es opuesto al de la Sc (fig. 9). Tiene una amplitud que representa aproximadamente la mitad de la anchura del ala. No se observa venas dentro del *clavus*.

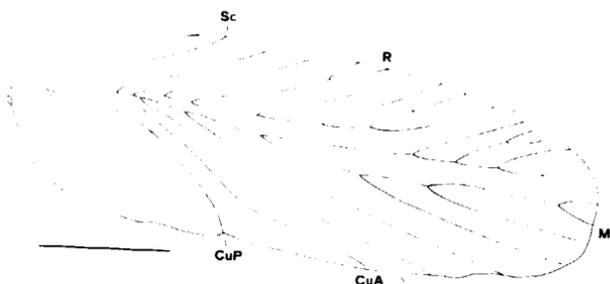


Figura 9.—*Orblattula infrequens*, n. sp., ejemplar LC-1786-IEI (holotipo). Leyenda igual que la figura 2. Escala=1 mm.

### Discusión

Se conoce nueve géneros de esta familia encontrados principalmente en los yacimientos del Jurásico y Cretácico de Asia. Entre los géneros conocidos en Europa Occidental encontramos: *Blattula* Handlirsch, hallado en Alemania y en Inglaterra, *Chiloblattula* Handlirsch, *Peloblattula* Handlirsch, *Metablattula* Handlirsch y *Ectinoblattula* Handlirsch encontrados en Alemania y *Nanoblattula* Handlirsch de Inglaterra, todos del Lías.

El individuo que estudiamos aquí se diferencia de todas las otras especies de la familia Blattulidae en el desarrollo de la M. Existen varias especies de los Blattulidae que presentan una M que ocupa parte del margen costal, aunque lo hacen muy ligeramente (como *Mesoblattula colorata* Vishniakova, *Parablattula udensis* Vishniakova y *Mesoblattula geinitzi* Handlirsch, por ejemplo); a diferencia de éstas *O. infrequens* tiene una M que ocupa un amplio espacio del margen costal, sustituyendo la posición que debería ocupar el Rs.

La especie *O. infrequens* es una de las más pequeñas de la familia ya que la mayor parte presentan élitros que superan los 6 - 7 mm, no su-

perando nuestra especie los 4,5 mm; no obstante *Blattula extensa* posee una longitud estimada de 4 mm.

La presencia en *O. infrequens* de una CuA simple, también la diferencia de todo el resto de especies.

### AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi agradecimiento al Dr. Julio Gómez y al Sr. Jaume Gallemí, del Museu de Geologia de Barcelona, por su colaboración durante el estudio del holotipo de *Mesoblattina colominasi* (Meunier). Este agradecimiento se hace extensivo a la Fundació Pública Institut d'Estudis Ilerdencs que permitió estudiar la colección del Montsec, depositada en la Secció de Geologia, y a los señores Armando Díaz-Romeral, de Cuenca, y Josep Enric Gómez, de Lleida, por haber dejado en estudio parte de sus colecciones. Este trabajo se enmarca dentro del proyecto DGYCIT PB-88-0174.

### REFERENCIAS

- ALVAREZ-RAMIS, C. (1989): *Presence de restes de Blattidae dans le faisceau Carrasconte du bassin Stephanien de Villablino (León, Espagne)*. Bull. Soc. Hist. Nat. Autun, 131, pp. 7-10.
- ANSORGE, J. (1991): *Zur Sedimentologie und Paläontologie des unterkretazischen Plattenkalkaufschlusses «La Cabrua» (Sierra del Montsec; Provinz Lerida/NE - Spanien) unter besonderer Berücksichtigung der fossilen Insekten*. Diplomarbeit Ernst-Moritz-Arndt Universität, Greifswald. 83 pp.
- BODE, A. (1953): *Die Insektenfauna des ostniedersächsischen oberen Lias*. Paleontographica, 103, 357 pp.
- FERRER, L. (1951): *Nuevos hallazgos en el Jurásico Superior del Montsec*. Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 23, pp. 45-61.
- FREGENAL, M. (1991): *El sistema lacustre de Las Hoyas (Cretácico Inferior, Serranía de Cuenca): Estratigrafía y Sedimentología*. Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid, 226 pp.
- GÓMEZ, J. E. (1986): *Nuevos insectos fósiles de las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec (Lérida)*. Bol. Geol. Min., 97(6), pp. 717-736.
- GRIMALDI, D., y MAISEY, J., ed. (1990): *Insects from the Santana Formation, Lower Cretaceous, of Brazil*. Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., 195, 191 pp.

- GUTHRIE, D. M., y TINDALL, A. R. (1968): *The biology of the cockroach*. Edward Arnold Publ. Ltd., pp. 23-60.
- HANDLIRSCH, A. (1908): *Die fossilen Insekten und die Phylogenie der rezenten Formen*. Handbuch für Paläontologen und Zoologen, W. Engelmann Ed. Leipzig, ix + 1430 pp.
- HEBARC, M. (1919): *The Blattidae of Panama*. Mem. Amer. Entom. Soc., 4, 148 pp.
- HUBER, I. (1974): *Taxonomic and Ontogenetic studies of Cockroaches (Blattaria)*. Univ. Kansas Sci. Bull., 50(6), pp. 233-332.
- KRUSAT, G. (1966): *Beiträge zur Geologie und Paleontologie der Sierra del Montsec (Prov. de Lérida, Spanien)*. Dipp.-Arb. F.-U. Berlin, 118 pp.
- LACASA, A. (1981): *Estudio del yacimiento infracretácico del Montsec de Rúbies, «La Pedrera de Meià, Ilerda*. pp. 61-159.
- MANSKE, L. L., y LEWIS, S. E. (1990): *Two fossil adult cockroaches (Blattaria) from the Cretaceous of Minnesota*. J. Paleont., 46(1), pp. 159-161.
- MARTINEZ-DELCLOS, X. (1987): *Insectos fósiles del Cretácico Inferior del Montsec (provincia de Lérida)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Barcelona, 242 pp.
- MARTINEZ-DELCLOS, X. (1988a): *Els Insectes*. In J. Gallemí ed. *Història Natural dels Països Catalans, El Registre Fòssil*, 15, pp. 352-356, Barcelona, Enciclopèdia Catalana.
- MARTINEZ-DELCLOS, X. (1989a): *Insectos en el registro fósil de España*. V Jornadas de Paleontología, Valencia, pp. 95-96.
- MARTINEZ-DELCLOS, X. (1989b): *Insectos del Cretácico Inferior de Las Hoyas (Cuenca)*. In J. L. Sanz, coord. *La Fauna del pasado en Cuenca*, pp. 51-82, Ser. «Actas Académicas», núm. 1, Cuenca, Instituto «Juan de Valdés».
- MARTINEZ-DELCLOS, X. (1990): *Insectos del Cretácico Inferior de Santa Maria de Meià (Lleida): Colección Lluís Marià Vidal i Carreras*. Treb. Mus. Geol. Barcelona, 1, pp. 91-116.
- MARTINEZ-DELCLOS, X. (1991a): *Insects from the lithographical limestones of the serra del Montsec. Lower Cretaceous of Catalonia, Spain*. In X. Martínez-Delclòs, coord. *The Lower Cretaceous lithographic limestones of Montsec. Ten years of paleontological expeditions*, pp. 61-71, Lleida, Institut d'Estudis Ilerdencs.
- MARTINEZ-DELCLOS, X. (1991b): *Insectes Hemimetàbols del Cretaci Inferior d'Espanya. Tafonomia i Paleoautoecologia*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 784 pp.
- MARTINEZ-DELCLOS, X., y RUIZ DE LOIZAGA, M. J. (en prensa): *Insectes des calcaires lithographiques du Crétacé Inferieur de l'Espagne. Sistematique et Taphonomie*. Geobios, xx-yy, 1993.
- McKITTRICK, F. A. (1964): *Evolutionary studies of cockroaches*. Cornell Univer. Agric. Expt. Sta. Mem., 389, 197 pp.

- MEUNIER, F. (1914): *Un blátido y una larva de odonato del Kimeridgense de la Sierra del Montsec (Lérida)*. Mem. Real Acad. Cienc. Artes Barcelona, XI(9), pp. 121-126.
- PEYBERNES, B. (1976): *Le Jurassique et le Crétacé Inférieur des Pyrénées franco-espagnols entre la Garonne et la Méditerranée*. Thèse Doctorat, Univ. Paul Sabatier Toulouse, 459 pp.
- PING, C. (1928): *Study of the Cretaceous fossil insects of China*. Pal. Sinica, 13B, pp. 1-56.
- PINTO, I. D., y PURPER, I. (1986): *A new blattoid from the Cretaceous of Brasil*. Pesquisas, 18, pp. 5-10.
- PRINCIS, K. (1960): *Zur Systematik der Blattarien*. Eos, 36, pp. 427-449.
- QI-BIN, L. (1965): *Two insects from the lower part of Jurassic inner Mongolia*. Act. Pal. Sinica, 13(2), pp. 367-369.
- QI-BIN, L. (1976): *The jurassic fossil insects from Western Liaoning*. Act. Pal. Sinica, 15(1), pp. 97-116.
- QI-BIN, L. (1980): *Mesozoic insects from Zhejiang and Anhui Provinces, China*. Divisions and Correlations on the Mesozoic Volcano-Sedimentary formations in the Provinces Zhejiang and Anhui, pp. 211-234, China, Science Press.
- QI-BIN, L. (1985): *Insects fossils from the Hanshan Formation at Hanshan country, Anhui Province*. Act. Pal. Sinica, 24(3), pp. 300-310.
- REHN, J. W. H. (1951): *Classification of the Blattaria as indicated by their wings*. Mem. Amer. Ent. Soc., 14, 134 pp.
- SANZ, J. L.; WENZ, S.; YEBENES, A.; ESTES, R.; MARTINEZ-DELCLOS, X.; JIMENEZ-FUENTES, E.; DIEGUEZ, C.; BUSCALIONI, A. D.; BARBADILLO, L. J., y VIA, L. (1988): *An Early Cretaceous faunal and floral continental assemblage: Las Hoyas fossil-site (Cuenca, Spain)*. Geobios, 21(5), pp. 611-631.
- SELDEN, P. A. (1988): *Orb-web weaving spiders in the early Cretaceous*. Nature, 340, núm. 6236, pp. 711-713.
- SELDEN, P. A. (1990): *Lower Cretaceous spiders from the Sierra de Montsec, north-east Spain*. Palaeontology, 33(2), pp. 257-285.
- TERMIER, H., y TERMIER, G. (1959): *La vie au Jurassique*. In Paléontologie Stratigraphique, Fasc. 1, pp. 290, Masson & Cie Ed. Paris.
- TILLARD, R. J. (1920): *Mesozoic insects of Queensland*. Part. 6. Blattoidea. Proc. Lin. Soc. New South Wales, 45, pp. 358-382.
- THORNE, B. L., y CARPENTER, J. M. (1992): *Phylogeny of the Dictyoptera*. Systematic Entomology, 17(3), pp. 253-628.
- VIDAL, L. M. (1898): *Compte-rendu des excursions dans la province de Lérida de 11 au 15 Octobre*. Bull. Sc. Geol. France, pp. 884-900.

VISHNYAKOVA, B. H. (1968): *Blattodea*. In B. B. Rohden-dorf ed. *Iurskie Nasekomye Karatau*, pp. 55-86, Moscú, Ayademii Nauk.

VISHNYAKOVA, B. H. (1982): *Jurassic cockroaches of the new family Blattulidae from Siberia*. *Paleont. J.* 1, pp. 67-77.

VISHNYAKOVA, B. H. (1983): *Jurassic cockroaches of the Mesoblattinidae family from Siberia*. *Paleont. J.* 2, pp. 76-90.

VISHNYAKOVA, B. H. (1985): *Blattodea*. In A. P. Rasnitsyn

ed., *Iurskie Nasekomye Sibiri i Mongolii*. 211, pp. 138-146, Moscú, Akademii Nauk.

VISHNYAKOVA, B. H. (1986): *Blattida (=Blattodea)*. In L. P. Tatarinov ed., *Insects in the Early Cretaceous Eco-systems of the West Mongolia*. *Trans.* 28, pp. 166-169, Moscú, Akademii Nauk.

WHALLEY, P. E. S. y JARZEMBOWSKI, E. A. (1985): *Fossil insects from the Lithographic limestone of Montsech (late Jurassic-early Cretaceous), Lérida Province, Spain*. *Bull. Brit. Mus. Nat. Hist. (Geology)*, 38(5), pp. 381-412.

Original recibido: Diciembre de 1992.

Original aceptado: Junio de 1993.

## Aspectos Paleoecológicos de una comunidad de Calyx del Ordovícico de los Montes de Toledo (España). *Discusión*.

Por J. C. GUTIERREZ MARCO (\*)

En un reciente artículo publicado en el vol. 103, núm. 3 de esta revista, GIL CID y BERNAL (1992) presentan una reconstrucción paleoecológica de las asociaciones fósiles del Dobrotivá (Llan-deilo) inferior en una sección situada en el sinclinal de Navas de Estena, entre esta localidad y Retuerta del Bullaque (Ciudad Real). Como estudioso del área desde hace más de diez años, y autor junto con I. RABANO y otros, de más de una docena de trabajos sobre su geología y paleontología, considero que el mencionado artículo contiene inconcreciones, errores y alusiones equívocas, que desvirtúan el conocimiento geológico y paleontológico del área, por lo que estimo imprescindible aportar la presente discusión, dentro de la mayor objetividad posible.

### OBSERVACIONES A LA UBICACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

En primer lugar, no existe una ubicación geográfica ni estratigráfica precisa de los niveles estudiados, refiriéndose a «un perfil de unos 15-18 metros de materiales fundamentalmente pizarrosos (...) que se corresponderían con los niveles intermedios de la sección general dada por SAN JOSE LANCHA et al. (1974) para el Ordovícico medio», localizados «entre Retuerta del Bullaque y Navas de Estena (...) sección NE-C» (pp. 467, 468 y 471). Tales inconcreciones hacen ya de por sí difícilmente refutables los contenidos del artículo, si no fuera por los res-

tantes errores o porque, entre los fósiles ilustrados o citados, se advierten diversos géneros (*Codiacystis*, *Trocholites*, *Lophospira*, *Pygmaeoconus*: lám. 1, fig. 2; lám. 2, fig. 2; cuadro 1) que según nuestros propios trabajos, se encuentran restringidos a un tramo muy concreto de la Formación Pizarras de Navas de Estena. Este es equiparable al punto NE-VIIC de GUTIERREZ MARCO et al. (1984b), cuya situación geográfica coincide plenamente con la localidad citada por GIL y BERNAL (op. cit.). Es de destacar que en la introducción del trabajo tampoco se citan los antecedentes concretos del mismo, limitándose a reconocer (p. 467) que la zona «ha sido estudiada por diferentes autores y abarcando aspectos diversos».

En cuanto a otros datos auxiliares para la ubicación del área estudiada, representados en las ilustraciones del texto, su fig. 1 es un mapa de España con un recuadro amplio (50 × 20 Km aprox.) que enmarca el término de Retuerta de Bullaque desde su borde occidental *hacia el este*, dejando fuera todos los afloramientos posibles del tramo estratigráfico en cuestión. La procedencia del mapa base tampoco se indica, existiendo razones para pensar que se trata de una adaptación desvirtuada de GUTIERREZ MARCO (1986, fig. 1). Dicha figura fue utilizada también en otras publicaciones (RABANO, 1989a: fig. 1; BABIN y GUTIERREZ MARCO, 1991a: fig. 1), conservándose en la copia de GIL y BERNAL (op. cit.) incluso la prolongación de la flecha blanca vertical que en las tres versiones precedentes marcaba el conjunto de los yacimientos 23, 8 y 11, respectivamente, en el sector occidental del sinclinal de Navas de Estena.

Por otra parte, la figura 2 del artículo en cues-

(\*) UEI Paleontología, Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, 28040 Madrid.

tión [«Serie estratigráfica de Navas de Estena (Toledo), según SAN JOSE LANCHA et al. (1974)»] no procede del trabajo mencionado, y ni siquiera se refiere a esta localidad. En realidad, la ilustración está tomada del trabajo de CHAUVEL y MELENDEZ (1978, fig. 3: con datos de MARTIN ESCORZA, 1977), y corresponde a una columna estratigráfica ubicada al sur de Ventas con Peña Aguilera (Toledo), en un contexto geográfico, estratigráfico (tercio inferior de la Fm. Navas de Estena) y estructural diferente (sinclinal Algodor-Milagro = Los Yébenes *auct.*). Pese al avance de los conocimientos geológicos habidos desde entonces, no se justifica que dicha figura se utilice en 1992 prácticamente sin variaciones (sustitución de nombres taxonómicos por unos símbolos que tampoco aparecen explicados), con una terminología crono— y litoestratigráfica obsoleta, y además para referirse a un área distinta de la original.

#### REVISION TAXONOMICA

Como paso previo a cualquier estudio paleoecológico, debe acreditarse un nivel de conocimientos adecuado sobre los taxones que intervienen en una asociación determinada, necesario tanto para estimar la biodiversidad de las entidades conservadas, como para evaluar los elementos que no han dejado vestigios pero que debían intervenir en las cadenas tróficas. Con respecto a la asociación que nos ocupa (base de la Biozona Tournemini en el sinclinal de Navas de Estena), se han publicado estudios sobre los trilobites (RABANO y GUTIERREZ MARCO, 1983; RABANO, 1989a-d), equinodermos (CHAUVEL y MELENDEZ, 1978; GUTIERREZ MARCO et al., 1984b), moluscos bivalvos (BABIN y GUTIERREZ MARCO, 1991a-b), monoplacóforos (GUTIERREZ MARCO y MARTIN SANCHEZ, 1983) y cefalópodos (BABIN y GUTIERREZ MARCO, 1992), estando en curso otros trabajos sobre cistideos, hyolítidos, gasterópodos, rostroconchas, braquiópodos y conuláridos. Además de ello, un listado general de todos los fósiles identificados, tanto en este tramo como en sus equivalentes desde el punto de vista bioestratigráfico (Sub-biozona Macrophtalma-Toledana), fue anticipado por GUTIERREZ MARCO et al. (1984a). GIL y BERNAL (op. cit., cuadro 1 de la p. 475) relacionan todos los taxones reconocidos por

ellos en la asociación estudiada, sobre los que han basado su reconstrucción paleoecológica. Esta lista registra, entre otras deficiencias:

- La presencia de *Palaeura hispanica* (*P. neglecta hispanica* SMITH: Echinodermata, Ophiuroidea) y *Babinka prima* BARRANDE (Bivalvia, Actinodontoida) en niveles inusualmente elevados de la columna estratigráfica: los estudios precedentes (GUTIERREZ MARCO et al., 1984b y BABIN y GUTIERREZ MARCO, 1991, respectivamente) han mostrado en ambos casos que son formas exclusivas de la época Oretana inferior en la zona Centroibérica.
- Entre los cistideos, «*Codiacystis cf. gigas*» no es una especie del género, debiendo tratarse de una confusión con *C. cf. bohémica* (BARRANDE) o *C. moneta occidentalis* CHAUVEL y MELENDEZ según comprobamos en la lám. 1, figs. 2 y 4 de GIL y BERNAL (op. cit.). Tampoco se alude a la mayor diversidad aparente de diploporitos que citan GUTIERREZ MARCO et al. (1984b) para los mismos niveles, omitiéndose además la presencia de placas columnares de pelmatozoos (*Pentagonopentagonopa* sp. 2) frecuentes en el yacimiento.
- La relación de moluscos muestra, aparte de un evidente desorden (intercalación de un rostroconcha entre los bivalvos y de un monoplacóforo entre los cefalópodos), presencia de sinónimos de una misma especie reputados como fósiles distintos [la prioridad de *Glyptarca? lusitanica* (SHARPE) sobre *G. naranjoana* (VERNEUIL y BARRANDE) fue convenientemente aclarada por BABIN y GUTIERREZ MARCO (1991a)], erratas («*Pygmaeonus*») y destacadas ausencias, como por ejemplo *Praenucula costae* (SHARPE), *Cadomia britannica* (BABIN), o un hypselocónido diferente de *Pygmaeoconus*, citados por BABIN y GUTIERREZ MARCO (1991a-b) y GUTIERREZ MARCO y MARTIN SANCHEZ (1983) en los mismos niveles.
- La lista de trilobites es mucho más parca que la obtenida por RABANO (1989a): a las tres especies listadas por GIL y BERNAL (op. cit.) deben añadirse *Eccoptychile almadenensis* ROMANO, *Selenopeltis macrophtalma* (KLOUCEK), *Isabelinia glabrata* (SALTER), *Eodalmantina macrophtalma* (BRONGNIART), *Salterocoryphe salteri* (ROUAULT) y *Colpocoryphe*

*rouaulti* HENRY, si bien salvo la última especie mencionada, todas las demás identificaciones proceden de un número reducido de ejemplares. Respecto a otros trilobites, la tabla recoge la cita de «*Asaphus* sp.», junto con las menciones en el texto de «*Illaenus*» y *Nobillasaphus* (op. cit., pp. 470 y 475). Los dos primeros géneros son de «cuño báltico» y no han sido descritos nunca en el SO de Europa, mientras que el tercero podría constituir una novedad para este yacimiento, pero insuficientemente autenticada (sin descripción ni figura).

- El resto de la asociación fosilífera incluye otras dos especies (un braquiópodo y un icnofósil) que no hemos logrado identificar nunca en estos niveles. Según nuestras observaciones, los braquiópodos articulados son muy escasos y suelen corresponder a ejemplares juveniles de *Heterorthis morgantensis* MELOU, por otra parte fáciles de confundir con la especie *Heterorthis kerfornei* MELOU, más moderna estratigráficamente. Otros fósiles reconocidos por nosotros en estos horizontes, y no mencionados por los autores del artículo, son *Schizocrania* (braquiópodo inarticulado, en estudio), *Paleschara* (briozoo incrustante que coloniza el 20 por 100 de las conchas de Tarphyserida), conuláridos no identificados y raros graptolitos (reelaborados en nódulos). Los icnofósiles presentes son diversas señales de bioerosión y rastros horizontales internos (redes apretadas, tubos ramificados de pequeño diámetro, galerías simples, etc.).

Además del cuadro 1, GIL y BERNAL (op. cit.) aportan dos láminas fotográficas donde figuran algunos de los fósiles objeto del estudio paleoecológico. Sobre ellos exponemos las observaciones siguientes:

- El primer ejemplar ilustrado (lám. 1, fig. 1) aparece determinado como «*Calyx segaudi* (G. y H. TERMIER, 1950. Polo oral. MT 035)» (*sic*). Se trata del fragmento de la región aboral (no oral) de una teca piriforme (molde interno), cuya parte superior conserva contornos de placas dispuestas en ciclos, con alternancia de Principales e Intercalares de distintos órdenes; mientras que del extremo aboral parten dos surcos (crestas internas) semejantes a los observados en otras espe-

cies distintas de *Calyx*. Los caracteres del ejemplar no se aproximan en ningún modo a los de la especie *C. segaudi* con la que se ha pretendido relacionar, ya que entre otros, la teca de esta última es mucho más alargada (incluso su morfotipo C), con un polo aboral estrecho y de aspecto anillado, por la sucesión de hasta 20 ciclos de placas tuberculíferas muy patentes incluso en sección (ver diagnóstico enmendada y rango de variabilidad de la especie de CHAUVEL, 1966, 1978). Por ello, parece más razonable considerar al ejemplar figurado en nomenclatura abierta (*Calyx?* sp.), ya que en principio sólo guarda semejanza con *Calyx?* sp. C. de CHAUVEL y MELENDEZ (en GUTIERREZ MARCO et al., 1984b: fig. 5c en el texto; lám. 2, fig. 8) si atendemos a la forma y disposición de las placas en la región aboral. Respecto a la sigla y número de catálogo asignado por los autores a este ejemplar (MT 035), debe ser modificado por estar ocupado previamente por un ejemplar de *C. inornatus* MELENDEZ, colectado por D. GIL CID en Ventas con Peña Aguilera, que fue publicado por CHAUVEL y MELENDEZ (1978, p. 79) y se encuentra depositado en la colección de equinodermos ordovícicos del Departamento de Paleontología (Univ. Complutense, Madrid).

- Otro fragmento aboral de teca identificado por GIL y BERNAL (op. cit.: lám. 1, fig. 3) como «*Calyx* sp.» consiste en un molde externo natural en el que destacan ciclos de placas principales muy convexas y no tuberculíferas, con algunas intercalares transversas y dispuestas irregularmente. El ejemplar es indeterminable a nivel genérico, si bien los caracteres mencionados le aproximan al «Género T<sub>2</sub>» descrito por CHAUVEL y MELENDEZ (1978, p. 82, fig. 8 en el texto), igualmente con material recogido por M. D. GIL CID. Como en el caso anterior, su número de catálogo (MT 069) estaba ocupado con antelación por otro ejemplar, en este caso *Calyx rouaulti* CHAUVEL, procedente de una localidad distinta (cf. CHAUVEL y MELENDEZ en GUTIERREZ MARCO et al., 1984b, p. 433).
- Los ejemplares representados en la lám. 1, figs. 2 y 4, e identificados como *Codiacystis moneta occidentalis* CHAUVEL y MELENDEZ, consisten en dos regiones aborales, cuyas

fotografías aparecen invertidas con relación al observador y a los ejemplares anteriores. El ejemplar MT 096 está bien determinado, aunque su número corresponde en la colección al ofiuroido *Palaeura neglecta hispanica* SMITH (cf. CHAUVEL y MELENDEZ, 1978, p. 83, lám. 2, fig. 9, determinado como *?Urosoma* sp.). Por el contrario, el ejemplar MT 099 (número ocupado por *Mitrocystella incipiens miloni* CHAUVEL: cf. GUTIERREZ MARCO y MELENDEZ, 1987, p. 44 y lám. 1, fig. 6) representa un molde interno del suelo aboral, aparentemente cónico, con una amplia cavidad central. Estos caracteres lo aproximan más a la especie *Codiacystis bohémica* (BARRANDE), conocida en el Caradoc de Bohemia, Libia y Alpes Cárnicos (CHAUVEL, 1941; PROKOP, 1964, 1973), aunque su presencia ya había sido sospechada para el Dobrotivá (Llandeilo) centroibérico (GUTIERREZ MARCO et al., 1984b).

— La lámina 2 del artículo de GIL y BERNAL (1992) ilustra en su figura 1 un polo oral de «*Calys inornatus* MELENDEZ», que interpretamos como de un diplopórido en sentido amplio, ya que el ejemplar no reúne caracteres diagnósticos suficientes siquiera para una identificación genérica (es un molde interno restringido al peristoma). Por otro lado, ejemplares topotípicos de *Calix inornatus* MELENDEZ, procedentes del Llanvirn inferior de Ventas con Peña Aguilera, muestran un «donjon» (*sensu* CHAUVEL y MELENDEZ) bastante diferente al imputado hasta ahora a la especie con material de otros yacimientos (PARSLEY y GUTIERREZ MARCO, trabajo en curso).

— Las figuras 2 a 5 de la lámina 2 de GIL y BERNAL (op. cit.) representan «diferentes moluscos mostrando el grado de disolución de la concha» (en todos los casos del 100 por 100 o sin referencias relativas —molde internos—); por otra parte ciertamente determinables: la figura 2 corresponde a un fragmocono + media cámara de habitación de *Trocholites fugax* BABIN & GUTIERREZ MARCO (cefalópodo Tarphycerida), identificado como *Curtoceras? intermedius* (VERNEUIL y BARRANDE) en el trabajo analizado; la figura 3 es el molde interno de la concha de *Ribeira pholadiformis* SHARPE visto por

la cara izquierda; la fig. 5 es una valva derecha de *Coxiconcha britannica* (ROUAULT), molde interno; en la fig. 4 se observan tres valvas (dos derechas y una izquierda) de *Redonia* y dos conos de hyolítidos (todos moldes internos).

— Como última consideración puramente nomenclatural, discrepamos por la ortografía incorrecta del género *Calix* ROUAULT (Diploporita, Aristocystitidae), particularmente importante por tratarse del taxón nominal de su supuesta «comunidad de *Calyx*» (*sic*).

#### ASPECTOS SEDIMENTOLOGICOS Y TAFONOMICOS

Aunque en el resumen del artículo se anuncia la presentación de datos sedimentológicos en apoyo de la reconstrucción paleoecológica, éstos no son abordados en el cuerpo del trabajo. Así, en la página 470 se habla sucesivamente de un «paleoambiente marino de escasa profundidad, con un buen aporte de oxígeno, quizá soportado por un cierto grado de agitación»; más adelante se sugieren «episodios de tormentas que coincidirían con súbitas avenidas de sedimentos y con la disolución de los elementos infaunales», estando el estado de conservación de los «organismos nadadores» (ortocerátidos) relacionado con una «tasa de sedimentación elevada, con enterramiento rápido», y finalmente, en la página siguiente se reconoce que la acumulación de los fósiles «está influida por un factor catastrófico. De la observación del sedimento se desprende la existencia de corrientes de turbulencia».

Sorprendentemente, en el trabajo analizado tampoco se informa o se interpreta sedimentológicamente el aspecto más notable de las acumulaciones de cistideos (destacado en estudios anteriores), como es su restricción a un tramo de alternancias métricas entre pizarras arcillosas micáceas masivas, con abundante fauna, y limolitas que encierran nódulos fosilíferos. Un análisis tafonómico preliminar (GUTIERREZ MARCO et al. 1984b) ya mostraba que la singularidad del estado de conservación de los cistideos y la clase de restos presentes en estos niveles

estaría relacionada con fases de removilización brusca del sustrato y transporte en suspensión densa. De acuerdo con BRENCHLEY et al. (1986), el área septentrional de los Montes de Toledo representaba zonas algo más profundas de la plataforma centroibérica, no alcanzadas por las tempestitas arenosas en el Dobrotivá temprano. Esto también se opone a la generalización litológica de GIL y BERNAL (op. cit., p. 468). Los datos procedentes de la distribución de las asociaciones de trilobites (RABANO, 1989a) concuerdan bien con el esquema anterior, y por tanto no está justificado recurrir a un supuesto «efecto cubeta» en relación con una «atípica situación en el contexto general paleobiogeográfico» (GIL y BERNAL, op. cit., p. 469).

Pese a no disponer todavía de un estudio sedimentológico preciso, parece claro que las alternancias fosilíferas representan tempestitas fangosas de posición estratigráfica equivalente a las tempestitas arenosas del Dobrotivá inferior centroibérico (Formaciones Los Rasos, Cabril y Monte da Sombadeira), pero depositadas algo más distalmente en un ambiente próximo al nivel de base de las olas de tormenta.

Desde el punto de vista tafonómico, el trabajo analizado tampoco aporta datos relevantes, referidos tan sólo a la clase de restos, la disolución de las conchas, la posible aloctonía y factores de conservación de los ortocerátidos, y a la selección hidrodinámica de los exuvios de trilobites. En este último aspecto se menciona la presencia poco frecuente de larvas protaspismeras de trilobites, en nuestra opinión más que dudosa. El estudio tafonómico de estos niveles fosilíferos es una labor compleja, dada la existencia en cada estrato concreto de dichos tramos, de fósiles que evidencian diferentes estados mecánicos de conservación: junto a elementos *resedimentados* (en su inmensa mayoría), existe un menor número de restos *acumulados*, e incluso casos aislados de elementos *reelaborados* (uno de los nódulos recogidos por nosotros en la localidad NE-VIIC brindó un resto de *Didymograptus* heredado posiblemente de sedimentos de edad Oretana inferior). Por ello, hemos optado por postponer este tipo de estudios hasta completar los criterios (sedimentológicos y taxonómicos) que nos permitan encarar su problemática con un enfoque general.

#### RESULTADOS PALEOECOLOGICOS

El análisis paleoecológico que presenta el artículo merece también diversos comentarios. En primer lugar, los autores consideran a la asociación como representativa de un «paleoecosistema estabilizado» (...) «con una cadena trófica compleja y diversa», interpretándola en términos de «paleocomunidades» (pp. 471 *et seq.*) Esto es claramente erróneo, dado que la asociación conservada evidencia distintos grados de removilización y aloctonía, relacionándose la concentración fosilífera con posibles tempestitas distales. En este sentido, existe un fuerte sesgo en la clase de restos registrados para cada grupo taxonómico, con ausencia de muchos taxones conocidos en depósitos contemporáneos, no sólo imputable a circunstancias de conservación (ostrácodos y ciertos trilobites, braquiópodos, moluscos, etc.). Por ello, y porque tampoco se aportan informaciones respecto a las entidades paleobiológicas no conservadas que sin duda existieron (algas bentónicas y epiplanctónicas, por ejemplo), la pretendida *comunidad de Calyx* no representa propiamente ninguna comunidad paleobiológica según los criterios paleoecológicos modernos.

En segundo lugar, el trabajo de GIL y BERNAL (op. cit., pp. 471, 472 y 475) contiene errores conceptuales, tanto de ecología básica como de su interpretación paleoecológica. Así, los autores confunden los organismos *epibiontes* (que se fijan sobre otros organismos) con los *epifaunales* o *epibentónicos* (individuos que viven sobre un sustrato o el fondo), utilizando los términos «*endobionte*» para referirse a los organismos *infaunales* (cavadores que viven dentro del sedimento o sustrato), y «*endofaunal parcial*» para las formas *semiinfaunales*. De este modo, en el cuadro 1 (p. 475) y en el bloque B (p. 472) se ofrecen datos erróneos, tales como considerar que los cistideos identificados son formas «endobiontes» (en lugar de organismos epibentónicos sésiles, suspensívoros o filtradores), el ofiuroido *Palaeura* «epibionte» (en lugar de epibentónico vágil, carnívoro o micrófago), el trilobite *Placoparia* o el braquiópodo *Heterorthina* «epibiontes», etc. Asimismo, la interpretación de algunas formas reputadas pelágicas es incorrecta: por ejemplo, el bellerofontido *Sinuities* y el monoplacóforo *Pygmaeoconus* son considerados *nectónicos* (nadadores), cuando ambos son

formas epibentónicas vágiles, todo lo más con larvas epiplanctónicas dispersas por algas flotantes.

En tercer lugar, los bloques diagrama con las reconstrucciones paleoecológicas (p. 472) presentan otras muchas deficiencias. Así el bloque B ilustra cistideos en posición de vida (núm. 1) casi completamente enterrados e inermes (sin los haces de braquiolas peribucales), ejemplares de *Redonia* (entre las conchas reunidas con el núm. 3) dispuestas como moldes internos en la superficie del sedimento, numerosos braquiópodos y trilobites (escasamente representados en la asociación según los autores: cf. p. 470), entre ellos formas de estrofoménidos inexistentes (núm. 5, una de ellas fijada al sustrato por el ángulo cardinal), y bastantes ausencias (echadas en falta tanto en su cuadro 1 como a partir de nuestros trabajos anteriores). Por otro lado, el bloque A se ofrece como una representación de la «asociación más frecuente en el Ordovícico medio de los Montes de Toledo», con mezcla de especies de las épocas Oretana inferior y Dobrotivá, en la que la mitad de los trilobites figurados son formas ciertamente raras (*Uralichas*, *Eccoptochile*, *Bathycheilus*, *Hungioidea*). Existen también concesiones, no evidenciadas en el registro fósil (*Diplocraterion*), mientras que la leyenda recoge elementos (edioasteroideos, ofiuroides, crinoideos) no representados gráficamente.

De una forma independiente a sus contenidos, ambos bloques diagrama contienen ilustraciones mediocres (obsérvese la perspectiva de ciertos trilobites), y en parte tomadas de otras fuentes (COCKS y MCKERROW, 1978; RABANO y GUTIERREZ MARCO, 1983; HAMMANN, 1983; etc.).

#### CONSIDERACIONES FINALES

Además de los resultados paleontológicos tan discutibles que acabamos de presentar, los autores del trabajo descuidan también otros aspectos formales:

- La existencia de una bibliografía inadecuada, con un 60,7 por 100 de trabajos no citados en el texto, excluyendo los referidos incorrectamente (BRENCHLEY, 1986 en lugar de

BRENCHLEY et al., 1986; GIL CID, 1988 en lugar de GIL CID y BERNAL, 1988) y una cita ausente (WHITTINGTON, 1966).

- La imputación a otros autores de afirmaciones inexistentes y en todo caso discutibles. En concreto, la cita de GUTIERREZ MARCO et al. (1984: op. cit. de la p. 470 del trabajo) no se corresponde ni con las ideas ni con los textos plasmados en dicho estudio, donde tampoco se dice nada acerca de la fauna de rombíferos de Aragón y Pirineos, el modo de vida de estos últimos ni el contexto sedimentológico de las unidades calcáreas que los contienen («laguna interna de arrecife»). El párrafo referido no es por tanto imputable a GUTIERREZ MARCO et al. (1984b), si bien reproduce con notable fidelidad algunas informaciones vertidas en un trabajo distinto (MELENDEZ y CHAUVEL, 1983: p. 515).
- El «reciclaje» o adaptación de textos y/o frases tomadas de otros autores, sin citar la procedencia. En este sentido, los dos primeros párrafos del epígrafe «Paleontología» (p. 469) resultan un presunto plagio, erróneamente adaptado además, de RABANO (1989a, p. 327, epígrafe VI: 18 primeras líneas); el comienzo de la introducción (p. 467) parece una simplificación defectuosa de la introducción de otro artículo diferente (GUTIERREZ MARCO et al., 1984b, p. 422); la frase que inicia el primer párrafo de la p. 468 está evidentemente influida por otra de GUTIERREZ MARCO et al. (1984a, p. 291, comienzo del epígrafe 2), como también lo está el segundo párrafo de la p. 470 con respecto a GUTIERREZ MARCO et al. (1984b, p. 427, tercer párrafo).
- La inclusión de informaciones innecesarias, como las referidas a conodontos de otras áreas (p. 471), citados fuera de contexto (SARMIENTO et al., 1990).

#### REFERENCIAS

- BABIN, C., y GUTIERREZ MARCO, J. C. (1991a): *Middle Ordovician bivalves from Spain and their phyletic and palaeogeographic significance*. *Palaeontology*, 34, 1: 109-147.
- BABIN, C., y GUTIERREZ MARCO, J. C. (1991b): *Middle Ordovician bivalves from Spain. Appendix: Fossil localities*. *Br. Libr., Suppl. Publ., SUP 14041: 1-6*.
- BABIN, C., y GUTIERREZ MARCO, J. C. (1992): *Intérêt paléobiogéographique de la présence du genre Trocholites (Cephalopoda, Nautiloidea) dans le Dobrotivá (Llandeilo inférieur) d'Espagne*. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1992, 9: 519-541.
- BRENCHLEY, P. J.; ROMANO, M., y GUTIERREZ-MARCO, J. C. (1986): *Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia*. En Knight, R. J., y McLean, J. R. (Eds.): *Shelf Sands and Sandstones*. *Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir 11: 241-255*.
- COCKS, L. R. M., y MCKERROW, W. S. (1978): *Ordovician*, pp. 62-92, en McKerrow, W. S. (ed.): *The Ecology of Fossils*. An illustrated guide. Duckworth, London, 383 pp.
- CHAUVEL, J. (1941): *Recherches sur les Cystoïdes et les Carpoïdes armoricains*. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 5: 1-286.
- CHAUVEL, J. (1966): *Echinodermes de l'Ordovicien du Maroc*. *Cahiers paleont. C.N.R.S.*, 1966: 1-112.
- CHAUVEL, J. (1978): *Compléments sur les Echinodermes du Paléozoïque marocain (Diploporites, Eocrinoïdes, Edriasteroïdes)*. *Notes Serv. Géol. Maroc*, 39 (272): 27-78.
- CHAUVEL, J., y MELENDEZ, B. (1978): *Les Echinodermes (Cystoïdes, Astérozoaires, Homalozoaires) de l'Ordovicien moyen des Monts de Tolède (Espagne)*. *Estudios geol.*, 34: 75-87.
- GIL CID, M. D., y BERNAL BARREIRO, G. M. (1988): *Afinidades entre los trilobites del Cámbrico Inferior del SO de Ossa Morena y los del Anti-Atlas*. *Actas II Congr. Geol. España, Granada*, 1: 281-284.
- GIL CID, M. D., y BERNAL BARREIRO, G. M. (1992): *Aspectos paleoecológicos de una comunidad de Calyx del Ordovícico de los Montes de Toledo (España)*. *Bol. Geol. Min.*, 103 (3): 467-477.
- GUTIERREZ MARCO, J. C. (1986): *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis doct. Univ. Complutense, Madrid, 3 vols., 701 pp. (inéd.).
- GUTIERREZ MARCO, J. C., y MARTIN SANCHEZ, J. (1983): *Estudio de los Monoplacóforos (Mollusca) del Ordovícico de los Montes de Toledo (España Central)*. *Estudios geol.*, 39: 379-385.
- GUTIERREZ MARCO, J. C., y MELENDEZ, B. (1987): *Nuevos hallazgos de Estilóforos (Homalozoos) en los materiales ordovícicos de la zona Centroibérica*. *COL-PA*, 41: 41-50.
- GUTIERREZ MARCO, J. C.; RABANO, I.; PRIETO, M., y MARTIN, J. (1984a): *Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España)*. *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 287-319.
- GUTIERREZ MARCO, J. C.; CHAUVEL, J.; MELENDEZ, B., y SMITH, A. B. (1984b): *Los Equinodermos (Cystoidea, Homalozoa, Stelleroidea, Crinoidea) del Paleozoico Inferior de los Montes de Toledo y Sierra Morena (España)*. *Estudios geol.*, 40: 421-453.
- HAMMANN, W. (1983): *Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien: ihre Biostratigraphie, ökologie und Systematik*. *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, 542: 1-117.
- MARTIN ESCORZA, C. (1977): *Nuevos datos sobre el Ordovícico Inferior; el límite Cámbrico-Ordovícico y las fases sárdicas en los Montes de Toledo: consecuencias geotectónicas*. *Estudios geol.*, 33: 57-80.
- MELENDEZ, B., y CHAUVEL, J. (1983): *Nuevos cistideos del Ordovícico de los Montes de Toledo*, pp. 151-155. En Comba, J. A. (coord.): *Libro Jubilar J. M. Ríos, Tomo III: Contribuciones sobre temas generales*. IGME, Madrid.
- PROKOP, R. J. (1964): *Sphaeronitoidea NEUMAYR of the Lower Paleozoic of Bohemia*. *Sbor. géol. Ved.*, p. 3: 7-37.
- PROKOP, R. J. (1973): *Codiacystis bohémica (BARRANDE, 1887) from the Ordovician of Lybia (Cystoidea)*. *Cas. Miner. Géol.*, 18 (1): 73-74.
- RABANO, I. (1989a): *Trilobites del Ordovícico medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte I. Yacimientos, bioestratigrafía y aspectos paleo-ogeográficos*. *Bol. Geol. Min.*, 100 (3): 307-338.
- RABANO, I. (1989b): *Trilobites del Ordovícico medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte II. Agnostina y Asaphina*. *Bol. Geol. Min.*, 100 (4): 541-609.
- RABANO, I. (1989c): *Trilobites del Ordovícico medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte III. Calymenina y Cheirurina*. *Bol. Geol. Min.*, 100 (5): 767-841.
- RABANO, I. (1989d): *Trilobites del Ordovícico medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte IV. Phacopina, Scutelluina, Odontopleurida y Lichida*. *Bol. Geol. Min.*, 100 (6): 971-1032.
- RABANO, I., y GUTIERREZ MARCO, J. C. (1983): *Revisión del género Ectillaenus SALTER, 1867 (Trilobita, Illaenina) en el Ordovícico de la Península Ibérica*. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 81 (3-4): 225-246.
- SAN JOSE, M. A. de; PELAEZ, J. R.; VILAS, L., y HERRANZ, P. (1974): *Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo*. *Bol. Geol. Min.*, 85 (1): 21-31.
- SARMIENTO, G. N.; GUTIERREZ MARCO, J. C., y RABANO, I. (1990): *Llandeilian conodonts from Spain*. En Hünicken, M. A. (ed.): *First Latin American Conodont Symposium, part. 2. Publ. Especial. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, Argentina: 108-109*.
- WHITTINGTON, H. B. (1966): *Phylogeny and distribution of Ordovician trilobites*. *J. Paleont.*, 40: 696-737.

Original recibido: Septiembre de 1992.

Original aceptado: Noviembre de 1993.

GEOLOGIA

# Aspectos Paleoecológicos de una comunidad de Calyx del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Réplica.*

Por D. GIL CID (\*) y G. M. BERNAL BARREIRO (\*)

Como cuestión previa, deseo expresar mi reafirmación con los contenidos del trabajo de GIL y BERNAL (1992). Debido a los más de 20 años que llevo trabajando en temáticas diversas en el Paleozoico del SO español (Montes de Toledo incluido), es fácil deducir que el volumen de información acumulado es considerable si bien, y parece obvio, no hay razones claras que aconsejen exponer totalmente dicha información en un trabajo cuyo objetivo no pretendió ser, en ningún caso, una monografía paleontológica o bioestratigráfica.

Los datos que suministra GUTIERREZ MARCO en su *discusión* sobre la zona objeto de la polémica son, como toda información, muy apreciables, y no me cabe duda que pueden llegar a constituir un trabajo interesante sobre la problemática del área, procurando, eso sí, ajustarse a la estructura de artículo científico adecuada. En estos momentos, no forma parte de mis planes de investigación presentar un trabajo de esta índole pero, en cualquier caso, no sería desdeñable que la comunidad científica pudiera disponer de los datos que GUTIERREZ MARCO presuntamente parece poseer.

Por regla general, los que nos dedicamos vocacionalmente a la docencia universitaria tenemos como objetivo prioritario, y a la vez entrañable, la formación desde el punto de vista investigador, de los miembros del grupo de trabajo. Esta tarea comprende, en muchos casos, un intervalo de tiempo que puede llegar a alcanzar los 15 ó 20 años. Personalmente, esta faceta me ha propor-

cionado enormes satisfacciones y puedo enorgullecerme de haber contribuido a completar o a encauzar la formación de profesionales que, en la actualidad, son excelentes amigos y muy buenos investigadores. En este aspecto, y entre las muchas cuestiones que se abordan en esta formación, figura el *cómo* plasmar los resultados científicos y *cuáles* son los cauces para difundirlos a la comunidad; las revistas de carácter científico desempeñan, en este caso, un importante papel ya que son básicas para edificar, paso a paso, la trama del complejo conocer en ciencia; además, este modo de divulgación hace posible el intercambio, previo el conocimiento, de informaciones distantes en el tiempo y/o en el espacio.

A veces, toda esta teoría no llega a dar el resultado previsto y deseable aunque, afortunadamente, son escasas estas disensiones; en la referencia a GUTIERREZ MARCO tuve la ocasión de vivir de cerca, durante el desarrollo de sus trabajos de Tesina, Tesis, Beca de F.P.I. y tres proyectos consecutivos en el tiempo (1981 - julio 1992), su evolución como investigador del Paleozoico Inferior. Manifestó su entusiasmo a edad muy temprana, siendo alumno de tercero en la Licenciatura de Ciencias Geológicas, iniciando su tesina con gran tesón; después, como he dicho anteriormente, fue desgranando tramos investigadores con un resultado, en mi opinión, satisfactorio. Lamentablemente, he podido comprobar que algunos de los aspectos más triviales, pero básicos del quehacer investigador, no debieron quedar suficientemente resueltos en mi cotidiana labor docente. Es obvio que al leer el trabajo, objeto de su *discusión*, no ha entendido cosas

francamente sencillas; términos y conceptos tales como *objetivo*, *siglas*, *marco*, *contexto*, *ámbito de aplicación*, *enfoque*, *desarrollo histórico*, etc. permanecen confusos para él; en el trabajo de GIL y BERNAL (1992) aparecen aquellos aspectos parciales más novedosos de las investigaciones que se vienen llevando a cabo por parte del equipo de investigación del Paleozoico del Departamento de Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid y que tuvieron su inicio en 1968.

Personalmente estoy convencida sobre el importante papel que desempeñan las publicaciones científicas en el contexto de todas las investigaciones, en este caso de carácter geológico; en mi respeto por ellas está el aquilatar, al máximo, el espacio que se utiliza en publicaciones o revistas especializadas; este es un asunto que puede ser delicado, ya que todos deseamos ver escritas y difundidas nuestras ideas, opiniones y avances científicos y muchos profesionales han tenido que reducir sus textos en aras de aco-

Como coautor del artículo mencionado y *discutido* por GUTIERREZ (en este número) me veo en la necesidad, y en la obligación, de realizar esta pequeña contestación, no deseando generar nuevas polémicas.

En primer lugar, he de remarcar que suscribo la contestación realizada por el otro coautor del artículo (GIL CID) y por consiguiente participo de ella plenamente. Bajo su dirección llevo trabajando desde hace años, abordando temas de índole paleoecológico y bioestratigráfico, tanto en la paleofauna del Paleozoico Inferior de los Montes de Toledo como en la de Sierra Morena Occidental, realizando, sin duda alguna, claros avances en el conocimiento de la evolución de ambas zonas españolas. Estos resultados han sido presentados a especialistas de ámbito na-

ger a un número mayor de trabajos de otros colegas. Es una sencilla cuestión de solidaridad el que haya un reparto igualitario de los medios económicos procedentes, con frecuencia, de fondos públicos; esto se traduce, casi siempre, en el cuidado escrupuloso que se ha de tener del número de páginas, esquemas, figuras y láminas que se desean publicar, con el fin de tener todos un hueco en el que plasmar ideas y opiniones. En el presente caso, y en este número en concreto, asumo mi parte de responsabilidad como consecuencia de los párrafos que están siendo ocupados, impidiendo, de esta manera, el posible acceso de trabajos de compañeros, que a buen seguro tienen un mayor interés.

La conclusión de todo este penoso asunto puede resumirse en lamentar que los años invertidos por GUTIERREZ MARCO, no le han capacitado para leer y valorar un artículo sencillo así como apreciar el sentido y significado que tienen las páginas de una revista científica.

M.<sup>a</sup> D. GIL CID

cional e internacional mediante *auténticos* artículos en revistas especializadas, así como a través de diversos congresos.

En segundo y último lugar, para no extenderme innecesariamente, lamento que ciertas cuestiones de carácter científico sean planteadas de forma inadecuada, enmascarando el verdadero valor que ellas puedan tener tanto en sí mismas como para los investigadores interesados en dichos temas. Es de desear que ese *impulso discutidor* carezca, en el futuro, del caduco cuño «hispanico» ya que así, solo, da la sensación de querer anteponer los intereses presumiblemente personales a los criterios verdaderamente científicos, usados estos últimos por los auténticos investigadores profesionales, identificados por su intachable altruismo.

G. BERNAL

(\*) Dpto. de Paleontología e Instituto de Geología Económica. Facultad de Ciencias Geológicas. UCM - CSIC. 28040 Madrid.

## MINERIA

# Concreciones de Barita en el Cretácico (Aptiense-Albiense) del Subbético (Cordilleras Béticas).

Por J. M. MOLINA (\*) y F. J. HERNANDEZ-MOLINA (\*\*)

## RESUMEN

Se estudian dos niveles de concreciones de barita en la Zona Subbética que aparecen ligados a dos discontinuidades estratigráficas inmediatamente suprayacentes de edad Aptiense Inferior en la Fm. Carbonero y Albiense Superior en la Fm. Fardes. Se describe el marco estratigráfico, tamaño, forma, composición y otras características de estas concreciones. Las de la Fm. Fardes presentan septarias con relleno de barita y calcita. A continuación se analizan los principales factores que controlaron la génesis y el desarrollo de las concreciones de barita: 1) nula o escasa tasa de sedimentación; 2) presencia de materia orgánica; 3) condiciones disaeróbicas, y 4) porosidad y permeabilidad del sedimento. Las concreciones se originaron a poca profundidad de la interfase sedimento-agua, en sedimento muy poroso, sin compactar, en una etapa diagenética muy temprana. Una falta de depósito o reducción importante en la tasa de sedimentación permitió el crecimiento concrecionario de barita. Las septarias se originaron en una etapa diagenética más tardía, ligadas a una elevada tasa de sedimentación de los materiales suprayacentes (Miembro II de la Fm. Fardes). Se destaca que las concreciones de barita pueden ser interesantes niveles guía, de gran ayuda para la detección de discontinuidades sedimentarias en series monótonas pelíticas o margosas de cuenca.

*Palabras clave:* Concreciones, Septarias, Barita, Discontinuidades estratigráficas, Cretácico, Subbético.

## ABSTRACT

Two barite concretion levels in the Subbetic Zone have been founded and studied. They appear below but closely related to two stratigraphic discontinuities of Lower Aptian age in the Carbonero Fm. and Upper Albian age in the Fardes Fm. The stratigraphical relationships and the main petrological characteristics of these barite concretions have been analysed. The concretions in the Fardes Fm. have septarian veins filled with barite and calcite. The main contributing factors that have controlled the genesis and development of the concretions are the following: 1) break or important reduction in sedimentation rates, 2) presence of organic matter, 3) dysearobic to anaerobic conditions and 4) porosity and permeability of the sediment. The concretionary growth occurred in a stratigraphically thin, sub-surface zone of uncompact sediment in an early diagenetic stage. A pause or great reduction in the depositional rate allowed continued precipitation of the barite. The septarian were developed in a later diagenetic state and appear related to rapid burial and overpressuring of the overlying materials (Member II of the Fardes Fm.). These barite concretions may be an useful guide for the recognition of stratigraphic discontinuities in monotonous basinal pelitic or marly deposits.

*Key words:* Concretions, Septariac, Barite, Stratigraphic discontinuities, Cretaceous, Subbetic.

## 1. INTRODUCCION

Las concreciones son estructuras diagenéticas bastante comunes que suelen estar compuestas mineralógicamente por sílex, calcita, dolomita,

aragonito, siderita, hematites, limonita, marcasita, pirita, fosfatos, yeso, anhídrita o barita. Son importantes por contener información sobre las condiciones del sedimento en el momento de su depósito, así como de la naturaleza y secuencia de procesos diagenéticos posteriores (PETTIJOHN, 1975; HUDSON, 1978; POTTER et al., 1980; CURTIS, 1980; WEAVER, 1989; RICKEN y EDER, 1991). Los primeros estadios de crecimiento reflejan directamente las características del sedi-

mento en el que se forman (DICKSON y BARBER, 1976), mientras que los últimos estadios están en relación con la compactación e historia durante el enterramiento (HUDSON, 1978).

Las concreciones de barita son menos abundantes y han sido menos estudiadas que otros tipos mucho más frecuentes en el registro estratigráfico como son especialmente las concreciones de calcita. Se han descrito concreciones de barita en sedimentos modernos del fondo oceánico actual (CHURCH, 1979; DEAN y SCHREIBER, 1978; REVELLE y EMERY, 1951; SAKAI, 1987; SUESS, 1980) y sobre todo en rocas sedimentarias antiguas (ALLEN, 1938; ANDERSON et al., 1982; BERKHEISER, 1984; BOGOCH et al., 1987; BREHERET y DELMETTE, 1989; BUSH, 1960; CLARK, 1986; EINSELE y MOSEBACH, 1955; GRABER y CHAFETZ, 1990; HAM y MERRITT, 1944; HANNA, 1936; HUDSON, 1978; KOVALSKI et al., 1974; LAZNICKA, 1976; LIPPMAN, 195; MARTENS, 1975; NUELLE y SHELTON, 1986; PEPPER et al., 1985; PETTIJOHN, 1975; ROBINSON et al., 1974; RYE et al., 1978; SIEGEL et al., 1987; SUESS, 1980; TAYLOR, 1950). Además los yacimientos estratificados de barita son bastante abundantes, ver por ejemplo revisiones en DEJONGHE (1990), GRABER y CHAFETZ (1990) y JEWELL y STALLARD (1991).

El análisis de las concreciones y de los yacimientos de barita en general es interesante desde un punto de vista sedimentológico, diagenético, geoquímico y estratigráfico como veremos a continuación, además de que en cuanto al aspecto aplicado pueden tener importancia por su interés económico como yacimientos minerales.

En este trabajo se estudian concreciones y septarias de barita en el Cretácico (Aptiense-Albiense) de la Zona Subbética y más concretamente se analiza su posición geológica y estratigráfica, tamaño, forma, composición, petrografía, interpretación genética e implicaciones sedimentológicas y diagenéticas. Estos aspectos se comparan con estudios anteriores sobre otras concreciones. No se aborda aquí el estudio mineralógico detallado, ni el análisis geoquímico que se dejan para un posterior trabajo.

En el campo, en excelentes afloramientos, se analizaron y muestrearon las concreciones, estudiando sus relaciones con las rocas encajantes, así como su posición estratigráfica y distribución

espacial. Se realizaron análisis del tamaño, morfología, orientación, disposición, rasgos de compactación y de la naturaleza de los contactos concreción-roca encajante así como el levantamiento de series estratigráficas. De las concreciones recogidas se seleccionaron 44 para su posterior estudio detallado en el laboratorio.

Las concreciones seleccionadas fueron cortadas en el laboratorio según tres secciones axiales perpendiculares entre sí, una conteniendo a los diámetros mayor e intermedio (sección de tipo I en el texto y figuras), generalmente paralela a la estratificación, otra conteniendo a los diámetros mayor y menor (sección de tipo II) y otra conteniendo a los diámetros intermedio y menor (sección de tipo III), estas dos últimas generalmente perpendiculares a la estratificación. Además se han realizado algunas secciones intermedias. A partir de estas secciones se estudió la morfología de las septarias.

Mediante el microscopio de polarización se han estudiado numerosas láminas delgadas. Las muestras molidas en polvo fino fueron analizadas para conocer el contenido total en carbonato cálcico empleando HCl diluido al 10 por 100 y también se han empleado técnicas de difracción de rayos X para identificar los minerales presentes.

## 2. MARCO GEOLOGICO

Las concreciones de barita estudiadas aparecen en dos sectores de la Zona Subbética (ver figura 1) en la Fm. Carbonero (provincia de Jaén) y en la Fm. Fardes (provincia de Granada).

## 2.1. Concreciones de barita en la Fm. Carbonero

La Fm Carbonero (Barremiense Superior-Albiense Inferior) es la formación cretácica más característica de la Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo en la transición Subbético Externo-Subbético Medio (ver figura 1). Fue definida y estudiada por MOLINA (1987) y su bioestratigrafía precisada por MOLINA et al. (1991) y AGUADO et al. (1993). La sección tipo se sitúa en las proximidades del Cortijo de Solana de Morales (SE de Valdepeñas de Jaén). Está compuesta por tres

(\*) Departamento de Geología. Universidad de Jaén. Campus Universitario. 23071 Jaén.

(\*\*) Instituto Español de Oceanografía. Centro Oceanográfico de Málaga. 29640 Fuengirola (Málaga).

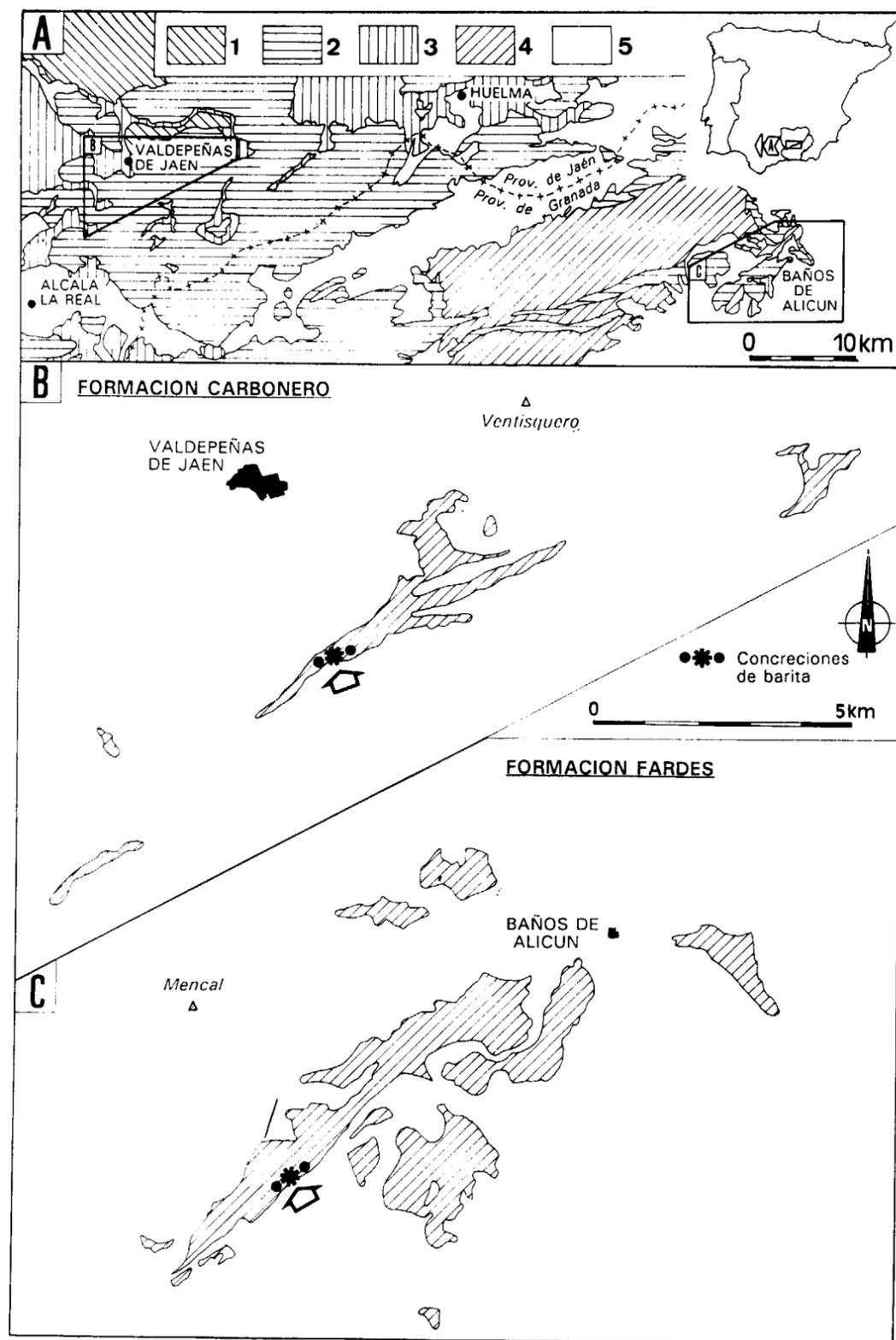


Figura 1.—Localización geológica. A. Esquema geológico con la situación de las áreas representadas en las figuras 1B y 1C. Leyenda. 1: Unidades Intermedias; 2: Unidades Subbéticas; 3: Materiales triásicos; 4: Unidades subbéticas del Grupo Cardela y Grupo Piñar (Cretácico Superior-Aquitaniense); 5: Neógeno y Cuaternario. B. Afloramientos de la Fm. Carbonero. C. Afloramientos de la Fm. Fardes.

miembros (ver figura 2) cuyos límites corresponden a discontinuidades estratigráficas y notables cambios litológicos: 1) Miembro inferior margoso, compuesto por margas gris azuladas, con algunas intercalaciones calcareníticas y conglomeráticas. Muy característica es la presencia de concreciones de barita, especialmente abundantes en los 7,5 m superiores, con un nivel de máxima abundancia aproximadamente 1,5 m por debajo de su techo. La datación mediante nannoplancton calcáreo permite atribuir este miembro al Barremiense terminal-Aptiense Inferior. La edad del nivel de concreciones de barita es por tanto Aptiense Inferior (Zona de *Hayesites Irregularis*) (AGUADO et al., 1993). 2) Miembro intermedio radiolarítico, con radiolaritas de color marrón o gris oscuro, arcillas y margas arcillosas negras o grises. En los niveles radiolaríticos hay intercalaciones de rocas vulcanosedimentarias (tufitas) así como de olistolitos y megrabechas. El color negro o gris oscuro típico es debido a la materia orgánica relativamente abundante (hasta el 6 por 100 en peso) y a la impregnación de minerales de hierro. En la parte superior aparecen grandes concreciones de calcita (hasta 160 cm de diámetro máximo) situadas en niveles entre 1,5 y 13 m por debajo del techo. De acuerdo con su contenido en radiolarios, nannoplancton calcáreo y foraminíferos planctónicos presenta una edad Aptiense Inferior. 3) Miembro Superior turbidítico, con margas y calcarenitas alternantes, y menos abundantes niveles conglomeráticos, de color verdoso o amarillento. De acuerdo con su contenido en nannoplancton calcáreo y foraminíferos planctónicos tendría una edad Aptiense Superior-Albiense Inferior.

Las concreciones aparecen distribuidas en niveles estratigráficos determinados, así el nivel de concreciones más importantes, con diferencia, se presenta como hemos indicado anteriormente en la parte superior del miembro I con una continuidad lateral observable en afloramiento de unos 2 km. Existen además concreciones de barita redepositadas (*lag conglomerate*), como cantos de *pebbly-mudstone* intercalados en la base del miembro I, y como finos niveles milimétricos (varios centímetros de espesor como máximo) con estructuras de tipo «cone-in-cone» en la base del miembro II.

## 2.2. Concreciones de barita de la Fm. Fardes

Se encuentran en la parte oriental de la comarca de los Montes Orientales (provincia de Granada), concretamente en el Barranco del Abad (fig. 1C). Los materiales cretácicos en este sector del Subbético Medio meridional se caracterizan por presentar facies pelágicas y hemipelágicas, que coexisten con facies y asociaciones de facies turbidíticas, que aunque escasas durante el Berriasiense-Albiense, adquieren un notable desarrollo a partir del Cenomaniense Inferior y siguen apareciendo hasta el Campaniense basal, donde vuelven a reestablecerse unas condiciones de sedimentación propiamente pelágicas.

Los materiales estudiados pertenecen a la Fm. Fardes definida por COMAS (1978) en este sector. Se diferencian tres miembros en base fundamentalmente a la posición y proporción relativa de las litologías detríticas y pelágicas (COMAS, 1978; COMAS et al., 1982; HERNANDEZ-MOLINA et al., 1991; HERNANDEZ-MOLINA, 1992). En el miembro I (Aptiense-Albiense Superior) predominan las arcillas verdes con esporádicas intercalaciones turbidíticas (calcarenitas y calcilutitas), siempre de poca potencia. El miembro II (Cenomaniense Inferior-Coniaciense Superior) se caracteriza por el predominio de las litologías clásticas gruesas (conglomerados y olistostromas) sobre las detríticas finas y hemipelágicas (calcarenitas, calcilutitas y arcillas). El miembro III (Coniaciense Superior-Campaniense) se define por contener alternancias rítmicas de calcarenitas y calcilutitas con las litologías arcillosas, y sólo existen algunas intercalaciones de poco espesor de conglomerados calizos.

Las paleocorrientes, así como la naturaleza y edad de las litologías existentes para los materiales resedimentados presentes en la Fm. Fardes, denotan la presencia al SE de paleopendientes activas que delimitaban el surco meridional Subbético al N, respecto del umbral del Subbético Interno al S. Dichas paleopendientes permitieron tanto la exposición y desmantelamiento de series jurásicas y cretácicas, como el desarrollo de una tectónica sinsedimentaria importante, «slumps» y olistostromas (HERNANDEZ-MOLINA et al., 1991; HERNANDEZ-MOLINA, 1992).

A techo del miembro I (base del Albiense Superior), existe una importante discontinuidad estratigráfica que comprende parte del Albiense Su-

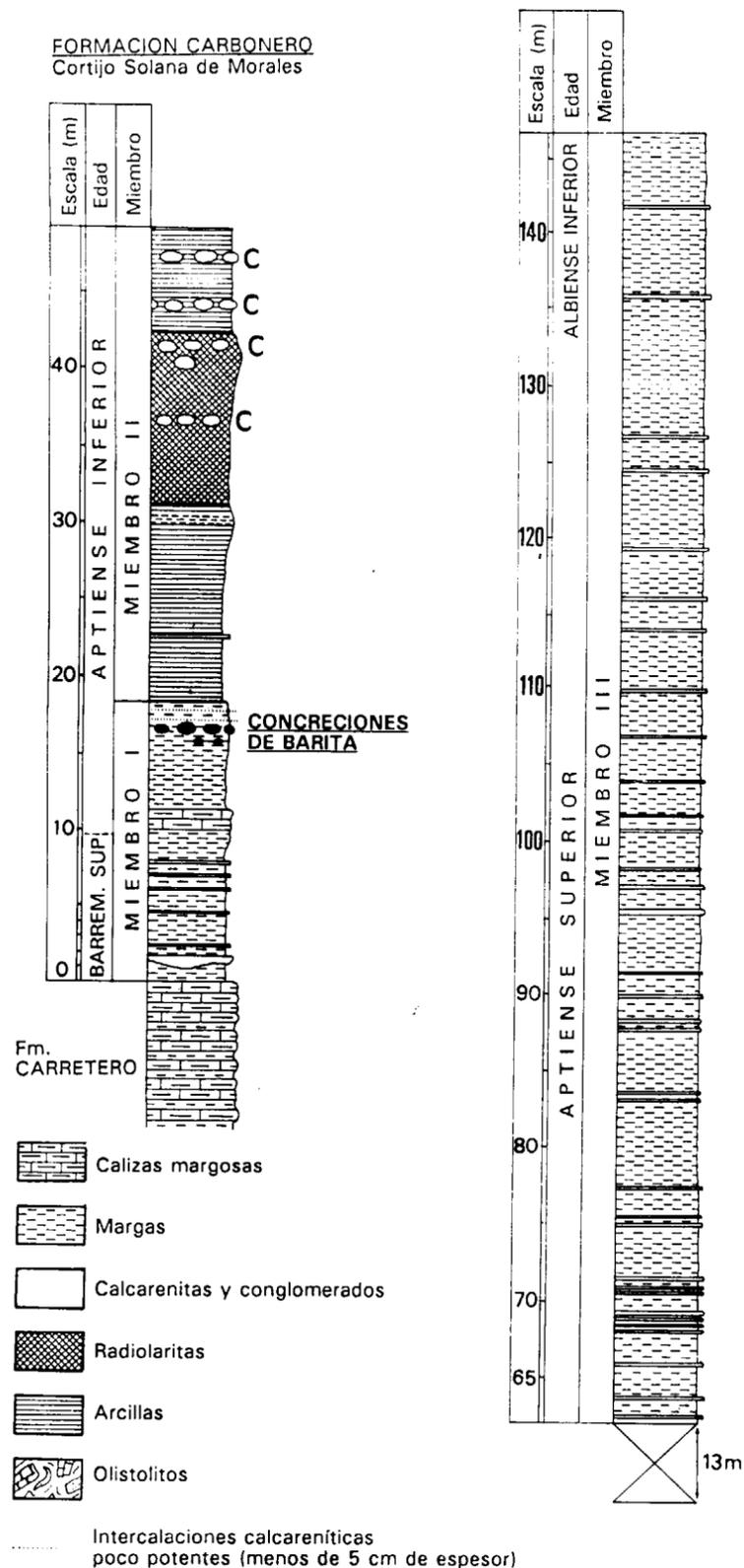


Figura 2.—Serie del Cortijo de la Solana de Morales (Fm. Carbonero).

perior, puesta de manifiesto por el análisis bioestratigráfico basado en foraminíferos planctónicos así como por el cambio litológico brusco al Miembro II con la entrada masiva de importantes aportes turbidíticos y olistostrómicos.

En la sección estratigráfica del Barranco del Abad (fig. 3), se observa una potente sucesión de materiales predominantemente arcillosos (350 m) característicos del miembro I. A techo y en relación con un tramo de unos 5 a 10 m de potencia de arcillas de color gris oscuro o negro, con materia orgánica bastante abundante (0,5-5 por 100), se encuentra un nivel de aproximadamente 2 m de potencia con concreciones de barita. El nivel de concreciones de barita puede seguirse al menos unos 60 m y se dispone de forma paralela (aunque discontinua y con pequeñas irregularidades) unos 15 a 20 m por debajo de la lámina de materiales triásicos existentes a techo del miembro I en el Barranco de Abad (fig. 3). El paquete de arcillas oscuras en el que se encuentran las concreciones se dispone en sectores más orientales bajo la potente secuencia del miembro II y puede ser considerado a nivel local como un intervalo isocrono en relación con la discontinuidad existente a techo del miembro I. Su datación mediante nannoplancton calcáreo permite atribuirlo a la base del Albiense Superior.

Además, en el miembro I de la Fm. Fardes había sido descrita con anterioridad la presencia de algunos nódulos de barita más o menos redondeados de textura fibroso-radiada, con cristales aciculares con estructura típica en conos encajados («cone-in-cone») que rodean a un núcleo central constituido por cristales granulares de la misma naturaleza (LOPEZ GALINDO, 1986, p. 237). Éstos se disponen irregularmente a lo largo de la sección (ver. fig. 3) y conviene diferenciarlos de las que se tratan en este trabajo, únicamente asociadas al techo de dicho miembro.

### 2.3. Correlación entre ambas formaciones y niveles de concreciones

Los afloramientos de concreciones son paralelos a la estratificación y pueden seguirse como «niveles guía» característicos a lo largo del mismo nivel estratigráfico sin grandes variaciones en

importantes distancias. De acuerdo con las edades y los rasgos litológicos indicados toda la Fm. Carbonero puede correlacionarse con el Miembro I de la Fm. Fardes. Los dos niveles de concreciones de barita analizados en este trabajo no presentan por tanto la misma edad, situándose ambos inmediatamente debajo de dos discontinuidades estratigráficas importantes de edad Aptiense Inferior (parte inferior de la zona de *Hayesites irregularis*) en la Fm. Carbonero, y Albiense Superior (parte inferior de la zona de *Prediscophaera columnata*) en la Fm. Fardes.

## 3. DESCRIPCION DE LAS CONCRECIONES

### 3.1. Tamaño, forma y otras características

Las concreciones de barita presentan un diámetro máximo de 20 cm y un diámetro mínimo de 1,9 cm. El diámetro medio es de 6,5 cm. Para analizar su tamaño y forma se han estudiado con detalle 44 concreciones, 22 pertenecientes a la Fm. Fardes y 22 a la Fm. Carbonero. Se han medido sus diámetros mayor, medio y menor (A, B y C respectivamente) de acuerdo con el método clásico de ZINGG (1935) para analizar las clases de forma según este último autor y BREWER (1964), así como su esfericidad (KRUMBEIN, 1941). Se han representado los datos no sólo conjuntamente sino separadamente para intentar establecer diferencias entre los afloramientos de la Fm. Fardes y de la Fm. Carbonero (ver. fig. 4).

En cuanto a la esfericidad de Krumbein predominan las esfericidades entre 0,6 y 0,8 resultando algo más esferoidales las concreciones de la Fm. Fardes que las de la Fm. Carbonero (fig. 4 a,b). En el conjunto de las concreciones analizadas son más abundantes las formas esferoidal y cilíndrica, aunque también las hay discoidales y elipsoidales. Las formas esféricas son más abundantes en las concreciones de la Fm. Fardes, mientras que en la Fm. Carbonero son más abundantes las formas cilíndricas (fig. 4 c,d). La mayoría de las concreciones se encuentran ligeramente aplastadas según un plano paralelo a la estratificación de modo que presentan sus diámetros mayor e intermedio paralelos a la estratificación y el menor perpendicular a la misma, aunque hay algunas, especialmente abundantes

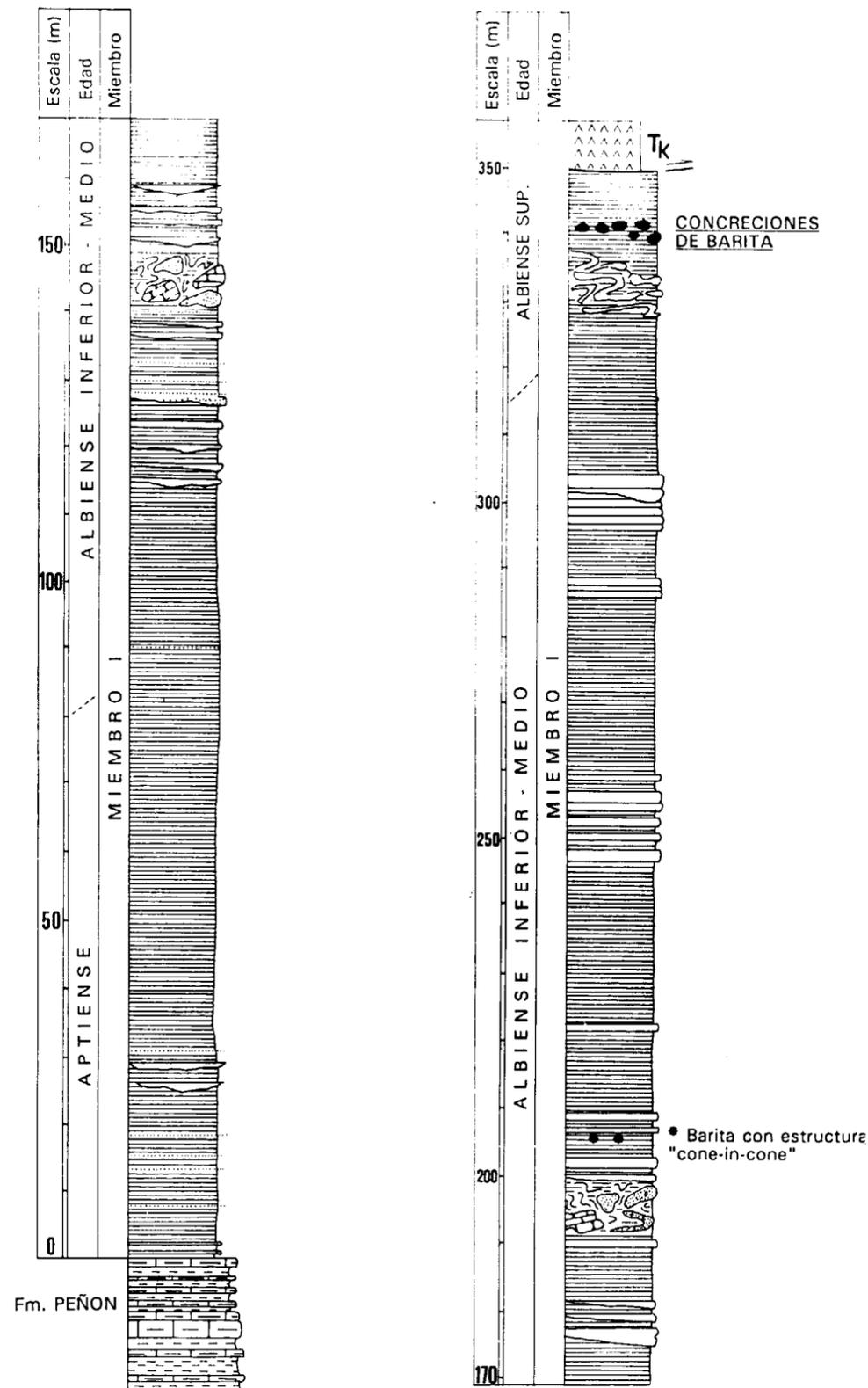


Figura 3.—Serie del Barranco del Abad (Fm. Fardes). Misma leyenda litológica que para la fig. 2

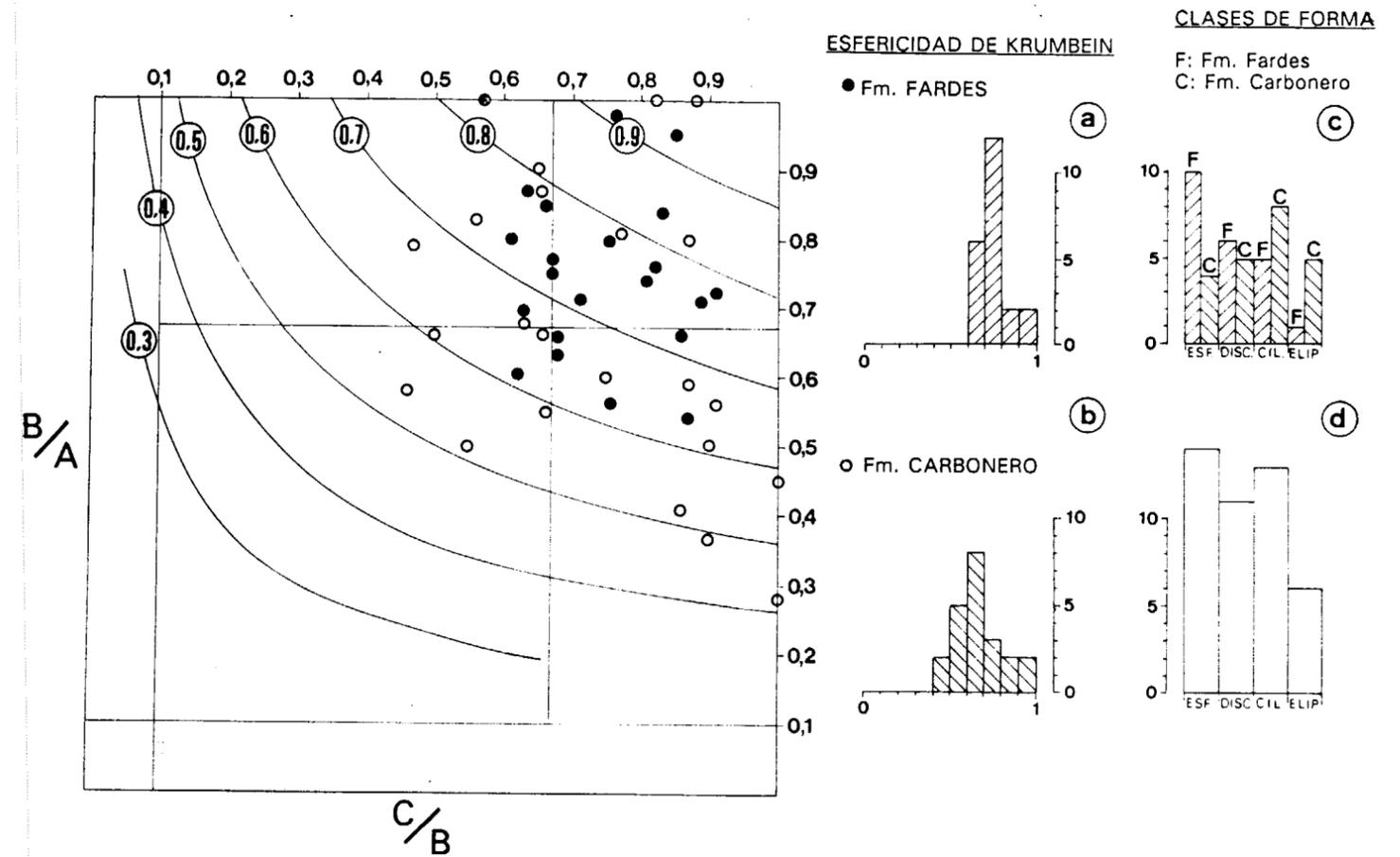


Figura 4.—Morfología de las concreciones. Se representan la esfericidad del Krumbein y las clases de forma. Ver descripción en el texto.

en la Fm. Carbonero con la dirección de máximo alargamiento perpendicular a la estratificación. En algunas ocasiones se encuentran ligeramente deformadas, adquiriendo morfologías diferentes (lámina I, A-B-C).

La deformación existente en la laminación de la roca encajante en los alrededores de la concreción sería el resultado de la compactación diferencial, indicando adaptación a la forma de la concreción previamente formada.

Son de color gris oliva claro a oscuro, correspondiendo a los códigos 5Y 5/2, 5Y 3/2 ó 5Y 4/4 según la carta de colores de rocas de la Sociedad Geológica de América (GODDARD et al., 1948). Destaca el elevado peso específico de las concreciones, comprendido entre 3,6 y 4,1. Presentan una textura superficial de aspecto algo

rugoso debido a la menor meteorización superficial de los cristales de barita frente a la matriz arcillosa y algunas concreciones tienen una envoltura exterior o «cáscara» menos cementada y más fácilmente alterable.

### 3.2. Composición

Los análisis de las concreciones realizados por difracción de rayos X han mostrado la siguiente composición: barita, calcita, filosilicatos (esmectita, illita) y cuarzo. El mineral predominante es la barita que puede alcanzar en algunas concreciones el 85 por 100 en peso.

La roca encajante cuya composición mineralógica ha sido estudiada con gran detalle por LOPEZ GALINDO (1986) presenta principalmente filosi-

licatos, cuarzo, calcita y feldespatos. En cantidades menores se encuentran clinoptilolita, ópalo CT, dolomita, pirita, barita y halita. La asociación de los minerales de la arcilla encontrados puede ser descrita como esmectita-paligorskita-illita-(caolinita-clorita). La composición química, junto con el alto grado de cristalinidad y la asociación de esmectitas con paligorskita y clinoptilolita parece indicar la importancia de la alteración submarina de rocas básicas en la génesis de una gran parte de estos filosilicatos (LOPEZ GALINDO, 1986).

En cuanto a la composición química de la roca encajante es muy importante destacar que el porcentaje en peso de carbono orgánico es por término medio de  $1,3 \pm 0,25$  por 100, con un contenido total en lípidos (ácidos grasos, hidrocarburos, cetonas y alcoholes) de  $3,3 \pm 0,40 \text{ ng.g}^{-1}$  (GRIMALT et al., 1990). Las contribuciones microbianas dominan la composición en lípidos. Se trataría por tanto de *black shales* depositados en ambientes reductores como se evidencia por varios aspectos como la presencia de estructuras finamente laminadas sin bioturbación, contenido total en carbono y tipos de lípidos relativamente bien preservados (GRIMALT et al., 1990).

El estudio con el microscopio de polarización de láminas delgadas de las concreciones muestra que están compuestas por agregados de cristales euhédricos de barita de forma prismática tabular de tamaño bastante homogéneo, con un espesor de 0,1 a 0,25 mm y una longitud de 0,2 a 0,5 mm en la Fm. Carbonero (lámina I, D-E). En las concreciones de la Fm. Fardes el tamaño de los cristales de barita es algo menor con 0,08 mm de anchura media. Destaca la existencia en la mayoría de las concreciones de una parte externa de 2 a 3 mm de espesor con cristales de mayor tamaño, de hasta 0,9 mm de longitud por 0,15 mm de anchura máxima.

Los cristales de barita se disponen al azar, sin ninguna orientación preferente y la matriz, muy escasa, es arcillosa. Sólo en algunas concreciones se observa una laminación incipiente debida a un mayor contenido en arcillas y materia orgánica, y a la disposición planar de los cristales de barita.

Se ha observado algún cristal de barita que presenta en su parte central un «fantasma» o resto recristalizado de un pequeño foraminífero plan-

tónico que puede haber servido de núcleo para el crecimiento del cristal. Los cristales de barita en algunos nódulos tienen una apariencia corroída debido a la presencia de inclusiones micro-métricas. Hay radiolarios calcitizados sin deformar que localmente presentan rellenos de pirita framboidal. Existen pequeñas partículas ópticamente isótropas que corresponden probablemente a fosfatos y algunas impregnaciones de óxido de hierro y mena metálica (pirita).

### 3.3. Septarias

En la mayoría de las concreciones de barita de la Fm. Fardes, existe una red interna de fracturas rellenas por cementos. Están muy bien desarrolladas, determinándose una variada gama de morfologías en relación con el plano considerado de la concreción (figs. 5 y 6).

Especialmente en las concreciones esferoidales prevalece un modelo o una tendencia general en la disposición de estas fracturas internas según el plano considerado de la concreción. Sin embargo, para aquellas de forma más irregular, parece existir una red de grietas de disposición arbitraria, más irregular y complicada. En todas las secciones estudiadas se observa que las fracturas son siempre más anchas en el centro de la concreción, estrechándose hacia los márgenes, sin llegar a afectar al borde.

En un plano paralelo a la estratificación (sección horizontal o de tipo I en la fig. 5) se puede observar un sistema de fracturas poligonal con un gran desarrollo de grietas radiales, al que se le superpone una red concéntrica de fracturas que a veces está mejor desarrollada en la parte central y en otras hacia zonas más periféricas. Es posible observar un sistema concéntrico en el margen de la concreción poco desarrollado (fig. 5 y lámina II, A-B-C-D) y sin apenas dilatación.

En un plano perpendicular a la estratificación conteniendo al diámetro más largo (sección longitudinal o de tipo II en la fig. 5) también se presenta un sistema de fracturas relativamente abiertas que tienden a ser perpendiculares a este plano (fig. 5 y lámina II, E-F).

En un plano perpendicular a la estratificación conteniendo al diámetro más corto (sección transversal o de tipo III) aparece un sistema de fracturas perpendiculares a este plano, con una



Lámina I.—A, B, C: Aspecto de las concreciones de barita. D: Microfacies de la concreción de barita, obsérvese la falta de orientación preferente de los cristales de barita y la escasez de matriz. E: Aspecto del borde de una concreción donde se aprecia el aumento de tamaño que presentan los cristales de barita hacia el margen.

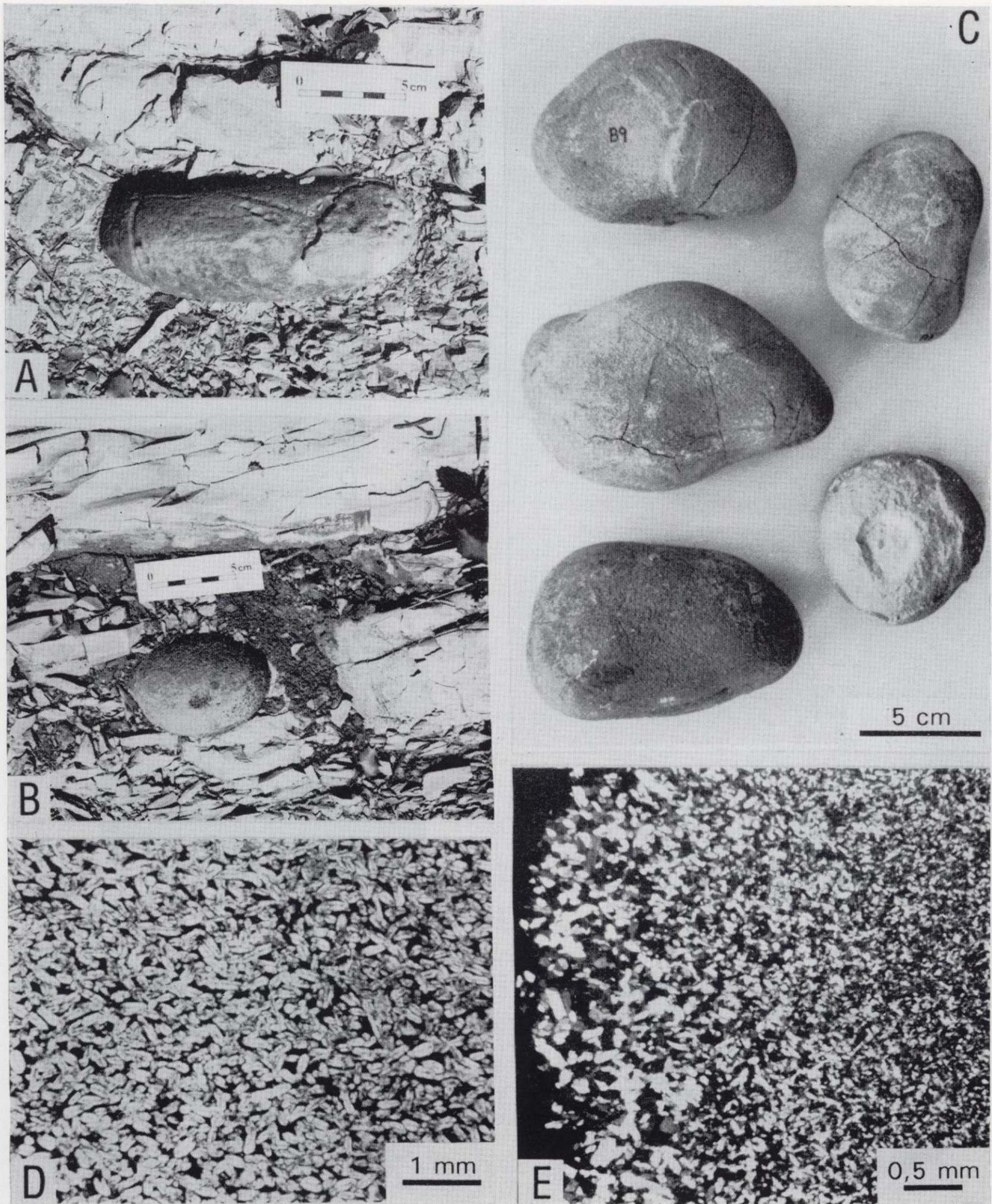


Lámina I.—A, B, C: Aspecto de las concreciones de barita. D: Microfacies de la concreción de barita, obsérvese la falta de orientación preferente de los cristales de barita y la escasez de matriz. E: Aspecto del borde de una concreción donde se aprecia el aumento de tamaño que presentan los cristales de barita hacia el margen.

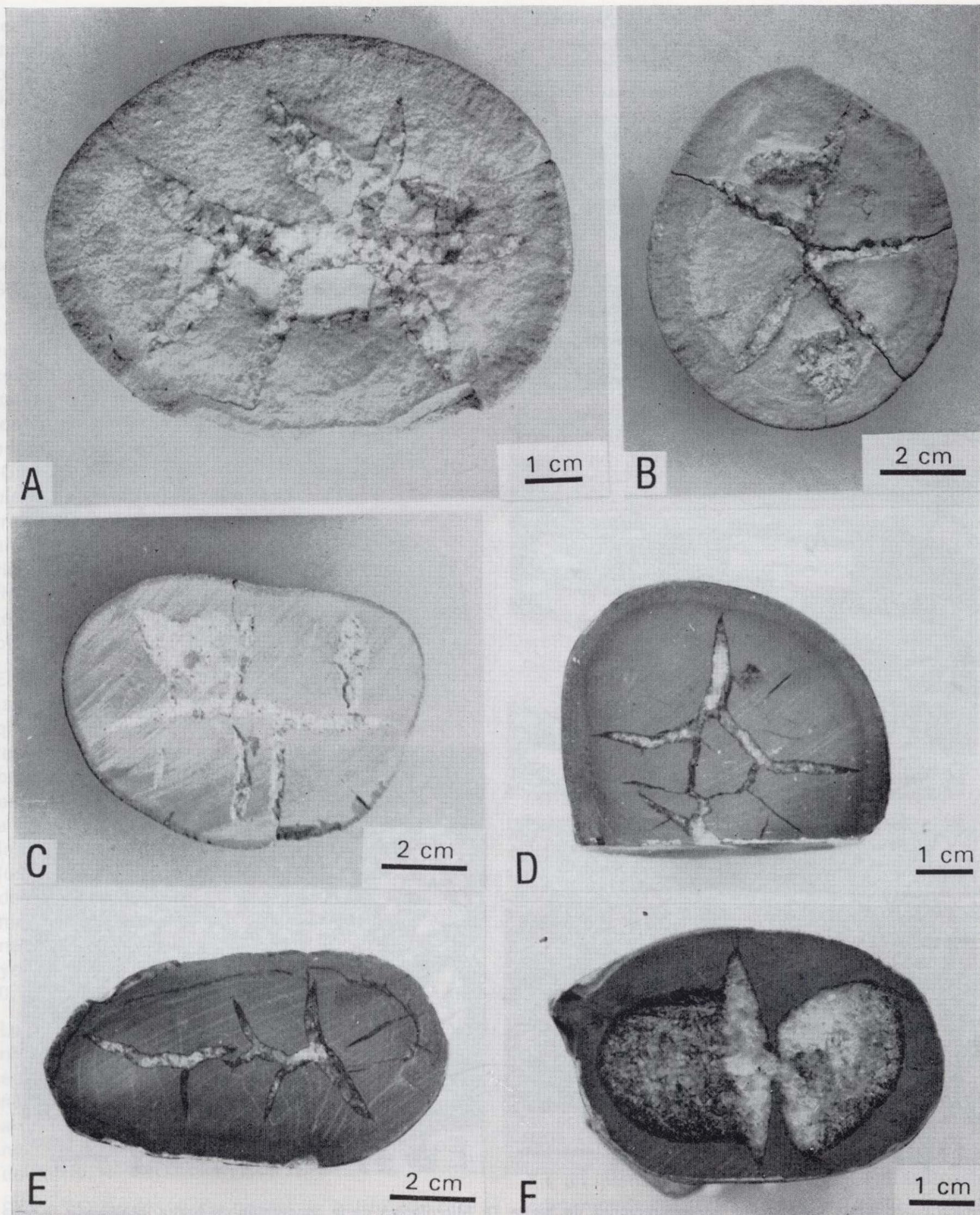


Lámina II.—A, B, C, D: Septarias en sección de tipo I, aproximadamente paralela a la estratificación y conteniendo los diámetros mayor e intermedio. E, F: Septarias en sección de tipo II, conteniendo a los diámetros mayor y menor.

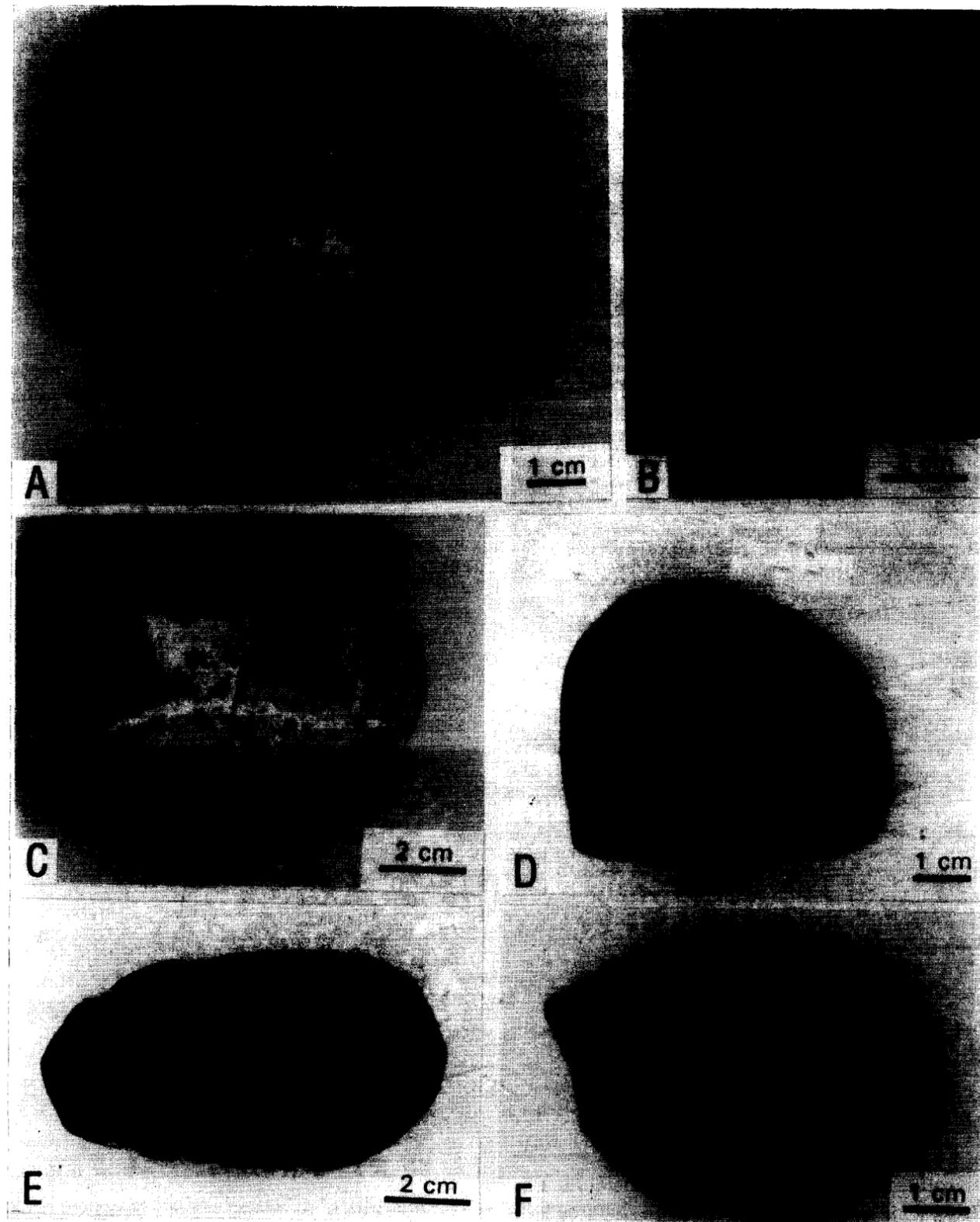


Lámina II.—A, B, C, D: Septarias en sección de tipo I, aproximadamente paralela a la estratificación y conteniendo los diámetros mayor e intermedio. E, F: Septarias en sección de tipo II, conteniendo a los diámetros mayor y menor.

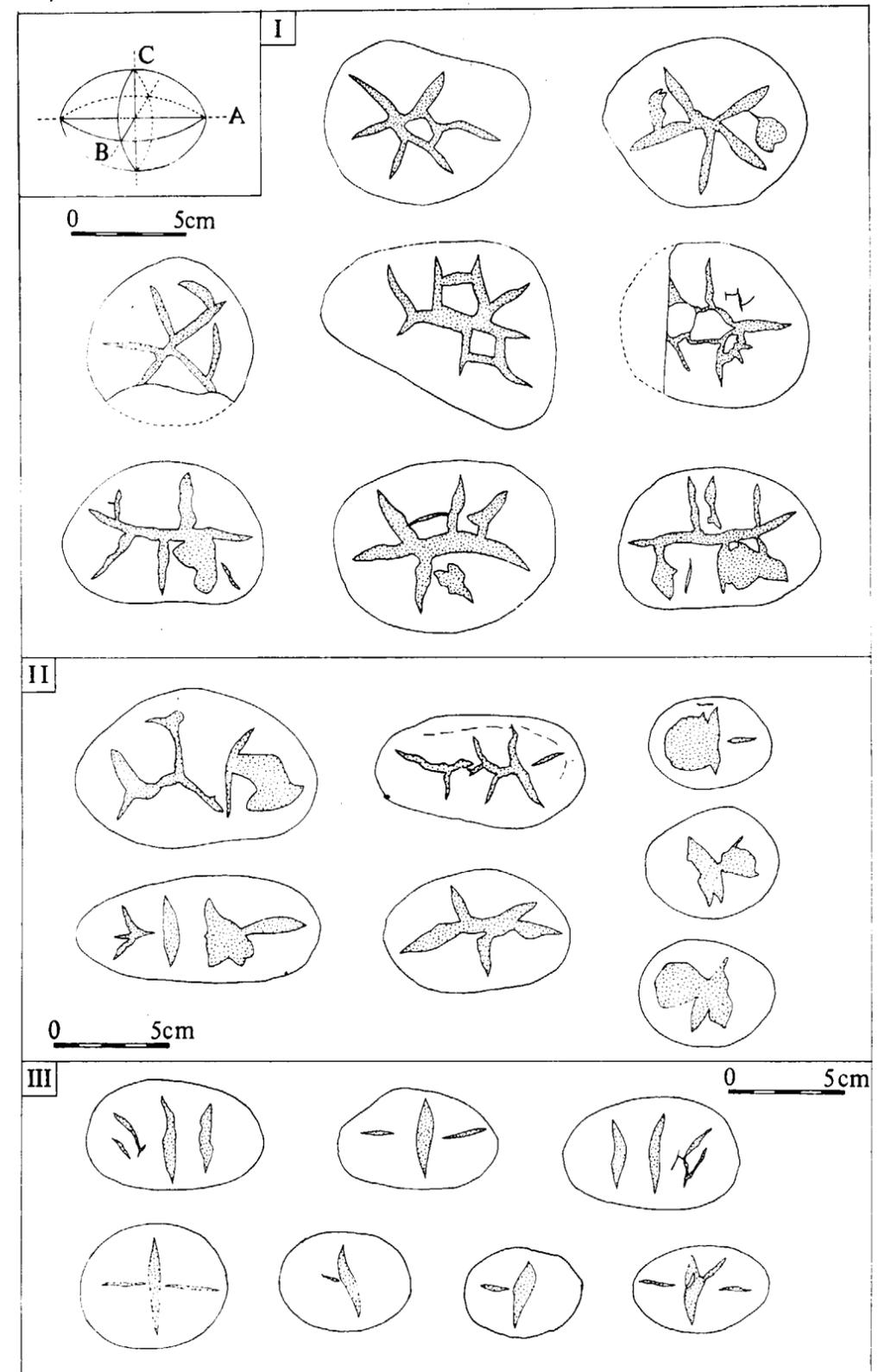


Figura 5.—Morfología de las septarias de acuerdo con los diferentes tipos de secciones I, II, III (ver descripción en el texto). En el elipsoide de la parte superior izquierda: A=diámetro máximo; B=diámetro intermedio; C=diámetro menor.

vertical muy abierta y desarrollada y otra horizontal más estrecha e irregular (fig. 5 y lámina III, A-B).

Las septarias vistas al microscopio de polarización en lámina delgada están rellenas por cristales de barita y calcita (lámina III, C-D-E). El estudio textural refleja la existencia de tres generaciones: dos de crecimiento de barita y una tercera de crecimiento de calcita: a) La primera generación está compuesta por pequeños cristales euhédricos prismáticos tabulares de aspecto fibroso, adosados perpendicularmente a las paredes de 0,07 a 0,1 mm de espesor y 0,4 a 0,5 mm de longitud. Asociados con estos cristales se encuentran algunas impregnaciones de mena metálica, probablemente pirita o pirolusita de hasta 0,25 mm de diámetro y aspecto dendrítico. b) Los cristales de barita de la segunda generación son de mayor tamaño, euhédricos de forma prismática acicular de hasta 4 mm de longitud y tienden a disponerse subperpendicularmente a la pared aunque algo más desordenadamente que los anteriores. c) Por último aparece calcita rellorando huecos entre los cristales de barita, esta calcita es más abundante en las septarias de mayor tamaño. Existen dos tipos claramente diferenciables con nicoles cruzados: calcita con extinción relativamente homogénea y calcita con extinción irisada.

#### 4. GENESIS DE LAS CONCRECIONES Y SEPTARIAS DE BARITA

Las concreciones de barita han sido menos estudiadas que otros tipos mucho más abundantes en el registro estratigráfico como son las concreciones de carbonatos y principalmente las de calcita. Sin embargo, sobre la génesis de estas últimas se han establecido interesantes modelos que hay que tener en cuenta ya que pueden ser aplicables, al menos en parte, a las concreciones de barita.

Aspectos importantes a considerar en cuanto al origen de las concreciones aquí estudiadas se relacionan tanto con la génesis de la barita como con el crecimiento de concreciones en general durante la diagénesis. En los siguientes apartados iremos analizando estos aspectos referidos principalmente al origen del bario, del sulfato

y de la barita en sedimentos actuales y antiguos, así como al tiempo y profundidad de formación de las concreciones en relación con la historia sedimentaria y grado de diagénesis.

##### 4.1. Origen de la barita en los sedimentos marinos contemporáneos

El depósito de la barita en sedimentos marinos modernos ha sido estudiada en detalle por distintos investigadores (ver revisión y referencias en JEWELL y STALLARD, 1991). Un aspecto fundamental es el del origen del bario. El bario puede tener de acuerdo con los distintos autores una procedencia biogénica, hidrotermal o más raramente detrítica. En cualquier caso se encuentra bario en el agua del mar y en micro y nannofósiles. Las aguas superficiales oceánicas presentan concentraciones relativamente uniformes de bario, por ejemplo, de aproximadamente 34 nmol/kg en el Pacífico, 41 nmol/kg en el Atlántico y 53 nmol/kg en el Mediterráneo, con anomalías en esta relativa uniformidad debidas fundamentalmente a altos aportes locales por los ríos (LEA y BOYLE, 1991). El bario es incorporado a los sedimentos del fondo oceánico bien como mineral (principalmente barita con cristales de 1 a 2  $\mu\text{m}$  de tamaño) y como fase orgánica y mineral de micro y nannofósiles.

DEHAIRS et al. (1980) mostraron que el bario está asociado con frústulos silíceos de ciertas especies de diatomeas y que también los caparzones de coccolitos y foraminíferos planctónicos pueden también contener algo de bario (BOYLE, 1981; LEA y BOYLE, 1991). De hecho hay sin duda una buena correlación entre bario y sílice en aguas oceánicas, así como en la aparición de barita en fangos silíceos del Pacífico, Atlántico e Indico.

La productividad superficial en áreas oceánicas de *upwelling* actuales tales como la costa del Perú pueden alcanzar 1.000 g de carbono por metro cuadrado y año (WALSH, 1975). Análisis de sedimentos del Pacífico muestran relaciones de Ba/C orgánico de aproximadamente 1/4.000 en peso (DEHAIRS et al., 1980). Si la barita biogénica se estuviese produciendo en una zona de *upwelling*, el flujo de bario desde la vertical podría ser de hasta 0,2 g de bario por metro cuadrado y año (JEWELL y STALLARD, 1991).

croscopio de una septaria. D: Idem con nicoles cruzados. Obsérvese la existencia de varias generaciones de cristales de barita (B) y una última generación de cristales de calcita (C). E: Detalle del borde de una septaria en el que se observan cristales de barita (B) de gran tamaño así como otros de calcita (C). Con nicoles cruzados.

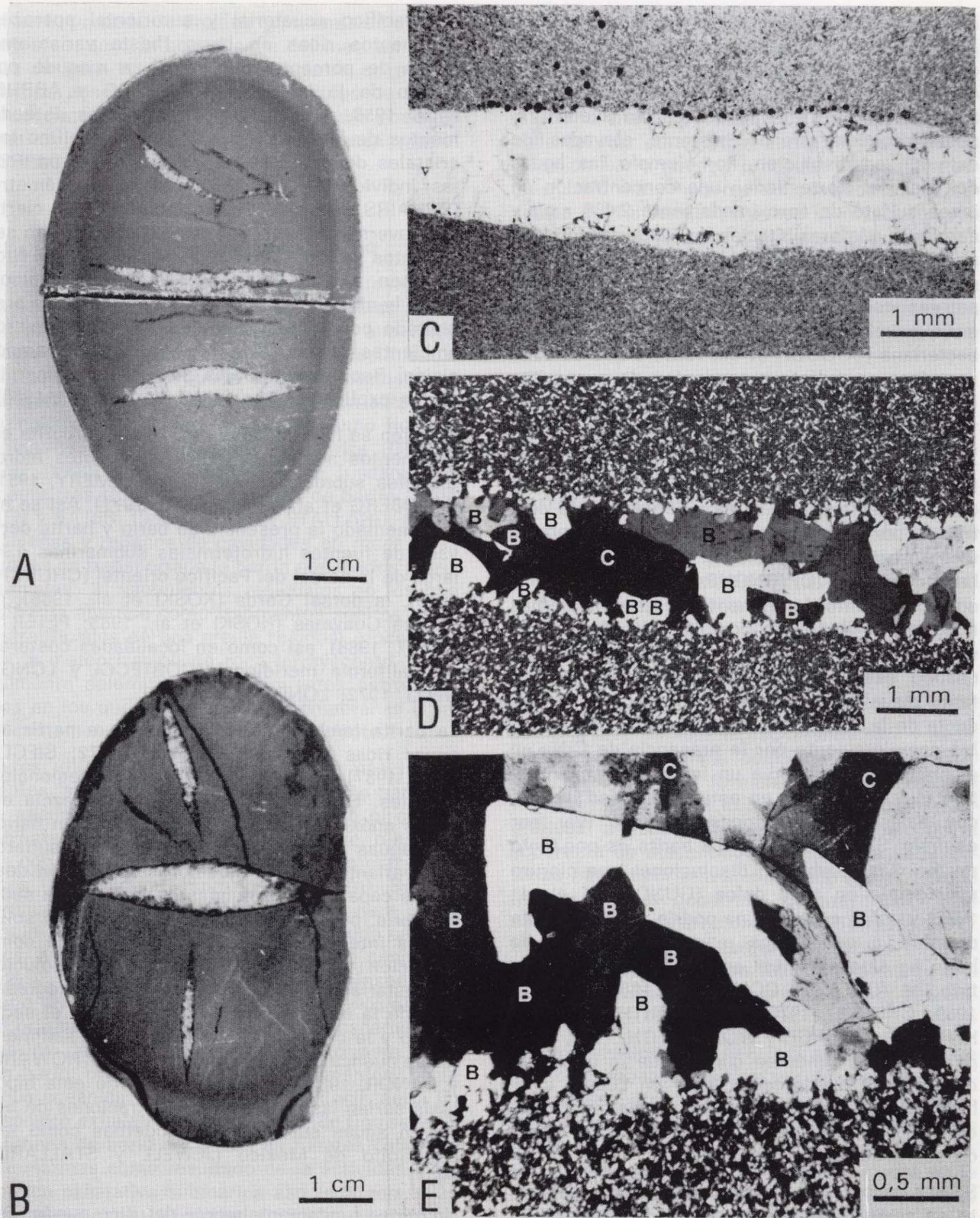


Lámina III.—A, B: Septarias en sección de tipo III, conteniendo a los diámetros intermedio y menor. C: Aspecto al microscopio de una septaria. D: Idem con nícoles cruzados. Obsérvese la existencia de varias generaciones de cristales de barita (B) y una última generación de cristales de calcita (C). E: Detalle del borde de una septaria en el que se observan cristales de barita (B) de gran tamaño así como otros de calcita (C). Con nícoles cruzados.

El sulfato en cuanto al origen de la barita según la mayoría de los autores provendría de la difusión desde el agua del mar, y no de la oxidación de sulfuros formados anteriormente (DEAN y SCHREIBER, 1978). El agua oceánica puede presentar concentraciones bastante elevadas de este ión en disolución. Por ejemplo, las aguas del Mar del Norte tienen una concentración en iones sulfato de aproximadamente 2.400 mg/l y dan lugar a la precipitación de barita en sondeos petrolíferos, reduciendo la producción del pozo o incluso taponándolo (PRIETO et al., 1990). Otros autores consideran que el sulfato procede de enriquecimientos locales debidos a reducción bacteriana (BOGOCH et al., 1987) o que soluciones ricas en sulfato procedentes de evaporitas infrayacentes se desplazaron hacia arriba a través de fallas y lateralmente a través de areniscas permeables (BREIT et al., 1990).

La cristalización de la barita y su presencia por tanto en sedimentos marinos actuales está controlada por varios parámetros: pH, Eh, temperatura, presión, composición química, actividad bacteriana, etc. (DEJONGHE, 1990). De hecho el comportamiento de elementos traza en sistemas acuosos es altamente complejo debido al gran número de interacciones posibles, sobre todo cuando están mal definidos los componentes tanto disueltos como en partículas. Así, la conducta de la solubilidad del sulfato de bario cambia completamente por la presencia de ClNa en el sistema. Se observa un incremento cuantitativo muy importante en esta solubilidad incluso con bajas concentraciones de ClNa (ver por ejemplo, STRUBEL, 1967). La barita es por tanto mucho más soluble en disoluciones con cloruro sódico que en agua dulce (GUNDLACK et al., 1972) y así el agua marina podría ser una fuente directa. La geoquímica marina del sulfato de bario ha sido discutida en detalle en diferentes trabajos (CHOW y GOLDBERG, 1960; HANOR, 1969; CHURCH, 1970; WOLGEMUTH y BROECKER, 1970; CHURCH y WOLGEMUTH, 1972, etc.), pero hay que tener en cuenta que la precipitación directa puede tener lugar en cuanto cambian los factores externos, por ejemplo por mezcla con otras aguas o variaciones en el grado de sobresaturación del bario.

Se han encontrado altas concentraciones de barita en sedimentos oceánicos de distintas regiones del mudo. En cuencas oceánicas profundas

del Pacífico ecuatorial y suroriental aparecen sedimentos ricos en bario (hasta varias unidades de porcentaje en peso), a menudo por debajo de la lisoclina (GOLDBERG y ARRHENIUS, 1958, por ejemplo). En muestras de sedimentos de los océanos Atlántico y Pacífico los cristales de barita se encuentran como partículas individuales de 0,5 a 5  $\mu\text{m}$  de diámetro (DEHAIRS et al., 1980). Sin embargo, hay cierta controversia sobre si esta barita dispersa en sedimentos se formó directamente a partir del fitoplancton silíceo y de protozoos planctónicos como hemos indicado anteriormente o si ha precipitado por la liberación del sulfato en microambientes con materia orgánica en descomposición. Recientes trabajos parecen favorecer la última explicación (por ejemplo, BISHOP, 1988).

También se ha reconocido el origen de barita en sedimentos actuales a partir de fuentes hidrotermales submarinas (REVELLE y EMERY, 1951; GOLDBERG et al., 1969; SAKAI, 1971). Así se ha documentado la presencia de bario y barita derivada de fuentes hidrotermales submarinas a lo largo de la dorsal del Pacífico oriental (CHURCH, 1979), la dorsal Gorda (KOSKI et al., 1988), la cuenca Guaymas (KOSKI et al., 1985; PETER y SCOTT, 1988), así como en localidades costeras de California meridional (CORTECCI y LONGINELLI, 1972; LONDSDALE, 1979).

La barita también puede originarse a partir de aguas ricas en bario (PUCHELT, 1972; SIEGEL et al., 1987) en sistemas de acuíferos regionales actuales. Este modelo implicaría la mezcla de aguas anóxicas sin sulfato, pero ricas en bario, con aguas más superficiales ricas en sulfato. Una variante de este modelo es la difusión desde las capas más profundas de la columna sedimentaria, por expulsión o descarga de las soluciones intersticiales bajo el efecto de la compactación (BRUMSACK, 1986). Estas disoluciones estarían enriquecidas en bario por degradación de la materia orgánica atrapada en el sedimento y la deshidratación de potentes sedimentos de cuenca que podría ser episódica (HOWARD y HANOR, 1987). Evidencia actual de esta hipótesis serían las elevadas concentraciones de bario en aguas subterráneas modernas como las del Golfo de México (JEWELL y STALLARD, 1991).

Un origen fundamentalmente detrítico puede presentarse en áreas costeras y estuarios donde

el bario procede de arcillas continentales cuando éstas se mezclan con el agua del mar. Un ejemplo de este fenómeno se encuentra en el mar Báltico donde aparecen micronódulos de barita en sedimentos de agua dulce saturados por agua marina después de la última retirada glacial (SUESS, 1980).

#### 4.2. Barita en el registro sedimentario

De acuerdo con el origen diverso propuesto para la barita en sedimentos marinos actuales no es de extrañar que hayan sido indicadas una variedad de hipótesis para la génesis de yacimientos antiguos. La barita puede haberse originado en diferentes ambientes geológicos, bien sola o en combinación con otros minerales como fluorita, celestina, cuarzo, galena y esfalerita (DEJONGHE, 1990). Pueden diferenciarse fundamentalmente tres tipos de yacimientos de barita (HARBEN y BATES, 1984; JEWELL y STALLARD, 1991): 1) venas y rellenos de cavidades en rocas a las cuales es transportada la barita por fluidos hidrotermales; 2) yacimientos residuales en los que la barita aparece como fragmentos sueltos interestratificados en una arcilla residual procedente de la meteorización de roca infrayacente, generalmente dolomita, y 3) yacimientos estratificados en los que la barita es contemporánea o penecontemporánea con la roca encajante.

Estos últimos son los yacimientos más importantes, en ellos la barita aparece como parte de la secuencia sedimentaria, bien como el constituyente principal o agente cementante, o asociada con depósitos de sulfuros masivos estratiformes (generalmente sulfuros de Pb-Zn). Se han propuesto varios modelos genéticos para estos yacimientos estratificados, considerando casi todos, a partir de datos principalmente geoquímicos y sedimentológicos, un origen sinsedimentario primario y/o diagenético temprano: a) barita originada como resultado de la descarga submarina de aguas pobres en sulfato pero ricas en bario, procedentes de los sedimentos, hacia agua oceánica rica en sulfato, es decir, sería un depósito exhalativo sedimentario (de tipo *sedex*); b) iones de bario derivados de fuentes calientes submarinas como resultado de la actividad magmática exhalativa submarina asociada con fallas en cuencas de *rift* activo (modelo exhalativo); c) el bario podría quedar atrapado en aragonito

durante la precipitación temprana del carbonato marino y ser expulsado cuando el aragonito se convirtiese en calcita o dolomita; d) iones de bario pueden haber sido adsorbidos en partículas de la arcilla y combinados con sulfato en el agua del mar para formar barita; e) disoluciones ricas en bario pueden proceder de sedimentos de plataforma y haberse concentrado en depresiones del fondo marino donde se mezclaron con las aguas marinas produciéndose la precipitación de la barita; f) yacimientos fundamentalmente biogénicos formados a partir del fitoplancton conteniendo bario, bajo condiciones anóxicas con materia orgánica abundante en el fondo oceánico.

#### 4.3. Génesis de las concreciones de barita

De acuerdo con distintos autores (por ejemplo: HUDSON, 1978; DIX y MULLINS, 1987; RAISWELL, 1987; BREHERET y DELAMETTE, 1989; SCOTCHMAN, 1989, 1991) la génesis de las concreciones está íntimamente relacionada con los siguientes factores que iremos analizando a continuación: a) tasa de sedimentación baja o nula; b) existencia de materia orgánica preservada durante el enterramiento; c) estado de oxigenación de las aguas del medio de depósito e intersticiales, y d) porosidad y permeabilidad del sedimento.

a) Una *tasa de sedimentación muy baja* y especialmente la ausencia completa de sedimentación favorecería la formación de concreciones y su concentración a lo largo de niveles estratigráficos, a poca profundidad, por debajo de la superficie de discontinuidad. Rupturas sedimentarias más importantes abarcando mayor tiempo favorecerían el desarrollo de mayores y más cantidad de concreciones (RAISWELL, 1987). Para este autor, por tanto, los niveles de concreciones representarían fundamentalmente una tasa de sedimentación muy baja o falta de sedimentación.

Otros investigadores han indicado también que las concreciones se sitúan por debajo de discontinuidades estratigráficas más o menos importantes, de modo que los niveles de concreciones aparecen relacionados con el desarrollo de hiatos en la secuencia, requiriendo una pausa en la sedimentación. Esto explicaría el confinamiento de las concreciones a partes específicas de la secuencia relacionadas con hiatos deposiciona-

les mientras que en las secuencias estratigráficas de áreas con altas tasas de sedimentación, las concreciones serían relativamente raras.

Así, DEAN y SCHREIBER (1978) encuentran concreciones de barita en calizas y margas del Albiense Superior del site 369 DSDP (Leg 41, Cabo Bojador, E. del Atlántico Norte). Según estos autores su génesis tendría lugar durante pausas en la sedimentación y la principal fuente del bario era la oxidación de materia orgánica.

BRUMSACK (1986), en sedimentos recientes del Golfo de California, muestra la existencia de un frente de precipitación de la barita en la columna sedimentaria, a una profundidad de 3 a 4 m por debajo de la interfase agua-sedimento, donde la composición en sulfato difundiéndose desde el agua del mar tiende a cero. El bario procedería de las capas más profundas de la columna sedimentaria, por degradación de la materia orgánica. BRUMSACK (1986) considera que el «frente barítico» se estabiliza a una profundidad dada bajo la interfase agua-sedimento cuando la tasa de sedimentación es débil o nula. La formación de las concreciones puede producirse si se prolonga una situación de este tipo, dependiendo por tanto de la discontinuidad e independientemente de la edad y de la litología de la roca encajante.

BREHERET y DELAMETTE (1989) analizan en la cuenca Vocontian del sur de Francia tres niveles con concreciones de barita de Aptiense Superior, Albiense Medio-Superior y Albiense Superior. Observan una estrecha relación entre la posición y características de los nódulos de barita y la importancia de las discontinuidades en los niveles margosos de la cuenca. Según ellos se habría producido un atrapamiento diagenético temprano del bario durante pausas o reducciones en la tasa de sedimentación, de modo que existe una clara relación genética entre niveles de concreciones de barita y pausas en la sedimentación. Estos autores indicaron que las concreciones de barita pueden constituir por tanto una guía útil en la detección de discontinuidades en depósitos monótonos margosos de cuenca.

Según ASTIN y SCOTCHMAN (1988, p. 364), las concreciones de calcita se formaron a poca profundidad de enterramiento en la base de una zona de reducción de sulfatos activa. La profundidad de esta zona está limitada por la profundidad de difusión del sulfato desde la superficie

del sedimento y es aproximadamente de 10 m como máximo, incluso en sedimento bien bioturbado (CURTIS, 1983), y generalmente mucho menor. Es necesario un hiato en el depósito para que el horizonte de concreciones permanezca en la base de la zona de reducción de sulfato un tiempo suficientemente largo como para que se formen las concreciones resultantes. Las concreciones después continuaron creciendo debajo del límite de la zona de reducción de sulfato, es decir, en las zonas de metanogénesis y de «decarboxilación», hasta aproximadamente 130 m de enterramiento y con tasas de sedimentación más altas (SCOTCHMAN, 1989, 1991).

b) Las concreciones carbonáticas pueden también localizarse preferentemente en niveles que son más ricos en *materia orgánica* que las rocas infrayacentes y suprayacentes (BURNS et al., 1988). El grado de oxigenación y la tasa de sedimentación influyeron en la preservación de esta materia orgánica dentro de los sedimentos y también controlaron el tipo y duración de las reacciones diagenéticas tempranas.

En los materiales arcillosos parece existir una frecuente asociación con un núcleo de materia orgánica, una hoja, un pez o incluso un ammonoideo a modo de substrato desde el cual crecían las concreciones. En un microambiente con un alto pH puede inducir a la concentración y precipitación del mineral, principalmente carbonato cálcico. Así las zonas de concreciones pueden reflejar concentraciones altas de conchas y otros restos orgánicos (WEEWS, 1953; SASS y KOLODNY, 1972; PETTIJOHN, 1975; POTTER et al., 1980). DIX y MULLINS (1987) proponen una génesis de las concreciones carbonáticas ligada a la descomposición de materia orgánica por microbios en la zona de reducción de sulfatos a profundidades del subsuelo menores de 10 m. El estado de oxigenación de las aguas del medio de depósito influyó en la preservación de la materia orgánica dentro de los sedimentos y también controló el tipo de duración de las reacciones diagenéticas tempranas dentro de los sedimentos.

RAISWELL (1987) considera que la principal fuente de carbonato autigénica formadora de concreciones es un resultado de la descomposición microbiológica de materia orgánica, bien por reducción del sulfato o metanogénesis. El lugar de

concentración vendría controlado por la existencia de acumulaciones locales de materia orgánica. Las concreciones crecieron en zonas por debajo de la superficie del sedimento donde la alcalinidad (y de aquí la supersaturación en carbonato) fue favorecida por la oxidación anaeróbica de metano disuelto en la denominada oxidación metano anaeróbica (*anaerobic methane oxidation, A.M.O.*). Esta zona comprende un espesor de 10 a 50 cm de sedimento sin compactar y cuya superficie superior se sitúa aproximadamente 10 a 100 cm por debajo de la interfase agua-sedimento e impone restricciones espaciales a la distribución del crecimiento de concreciones. Además de la A.M.O. un requerimiento crucial es una pausa en la sedimentación (o una disminución muy importante en la tasa de sedimentación), como ya indicábamos en el apartado anterior. Bajo sedimentación continua resultaría una fase difusa de cementación carbonatada. Por el contrario, cualquier ruptura sedimentaria estabiliza la zona potencial de precipitación del sulfato a una distancia fija por debajo de la interfase agua/sedimento.

c) En la génesis de las concreciones de barita de acuerdo con RYE et al. (1978) y GRABER y CHAFETZ (1990) puede haber tenido gran importancia la reducción del sulfato procedente del agua del mar por abundantes bacterias en *ambientes anaeróbicos o disaeróbicos* con abundante bario. Ya que el alto contenido en materia orgánica puede estar relacionado con fases anóxicas en la historia de la cuenca, la mayoría de los autores consideran que el desarrollo de condiciones diagenéticas disaeróbicas a anóxicas debió por tanto de ser un factor principal que gobernó el crecimiento y desarrollo de las concreciones en general (ver, por ejemplo, CURTIS y COLEMAN, 1986; DIX y MULLINS, 1987; RAISWELL, 1987). Sin embargo, SAVRDA y BOTTJER (1988) piensan que la concreción empieza a crecer como un núcleo aislado justo por debajo de la interfase agua-sedimento, a profundidades de menos de 1 m por debajo del fondo marino, pero en relación con cortos períodos de oxigenación.

d) La generación y desarrollo de las concreciones está condicionado también por la *porosidad* y *permeabilidad* del sedimento en el que se encuentran (POTTER et al., 1980), relacionada en parte con la profundidad por debajo de la interfase agua-sedimento. Numerosos autores pare-

cen coincidir en que la generación y desarrollo de las concreciones se produce por cementación progresiva (acreción) desde el centro hacia afuera en sedimentos muy porosos a pocos metros por debajo del fondo marino (por ejemplo, RAISWELL, 1971; BATHURST, 1976; HUDSON, 1978; SAVRDA y BOTTJER, 1988). El crecimiento temprano de concreciones a profundidades someras hace posible incluso que la erosión subacuática pueda exhumar y exponer estos cuerpos en el fondo submarino en algunos casos (HALLAM, 1967; BAIRD, 1976).

#### 4.4. Génesis de las septarias

La explicación genética clásica para grietas de septaria consideraba un interior de la concreción inicialmente blando, confinado dentro de un caparazón cementado más duro. Posteriormente la parte interna se deshidrató con la formación de grietas de retracción por desecación (ver revisión en ASTIN, 1986, p. 617). Así las septarias resultarían de una pérdida de agua intersticial dentro de la concreción inicialmente plástica y serían por tanto características de sedimentos muy porosos, cargados de agua, de tipo arcilloso o de tipo gel.

Más recientemente, algunos autores (ASTIN, 1986; ASTIN y SCOTCHMAN, 1988; SCOTCHMAN, 1991) consideran que las septarias no se forman por deshidratación, sino que son fracturas inducidas por esfuerzos que se producen durante el enterramiento. Diversos rasgos característicos de las septarias, así como evidencias químicas y texturales indican que el crecimiento de las fracturas tiene lugar en concreciones bien cementadas y que no se han podido formar por contracción de la parte interna de la concreción. Según esta teoría para la formación de fracturas de septaria el esfuerzo horizontal ha de ser menor que esfuerzo vertical lo que puede ser debido a una alta presión de fluidos intersticial (ASTIN, 1986). Este efecto de sobrepresión hidrostática se produce si el sedimento encajante, generalmente arcilloso, se compacta más rápidamente que la velocidad de escape de fluidos, controlada a su vez por la poca permeabilidad de las arcillas (arcillas «sobrepresionadas»).

El esfuerzo horizontal puede llegar a ser menor que el esfuerzo vertical en las formaciones arci-

llosas bajo dos condiciones: 1) Bajo condiciones normales de enterramiento, en rocas de baja permeabilidad que impide la pérdida de agua, se pueden encontrar sobrecompactadas resultando un reducido esfuerzo horizontal (ATTEWELL y TURNER, 1976). 2) Bajo esfuerzos tectónicamente inducidos, por carga sedimentaria o por levantamiento diapírico (WATTS, 1983) o extensión vertical asociada a la formación de cuencas sedimentarias (MCKENZIE, 1978). 3) El desarrollo de sobrepresión que sobrepase la carga hidrostática y produzca fracturación en sedimentos arcillosos de baja permeabilidad es favorecido a poca profundidad por el enterramiento rápido, ya que conduce al desequilibrio entre la tasa de pérdida de agua (controlada por la baja permeabilidad) y la carga existente (ASTIN, 1986). Ejemplo actual de esta última situación es el delta del Mississipi donde existe sobrepresión en sedimentos arcillosos a profundidades de enterramiento tan someras como 25-50 m (BRYANT et al., 1985). Las tasas de sedimentación son altas (5-11 m/1.000 años) y la permeabilidad es baja variando desde  $10^{-3}$  Darcys cerca de la superficie a  $10^{-8}$  Darcys a 550 m de enterramiento. La ausencia de septarias en las concreciones implica un campo de esfuerzos isotrópico vertical y horizontal, como resultado de una baja tasa de enterramiento.

Así la presencia o no de septarias y su desarrollo puede proporcionarnos un conocimiento sobre las condiciones físicas de esfuerzo y presiones de fluidos existentes en la formación encajante durante el enterramiento. Además, los cementos que rellenan las grietas pueden relacionarse con la evolución diagenética del conjunto de la concreción y utilizarse para datar y/o delimitar las épocas en que existieron las condiciones apropiadas para la fracturación en relación con otros eventos de la historia diagenética (ASTIN, 1986).

Investigaciones de la composición de isótopos estables de C y O y de la composición de elementos traza efectuadas por numerosos autores (HUDSON, 1978; COLEMAN y RAISWELL, 1981; MARSHALL, 1983; BOLES et al., 1985; ASTIN y SCOTCHMAN, 1988; SCOTCHMAN, 1991) muestran que los primeros cementos rellenoando grietas cristalizaron mientras que las partes más externas de la concreción estaban creciendo.

#### 4.5. Modelo genético propuesto

Del análisis realizado podemos deducir y establecer una serie de consideraciones básicas acerca del origen de las concreciones de barita estudiadas. La falta de evidencia de emanaciones de aguas hidrotermales o de manantiales sugiere que el bario procedería probablemente de barita marina autigénica y de fragmentos orgánicos conteniendo bario (nannoplancton principalmente). El pequeño número de concreciones y su porcentaje en volumen relativamente escaso indicaría que la cantidad utilizable de bario era bastante limitada. Por otro lado, la fuente del bario ha debido de influir en cuanto a la distribución espacial de las concreciones.

Como ya indicara LOPEZ GALINDO (1986), la existencia de evaporitas triásicas infrayacentes, o quizá incluso expuestas en la cuenca cretácica, puede ser la causa que hiciera innecesaria una oxidación de la pirita para proporcionar azufre, debido a la abundancia de iones sulfato disponibles en el medio diagenético. Los iones sulfato también podían provenir directamente del agua marina.

Las concreciones de barita estudiadas poseen en general una forma subesférica con una mayor circularidad según un plano que tiende a ser paralelo a la estratificación. Si bien existen formas más irregulares que pueden ser debidas a una deformación posterior y/o a una génesis tardía dentro del sedimento compactado. Todo ello sugiere que la precipitación de la barita tuvo lugar en un sedimento poroso sin permeabilidad preferente antes de la compactación por enterramiento y por tanto a poca profundidad en el interior del sedimento. La compactación casi ausente de las concreciones indicaría que la tasa de sedimentación ha debido de ser muy baja durante la época de crecimiento de las concreciones en sedimentos porosos sin compactar. La porosidad inicial del sedimento encajante debería ser alta, hasta del 85 por 100 en algunos casos. Estas porosidades se encuentran en los 5 m superficiales de sedimentos arcillosos recientes. La buena circularidad de las concreciones en la sección paralela a la estratificación pone de manifiesto uniformidad de la permeabilidad en dicho plano, que era perpendicular al eje de mayor esfuerzo (carga litostática, presiones dirigidas...).

La existencia de deformación en la laminación de la roca encajante en los alrededores de la concreción sería el resultado de la compactación diferencial adaptándose a la forma de la concreción previamente originada y demostraría también que el crecimiento de la concreción se produjo en sedimento poco compactado, de modo que la compactación diagenética tuvo lugar posteriormente.

La falta de orientación preferente de los cristales de barita también indicaría un crecimiento diagenético muy temprano. En el caso de las concreciones aquí estudiadas tanto la orientación cristalográfica como las direcciones de alargamiento de los cristales son al azar y no definirían dirección preferente de crecimiento.

Las concreciones se localizan algunos metros por debajo de discontinuidades sedimentarias, indicando falta de sedimentación o fuertes disminuciones en la tasa de sedimentación. La importancia de las lagunas o de las condensaciones condiciona el desarrollo y la complejidad de las concreciones de barita, de modo que su situación dependería más que de la edad y litología del encajante, de la posición de las superficies de discontinuidad, pues las concreciones de barita se han generado a poca profundidad por debajo de la interfase agua-sedimento. Los niveles con nódulos de barita presentan un desarrollo y una composición que varía lateralmente en función de la importancia de las discontinuidades. En el centro de la cuenca, allá donde las lagunas estratigráficas son poco importantes, las concreciones serían pequeñas y estarían situadas a poca distancia debajo de las discontinuidades, múltiples pero poco marcadas. En las zonas más marginales de la cuenca los nódulos se encuentran mejor desarrollados y con estructuras que indicarían un crecimiento polifásico y superposición de varias discontinuidades.

La profundidad de la zona de reducción de los sulfatos, y por tanto del frente «barítico» no sería estable con relación a la interfase agua-sedimento en el momento de paradas en la sedimentación, sino que sufría bastantes fluctuaciones. Así un largo período de pausa en la sedimentación, asociado con una oxigenación normal de las aguas marinas, llevaría consigo una profundización notable de la zona de reducción de sulfato, favorable al crecimiento de concreciones a mayor profundidad de enterramiento.

La evidencia de una baja o nula tasa de sedimentación choca con el modelo descrito en el apartado anterior para la formación de septarias que requiere sobrepresión debida principalmente a un enterramiento rápido. En la actualidad este problema parece sin resolver, aunque una explicación puede ser que las septarias se originaran por el enterramiento rápido que pudo producirse en las últimas etapas de formación de la concreción o inmediatamente después de la formación de la misma, enterramiento rápido ligado a un aumento brusco de la tasa de sedimentación sobre la discontinuidad o nivel de condensación estratigráfica. SCOTCHMAN (1991, p. 102) considera que las tasas de sedimentación calculadas son promedio y que los sedimentos poco potentes resultaron de un largo período de retrabajamiento y erosión que siguió a un corto período de sedimentación rápida durante el cual crecieron las concreciones y septarias.

La distribución de las concreciones estudiadas estaría también controlada por la presencia de materia orgánica en el sedimento, así análisis químicos de los materiales arcillosos encajantes (LOPEZ GALINDO, 1986; GRIMALT et al., 1990) evidencian la presencia de numerosos niveles ricos en materia orgánica que se han conservado en condiciones reductoras. Las arcillas de la Fm. Fardes contienen ácidos grasos similares a los que aparecen en cultivos de bacterias contemporáneas reductoras de sulfatos del tipo *Desulfovibrio desulfuricans* (ver MILLER et al., 1977 y GRABER y CHAFETZ, 1990). Estas bacterias prefieren vivir bajo condiciones «microaerófilas», de modo que en ambientes sedimentarios modernos estas bacterias son ambientalmente características de la zona disaeróbica. Los cristales de barita se nuclearon posiblemente sobre los restos orgánicos microbianos (*microbial mats*) con abundantes bacterias reductoras del sulfato que se encontraban dentro del sedimento y aguas con muy poco oxígeno disuelto.

Esto explicaría también la aparente ausencia de núcleo orgánico a partir del cual se iniciase la cristalización de la barita debida al tamaño extremadamente pequeño de los núcleos. Estos núcleos podrían haber correspondido también a pequeños microcristales de barita o microfósiles baritizados. Por otro lado el mayor número de cristales de barita por volumen en el área central y el incremento de tamaño de cristal hacia la

periferia indica un cambio desde nucleación densa a relativamente escasa hacia afuera. De este modo se asume que todas las concreciones crecieron hacia afuera por acreción desde un núcleo central.

Dentro de la mayoría de las concreciones analizadas de la Fm. Fardes las septarias muestran el mismo modelo de orientación preferentes que ya analizamos en un apartado anterior. Es en las concreciones de forma irregular donde aparecen modelos de grietas más irregulares y complicados. Las grietas de septaria muestran los mismos rasgos geométricos que las venas tectónicas extensionales y cortan a través de microfósiles y cemento con texturas de fractura, mostrando que las grietas se formaron dentro de concreciones sólidas, completamente cementadas.

La orientación de las fracturas existentes en el interior de las concreciones de barita y la naturaleza extensional de las mismas, muestran un campo de esfuerzos anisótropo, indicando la orientación vertical preferente de las grietas que se formaron dentro de un campo de esfuerzos en el que el esfuerzo máximo principal era vertical. La falta de una orientación preferente de las redes de grietas en la sección horizontal con disposición poligonal (fig. 5) muestra que los esfuerzos horizontales fueron aproximadamente iguales y estaban dominados por enterramiento.

Este esfuerzo máximo principal vertical puede estar ligado a la sobrepresión de carga debida al rápido enterramiento del miembro I de la Fm. Fardes, después de la discontinuidad a techo del mismo, por el depósito del Miembro II turbidítico suprayacente con una alta tasa de sedimentación. En contraposición no se habrían podido desarrollar las septarias en la Fm. Carbonero debido a la menor tasa de sedimentación y enterramiento más lento del miembro inferior por el miembro intermedio radiolarítico.

La disposición de las concreciones de barita es tal que el plano transversal de las mismas es paralelo a la lámina triásica existente a techo del miembro I de la Fm. Fardes en el Barranco del Abad. Parece que los movimientos halocinéticos en la cuenca también podrían haber influido en el campo de esfuerzos necesario para la génesis y desarrollo de las septarias.

El que aparezcan o no septarias podría también

depender de la textura de la concreción aparte de la historia de enterramiento. En la Fm. Carbonero en general el tamaño de los cristales de barita que componen la concreción es mayor que en la Fm. Fardes.

El estudio geoquímico de los cementos que se presentará en un próximo trabajo puede ser útil como criterio de datación en la generación de las fracturas, relacionándolas con la evolución diagenética y limitando el tiempo en el que las condiciones eran apropiadas para la fracturación.

A partir de todo lo expuesto anteriormente se considera que el crecimiento de las concreciones de barita tuvo lugar de acuerdo con las siguientes etapas esquematizadas en la figura 6:

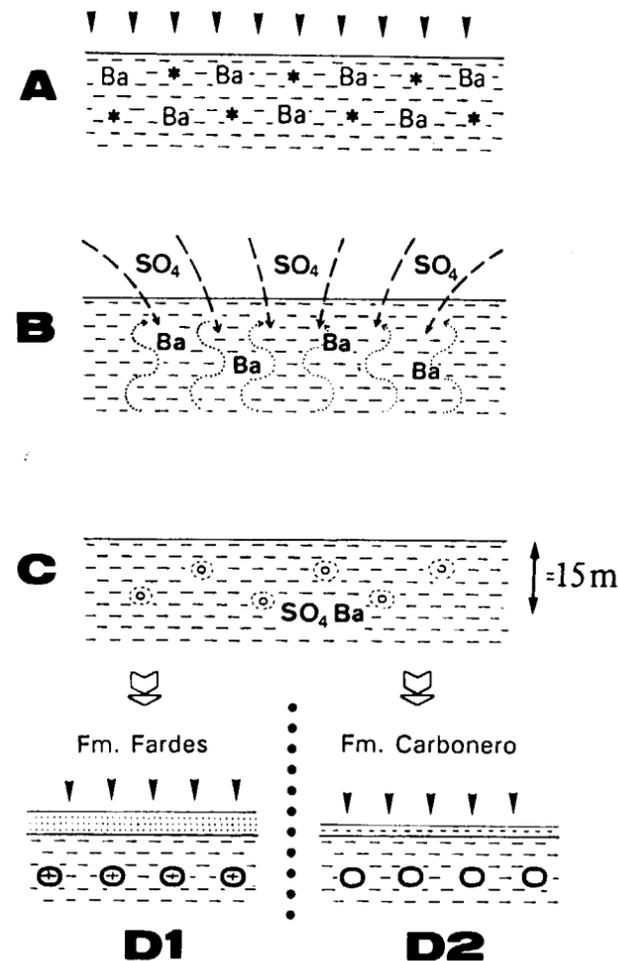


Figura 6.—Esquema de interpretación genética. Ver comentario en el texto.

- 1) Sedimentación de las arcillas y arcillas margosas con bario de procedencia orgánica en un ambiente marino euxínico o muy poco oxidante que preservó la materia orgánica (etapa deposicional). El ambiente de depósito condicionó el tipo de sedimento en cuanto a volumen inicial de poros, así como la permeabilidad efectiva y finalmente el contenido total en bario (fig. 6A).
- 2) Difusión de disoluciones de aguas intersticiales consistentes de agua del mar con bario disuelto fundamentalmente procedente de fragmentos orgánicos conteniendo bario. El sulfato procedería directamente del agua del mar, o de enriquecimientos debidos a reducción bacteriana o a las evaporitas del Triás de facies Keuper (fig. 6B)
- 3) Cristalización de barita sobre lugares de nucleación tales como restos orgánicos microbianos, pequeños cristales de barita individuales, pequeños restos de fósiles recristalizados, o de núcleos formados espontáneamente en soluciones saturadas en sulfato de bario (fig. 6C).
- 4) El crecimiento y desarrollo de la concreción tuvo lugar a muy poca profundidad por debajo de la interfase agua-sedimento, probablemente en los primeros metros superficiales de sedimento y manteniéndose una tasa de sedimentación muy baja o nula. Tendría lugar un crecimiento rápido de la concreción reemplazando el fango y precediendo a la compactación de enterramiento. Las concreciones continuaron su crecimiento mientras que existió bario en disolución.
- 5) En las últimas etapas de crecimiento de la concreción comienzan a formarse las fracturas de septaria. Las paredes de septarias son muy nítidas y cortan microfósiles, indicando una buena cementación o rigidez en el tiempo de su formación. Las septarias se habrían originado en respuesta a un campo de esfuerzos y una presión dirigida durante el enterramiento y diagénesis. El esfuerzo vertical pudo ser debido a la presión de carga o al ascenso diapírico. La importante tasa de sedimentación en el miembro II turbidítico de la Fm. Fardes y/o la actividad de esfuerzos dirigidos por movimientos halocinéticos de masas salinas triásicas o por la tectónica local habría inducido y controlado la generación de las septarias desarrolladas en las concreciones de la Fm. Fardes (fig. 6D1).

En estos dos sectores de la Zona Subbética la presencia de concreciones de barita está relacionada con dos discontinuidades estratigráficas

importantes en la cuenca. La fuente del bario debe de influir también en cuanto a la distribución de las áreas conteniendo las concreciones. A pesar de la extensión de las formaciones Carbonero y Fardes las apariciones de barita son relativamente raras ya que en la actualidad sólo se conocen las dos áreas analizadas en este trabajo, aunque probablemente se descubrirán más en afloramientos que todavía no se hayan examinado en detalle.

## 5. CONCLUSIONES

- 1) Se pone de manifiesto la existencia, dentro de la Zona Subbética, de dos niveles característicos de concreciones de barita de edad Aptiense Inferior en la Fm. Carbonero (provincia de Jaén) y base del Albiense Superior en la Fm. Fardes (provincia de Granada).
- 2) Ambos niveles de concreciones se encuentran relacionados espacialmente y genéticamente con dos discontinuidades estratigráficas inmediatamente suprayacentes.
- 3) Además de una nula o escasa tasa de sedimentación, los factores que han controlado la génesis y desarrollo de las concreciones son los siguientes: presencia de materia orgánica, falta de oxigenación del fondo marino y sedimento, porosidad y permeabilidad del sedimento.
- 4) Las concreciones se habrían originado a poca profundidad por debajo de la interfase agua-sedimento, en un sedimento muy poroso sin compactar en una etapa diagenética muy temprana. El bario procede principalmente de la materia orgánica y los iones sulfato bien pudieron provenir del agua marina o bien de masas salinas triásicas.
- 5) Las concreciones de la Fm. Fardes presentan septarias que se originaron en una etapa tardía de crecimiento de la concreción, ligada probablemente a la elevada tasa de sedimentación de los materiales suprayacentes (Miembro II de la Fm. Fardes).
- 6) La asociación puesta de manifiesto entre concreciones de barita y discontinuidades estratigráficas, puede ser de gran ayuda para la detección de rupturas sedimentarias que pueden ser difíciles de reconocer en las series potentes monótonas arcillosas o margosas de cuenca.

## GRADECIEMENTOS

Para la realización de este trabajo se ha contado con financiación de la C.I.C.Y.T. a través de los proyectos de investigación PB87-0971 y PB87-0271, organismo al que se le agradece la ayuda recibida. Igualmente se agradece a la Junta de Andalucía la ayuda recibida a través de los grupos de investigación.

## REFERENCIAS

- AGUADO, R.; MOLINA, J. M., y O'DOGHERTY, L. (1993): *Bioestratigrafía y litoestratigrafía de la Formación Carbonero (¿Barremiense-Albiense?) en la transición Subbético Externo-Subbético Medio (Sur de Jaén)*. Cuad. Geol. Iberia, 17.
- ALLEN, R. M. (1938): *Septaria in Romney Shale in Virginia*. Virginia Acad. Sci. Proc., 76-77.
- ANDERSON, W. H.; TRACE, R. D., y MCGRAIN, P. (1982): *Barite deposits of Kentucky*. Kentucky Geol. Surv. Bull., 1, Ser. XI, 56 pp.
- ASTIN, T. R. (1986): *Septarian crack formation in carbonate concretions from shales and mudstones*. Clays Clay Miner., 21, 617-631.
- ASTIN, T. R., y SCOTCHMAN, I. C. (1988): *The diagenetic history of some septarian concretions from the Kimmeridge Clay, England*. Sedimentology, 35, 349-368.
- ATTEWELL, P. B., y FARMER, I. W. (1976): *Principles of Engineering Geology*. Chapman & Hall. London. 1045 pp.
- BAIRD, G. C. (1976): *Coral encrusted concretions: a key to recognition of a «shale on shale» erosion surface*. Lethaia, 9, 293-302.
- BERKHEISER, S. W. (1984): *Fetid barite occurrences, western Berks County, Pennsylvania*. Pennsylvania Geol. Surv. Miner. Res. Rept., 84, 43 pp.
- BISHOP, J. K. B. (1988): *The barite-opal-organic carbon association in oceanic particulate matter*. Nature, 332, 341-343.
- BOGOCH, R.; BUCHBINDER, B., y NIELSEN, H. (1987): *Petrography, geochemistry, and evolution of barite concretions in Eocene pelagic chalks from Israel*. Jour. Sedim. Petrol., 57, 522-529.
- BOLES, J. R.; LANDIS, C. A., y DALE, P. (1985): *The Moeraki Boulders - Anatomy of some septarian concretions*. Jour. Sedim. Petrol., 55, 398-406.
- BOYLE, E. A. (1981): *Cadmium, zinc, copper and barium in foraminifera test*. Earth Planet. Sci. Letters, 53, 11-35.
- BREHERET, J. G., y DELAMETTE, M. (1989): *Les nodules barytiques d'âge crétacé moyen dans le domaine vocontien (Se France), marqueurs de discontinuités sédimentaires en série marneuse de bassin*. C. R. Acad. Sci. Paris, 308, 1369-1374.
- BREIT, G. N.; GOLDBERGER, M. B.; SHAW, D. R., y SIMMONS, E. C. (1990): *Authigenic barite as an indicator of fluid movement through sandstones within the Colorado plateau*. Jour. Sed. Petrol., 60, 884-896.
- BREWER, R. (1964): *Fabric and mineral analysis of soils*. John Wiley and Sons. 470 pp.
- BRUMSACK, H. J. (1986): *The inorganic geochemistry of Cretaceous block shales (DSDP Leg 41) in comparison to modern sediments from the Gulf of California*. In: SUMMERHAYES, C. P., y SHACKLETON, N. J. (Eds.): *North Atlantic Palaeoceanography*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 21, 447-462.
- BURNS, S. J.; BAKER, P. A., y SHOWERS, W. J. (1988): *The factors controlling the formation and chemistry of dolomite in organic-rich sediments: Miocene Drakes Bay Formation, California*. In: SHUKLA, V., y BAKER, J. A. (Eds.): *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 43, 41-52.
- BRYANT, W. R., y DSDP Leg 96 Shipboard Scientist (1985): *Consolidation characteristics and excess pore water pressures of Mississippi fan sediments*. In: BOUMA, A. H.; NOMARK, W. R., y BARNES, N. E. (Eds.): *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. Springer-Verlag, Nueva York, pp. 299-309.
- BUSH, V. (1960): *Concretions and Septaria*. Gems and Minerals, 276, 35 pp.
- CHOW, T. J., y GOLDBERG, E. D. (1960): *On the marine geochemistry of barium*. Geochim. Cosmochim. Acta, 20, 192-198.
- CHURCH, T. M. (1970): *Marine barite*. PhD Thesis. Univ. of California, San Diego.
- CHURCH, T. M. (1979): *Marine barite*. In: BURNS, R. G. (Ed.), *Marine Minerals*. Mineral. Soc. Am. Rev. in Mineralogy, 6, 175-209.
- CHURCH, T. M., y WOLGEMUTH, K. (1972): *Marine barite saturation*. Earth Planet. Sci. Letters., 15, 35-44.
- CLARK, S. H. B. (1986): *Origin of some shale-hosted barite nodules in the Appalachian Basin of the Eastern United States*. In: ZACHRISSON, E. (Ed.), *Proc. seventh Quadrennial IAGOD Symp.*, 1988, pp. 259-268.
- COLEMAN, M. L., y RAISWELL, R. (1981): *Carbon, oxygen and sulphur isotope variations in concretions from the Upper Lias of N.E. England*. Geochim. Cosmochim. Acta, 45, 329-340.
- COMAS, M. C. (1978): *Sobre la Geología de los Montes orientales: Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno Inferior (Zona Subbética, Andalucía)*. Tesis Doct. Univ. Bilbao (inédita). 323 pp.
- CORTECCI, G., y LONGINELLI, A. (1972): *Oxygen isotope variations in a barite slab from the sea bottom off southern California*. Chem. Geol., 9, 113-117.
- CURTIS, C. D. (1980): *Diagenetic alteration in black shales*. Jour. Geol. Soc. London, 137, 189-194.
- CURTIS, C. D. (1983): *Geochemistry of porosity enhance-*
- ment and reduction in clastic sediments*. In: BROOKS, J. (Ed.), *Petroleum Geochemistry and Exploration of Europe*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 12, 113-125.
- CURTIS, C. D., y COLEMAN, M. L. (1986): *Controls on the precipitation of early diagenetic calcite, dolomite and siderite concretions in complex depositional sequences*. In: GAUTIER, D. L. (Ed.), *Roles of organic matter in sediment diagenesis*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. 38, 23-33.
- DEAN, W. E., y SCHREIBER, B. C. (1978): *Authigenic barite, leg 41, Deep Sea Drilling Project*. Initial Rep. Deep Sea Drilling Project, 41, 915-931.
- DEHAIRS, F.; CHESSELET, R., y JEDWAD, J. (1980): *Discrete suspended particles of barite and the barium cycle in the open ocean*. Earth Planet. Sci. Letters., 49, 528-550.
- DEJONGHE, L. (1990): *The sedimentary structures of barite: examples from the Chaudfontaine ore deposit, Belgium*. Sedimentology, 37, 303-323.
- DICKSON, J. A. D., y BARBER, C. (1976): *Petrography, chemistry and origin of early diagenetic concretions in the Lower Carboniferous of the Isle of Man*. Sedimentology, 23, 189-211.
- DIX, G. R., y MULLINS, H. T. (1987): *Shallow, subsurface growth and burial alteration of Middle Devonian calcite concretions*. Jour. Sed. Petrol., 57, 140-152.
- EINSELE, G., y MOSEBACH, R. (1955): *Zur Petrographie, Fossilhaltung und Entstehung der Gesteine des Posidonienschiefer im Schwäbischen Jura*. N. Jb. Geol. Palaont. Abh., 101, 319-430.
- GODDARD, E. N.; TRASK, P. D.; DEFORD, R. K.; ROVE, O. N.; SINGLEWARD, J. T., y OVERBECK, R. M. (1948): *Rock color chart*. Geol. Soc. Amer. New York.
- GOLDBERG, E. D., y ARRHENIUS, G. O. S. (1958): *Chemistry of Pacific pelagic sediments*. Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 2469-2482.
- GOLDBERG, E. D.; SOMAYAJULU, B. L. K.; GALLOWAY, J.; KAPLAN, I. R., y FAURE, G. (1969): *Differences between barites of marine and continental origins*. Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 287-289.
- GRABER, K. K., y CHAFETZ, H. S. (1990): *Petrography and origin of bedded barite and phosphate in the Devonian Slaven chert of Central Nevada*. Jour. Sed. Petrol., 60, 897-911.
- GRIMALT, J. O.; ANGULO, L.; LOPEZ-GALINDO, A.; COMAS, M. C., y ALBAIGES, J. (1990): *Lipid and mineralogical composition of the Cretaceous black-shale deposits of the Fardes Formation (southern Iberian Paleomargin, Betic Cordillera, South Spain)*. Chem. Geol., 82, 341-363.
- GUNDLACH, H.; STOPPEL, D., y STRUBEL, G. (1972): *The hydrothermal solubility of barite*. 24th Int. Geol. Congr., Montreal, Proc. Sect., 10, 219-229.
- HALLAM, A. (1967): *Siderite- and calcite-bearing concretionary nodules in the Lias of Yorkshire*. Geol. Mag., 104, 222-227.
- HAM, W. E., y MERRITT, C. A. (1944): *Barite in Oklahoma*. Oklahoma Geol. Surv., circ. 23, 42 pp.
- HANNA, M. A. (1936): *Barite concretions from the Yazoo clay (Eocene) of Louisiana*. Jour. Sed. Petrol., 6, 28-30.
- HANOR, J. S. (1969): *Barite saturation in sea water*. Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 894-898.
- HANOR, J. S. (1982): *Problems concerning the geochemistry and genesis of stratiform barite-pyrite ore deposits in Arkansas*. In: MCFARLAND, J. D. (Ed.), *Contributions to the Geology of Arkansas*. Ark. Geol. Comm. Misc. Publ., 18, 27-32.
- HARBEN, P. W., y BATES, R. L. (1984): *Geology of the Nonmetallics*. Metal Bulletin Inc., Nueva York, 393 pp.
- HERNANDEZ-MOLINA, F. J. (1992): *La sedimentación cretácica en el sector del río Fardes (Surco meridional Subbético, Paleomargen Sudibético)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 197 pp. (inédita).
- HERNANDEZ-MOLINA, F. J.; SANDOVAL, J.; AGUADO, R.; O'DOGHERTY, L.; COMAS, M. C., y LINARES, A. (1991): *Olistoliths from the Middle Jurassic in Cretaceous materials of the Fardes Formation. Biostratigraphy (Subbetic Zone, Betic Cordillera)*. Rev. Soc. Geol. España, 4, 79-104.
- HOWARD, K. W., y HANOR, J. S. (1987): *Compositional zoning in the Fancy Hill stratiform barite deposit, Ouachita Mountains, Arkansas, and evidence for the lack of associated massive sulfides*. Econ. Geol., 82, 1377-1385.
- HUDSON, J. D. (1978): *Concretions, isotopes and the diagenetic history of the Oxford Clay (Jurassic) of Central England*. Sedimentology, 25, 339-370.
- JEWELL, P. W., y STALLARD, R. F. (1991): *Geochemistry and paleoceanographic setting of Central Nevada bedded barites*. Jour. Geol., 99, 151-170.
- JOHNSON, M. R. (1989): *Paleogeographic significance of oriented calcareous concretions in the Triassic Katberg Formation, South Africa*. Jour. Sed. Petrol., 59, 1008-1010.
- KOSKI, R. A.; LONSDALE, P. F.; SHANKS, W. C.; BERNDT, M. E., y HOWE, S. S. (1985): *Mineralogy and geochemistry of a sediment-hosted hydrothermal sulfide deposit from the southern trough of the Guaymas Basin, Gulf of California*. Jour. Geophys. Res., 90, 6695-6707.
- KOSKI, R. A.; SHANKS, W. C.; BOHRSON, W. A., y OSCARSON, R. L. (1988): *The composition of massive sulfide deposits from the sediment covered floor of Escanaba trough, Gorda Ridge: implications for depositional processes*. Can. Mineral., 26, 655-673.
- KOVALSKI, W.; SZPILA, K., y WYRICKIU, R. (1974): *Barite concretions in the Poznan series clays at Stblowice near Wroclaw*. Kwart. Geol., 18, 370-377.
- KRUMBEIN, W. C. (1941): *Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles*. Jour. Sed. Petrol., 11, 64-72.
- LAZNICKA, P. (1976): *Barite nodules of possibly late diagenetic origin from Twitya River area, Mackenzie Mountains, Northwest Territories*. Can. Jour. Earth Sci., 13, 1446-1455.

- LEA, D. W., y BOYLE, E. A. (1991): *Barium in planctonic foraminifera*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, 3321-3331.
- LIPPMAN, F. (1955): *Ton, Geoden und Minerale des Barreme von Hoheneggelsen*. *Geol. Rundschau*, 43, 475-503.
- LONSDALE, P. (1979): *A deep-sea hydrothermal site on a strike-slip fault*. *Nature*, 281, 531-534.
- LOPEZ GALINDO, A. (1986): *Las facies oscuras del Cretácico Medio en la Zona Subbética*. *Mineralogía y sedimentación*. Tesis Univ. Granada. 267 pp.
- MARSHALL, J. D. (1983): *Isotopic composition of displacive fibrous calcite veins: reversals in pore water composition trends during burial diagenesis*. *Jour. Sed. Petrol.*, 52, 615-630.
- MARTENS, J. H. C. (1925): *Barite and associated minerals in concretions in the Genesee Shale*. *Amer. Miner.*, 10, 102-104.
- MCKENZIE, D. P. (1978): *Some remarks on the formation of sedimentary basins*. *Earth Planet. Sci. Letters*, 40, 25-32.
- MILLER, R. E.; BROBST, D. A., y BECK, P. C. (1977): *The organic geochemistry of black sedimentary barite: significance and implications of trapped fatty acids*. *Organic Geochemistry*, 1, 11-26.
- MOLINA, J. M. (1987): *Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externo (provincia de Córdoba y Sur de Jaén)*. Tesis Univ. Granada. 518 pp.
- MOLINA, J. M.; O'DOGHERTY, L., y AGUADO, R. (1991): *Bioestratigrafía y litoestratigrafía de la Fm. Carbonero (Barremiense-Albiense) en la transición Subbético Externo-Subbético Medio (Sur de Jaén)*. III Coloquio del Cretácico de España, Morella, Resúmenes, p. 50.
- NUELLE, L. M., y SHELTON, K. L. (1986): *Geological and geochemical evidence of bedded barite potential in Devonian rocks, Valley and Ridge Province, Appalachians*. *Econ. Geol.*, 81, 1408-1430.
- PEPPER, J. F.; CLARK, S. H. B., y DE WITT, W. Jr. (1985): *Nodules of diagenetic barite in Upper Devonian shales of western New York*. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1653, 11 pp.
- PETER, J. M., y SCOTT, S. D. (1988): *Mineralogy, composition, and fluid inclusion microthermometry of seafloor hydrothermal deposits in the southern trough of Guaymas Basin, Gulf of California*. *Can. Mineral.*, 26, 567-587.
- PETTIJOHN, F. J. (1975): *Sedimentary Rocks (3rd ed.)*. Harper and Row, New York. 618 pp.
- POTTER, P. A.; MAYNARD, J. B., y PRYOR, W. A. (1980): *Sedimentology of Shale*. Springer-Verlag, Berlin, 270 pp.
- PRIETO, M.; PUTNIS, A., y FERNANDEZ-DIAZ, L. (1990): *Factors controlling the kinetics of crystallization: supersaturation evolution in a porous medium. Application to baryte crystallization*. *Geol. Mag.*, 127, 485-495.
- PUCHELT, H. (1972): *Barium: Abundance in natural waters*. In: WEDEPOHL, W. H. (Ed.): *Handbook of Geochemistry*, Springer-Verlag, New York, pp. 11-17.
- RAISWELL, R. (1971a): *The growth of Cambrian and Liassic concretions*. *Sedimentology*, 17, 141-171.

- RAISWELL, R. (1976): *The microbiological formation of carbonate concretions in the Upper Lias of NE England*. *Chem. Geol.*, 18, 227-244.
- RAISWELL, R. (1987): *Non-steady microbiological diagenesis and the origin of concretions and nodular limestones*. In: MARSHALL, J. D. (Ed.), *Diagenesis of Sedimentary Sequences*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 36, 41-54.
- REVELLE, R. R., y EMEY, K. O. (1951): *Barite concretions from the ocean floor*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 62, 707-723.
- RICKEN, W., y EDER, W. (1991): *Diagenetic modifications of calcareous beds - An overview*. In: EINSELE, G.; RICKEN, W., y SEILACHER, A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, pp. 430-449.
- ROBINSON, P. T.; THAYER, P. A.; COOK, P. J., y MCKNIGHT, B. K. (1974): *Lithology of Mesozoic and Cenozoic sediments of the eastern Indian Ocean, Leg 27*. *Deep Sea Drilling Project. Init. Repts. D.S.D.P., U.S. Govt. Print. Of., Washington D.C.*, 24, 1001-1047.
- RYE, R. O.; SHAVE, D. R., y POOLE, F. G. (1978): *Stable isotope studies of bedded barite at east Northumberland Canyon in Toquima Range, central Nevada*. *Jour. Res. U.S. Geol. Surv.*, 6, 221-229.
- SAKAI, H. (1971): *Sulfur and oxygen isotopic study barite concretions from banks in the Japan Sea off northwest Honshu, Japan*. *Geochem. Jour.*, 5, 221-229.
- SASS, E., y KOLODNY, Y. (1972): *Stable isotopes, chemistry and petrology of carbonate concretions (Mishash Formation, Israel)*. *Chem. Geol.*, 10, 261-286.
- SAVRDA, S. E., y BOTTJER, D. J. (1988): *Limestone concretion growth documented by trace-fossil relations*. *Geology*, 16, 908-911.
- SCOTCHMAN, I. C. (1989): *Diagenesis of the Kimmeridge Clay Formation, Onshore UK*. *Jour. Geol. Soc. London*, 146, 285-303.
- SCOTCHMAN, I. C. (1991): *The geochemistry of concretions from the Kimmeridge Clay Formation of southern and eastern England*. *Sedimentology*, 38, 79-106.
- SIEGEL, D. I.; CHAMBERLAIN, S. C., y DOSSERT, W. P. (1987): *The isotopic and chemical evolution of mineralization in septarian concretions: evidence for episodic paleohydrologic methanogenesis*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 99, 385-394.
- STRUBEL, G. (1967): *Zur Kenntnis und genetischen Bedeutung des Systems BaSO<sub>4</sub>-NaCl-H<sub>2</sub>O<sub>4</sub>*. *N. Jb. Mineral. M.*, 3, 223-234.
- Suess, E. (1980): *Authigenic barite in varved clays: result of marine transgression over fresh water deposits and associated changes in interstitial water chemistry*. In: FANNING, K. A., y MANHEIN, F. T. (Eds.), *The Dynamic Environment of the Ocean Floor*. Lexington, Mass., D.C. Heath, pp. 339-355.
- TAYLOR, J. H. (1950): *Baryte-bearing nodules of the Middle Lias of the English east Midlands*. *Mineral Mag.*, 29, 18-26.

WALSH, J. J. (1975): *A spatial simulation of the Peruvian upwelling ecosystem*. *Deep Sea Res.*, 22, 201-236.

WATTS, N. L. (1983): *Microfractures in chalks of Albuskjell Field, Norwegian sector, North Sea*. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 67, 201-304.

WEAVER, C. E. (1989): *Clay muds and shales*. Elsevier, Amsterdam, *Dev. in Sediment.*, 44, 819 pp.

WEEKS, L. G. (1953): *Environment, mode of origin and facies relationships on carbonate concretions in shale*. *Jour. Sed. Petrol.*, 28, 162-173.

WOGELBUTH, K., y BROECKER, W. S. (1970): *Barium in sea water*. *Earth Planet. Sci. Letters*, 8, 372-378.

ZINGG, T. (1935): *Beitrage zur Schotteranalyse*. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 15, 39-140.

Original recibido: Enero de 1993.

Original aceptado: Septiembre de 1993.

# La eutrofización y su incidencia en la calidad de las aguas subterráneas. I: Bases teóricas.

Por M. GOMEZ MARTOS (\*) y F. BUYO HERNANDEZ (\*\*)

## RESUMEN

En esta primera parte, se pretende dar una visión global del proceso de eutrofización, su origen y mecanismos, su impacto sobre los recursos hídricos, los métodos de gestión y tratamiento, los modelos de funcionamiento del proceso y por último, la legislación a nivel nacional e internacional que existe sobre eutrofización destinada a prevenir su afección sobre el medio ambiente acuático.

**Palabras clave:** Eutrofización, Nitrógeno, Fósforo, Impacto, Gestión, Tratamiento, Modelos, Legislación.

## ABSTRACT

This first part of the paper deals with the eutrophication process principles, origen and mechanisms, impact on water resources, management and treatment methods and technology, modeling of process behaviour and lastly, national and international legal policy and measures on eutrophication focused to prevent its impact on water environment and to preserve water quality.

**Key words:** Eutrophication, Nitrogen, Phosphorus, Impact, Management, Treatment, Modeling, Legal policy.

Las condiciones climatológicas que actualmente sufre España son muy favorables para el desarrollo en las aguas continentales del proceso denominado eutrofización.

La eutrofización desde un punto de vista puramente científico es un proceso de cambio de un determinado estado trófico (estado con un determinado nivel de biomasa) de una masa de agua, a otro caracterizado por un gran desarrollo de la biomasa vegetal acuática (fitoplancton y macrofitas) a consecuencia de un aporte intensivo de nutrientes, principalmente fósforo y nitrógeno, pasando a un nivel trófico superior. Esta sobreabundancia de la vegetación acuática da como resultado el agotamiento del oxígeno disuelto en las aguas, turbidez de las mismas, formación de tapices de algas y la aparición de procesos anaerobios, entre otros, que producen malos olores y, en general, la degradación de la calidad de las aguas. Por tanto, técnicamente, es un proceso

degenerativo de la calidad de las aguas, sobre todo desde la perspectiva del consumo humano.

El principal medio de acción cuando el origen son las actividades industriales y urbanas, es el vertido directo de las aguas residuales. Cuando el fenómeno se debe a las actividades agrícolas, éste se asocia directamente al uso de los fertilizantes.

## PRINCIPIOS BASICOS

### Producción y composición de la biomasa

Desde el punto de vista de la eutrofización, la cadena alimenticia existente en un ecosistema lacustre reviste el máximo interés.

Toda cadena alimenticia se sustenta sobre la base de los organismos denominados «productores primarios» tanto herbívoros como carnívoros. Estos pueden utilizar la materia inorgánica, agua y anhídrido carbónico, que en presencia de la luz y gracias a la fotosíntesis, transforman en materia orgánica, azúcares o carbohidratos. Con

(\*) ITGE, Ríos Rosas, 23. Madrid 28003.

(\*\*) DIMASA, Hernani, 58. Madrid 28020.

la ayuda de otros compuestos inorgánicos y otras vías metabólicas, se pueden obtener otros compuestos como son las grasas, vitaminas, hormonas, etc. Estos productores primarios acuáticos se dividen en vegetales (fitoplancton y macrofitas acuáticas) y animales (zooplancton). En la figura 1 se representa la cadena de los procesos biológicos de producción y de degradación.

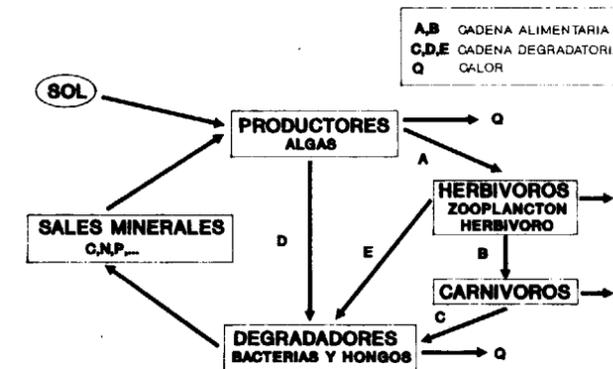


Figura 1.—La cadena trófica (MARCHETTI).

El fitoplancton de agua dulce está compuesto por un gran número de algas microscópicas (microfitas y macrofitas). El zooplancton de agua dulce igualmente está compuesto de un gran número de invertebrados pertenecientes a las especies de Rotíferos y Crustáceos.

El mecanismo de mantenimiento de la vida en el agua es la transformación de las sustancias minerales en orgánicas mediante la fotosíntesis (producción primaria). El ciclo trófico se cierra mediante la respiración de los organismos superiores de la cadena alimentaria, consumiendo glucosa y oxígeno y liberando CO<sub>2</sub>. En la figura 2 se sintetiza la formación de las sustancias orgánicas.

El balance de masa puede ajustarse a la siguiente expresión:

$$B_{\text{total}} = B_{\text{aportada}} + B_{\text{producida}} - B_{\text{degenerada}}$$

En particular, la variación de la cantidad de biomasa vegetal en el tiempo (crecimiento o disminución) depende de los siguientes factores:

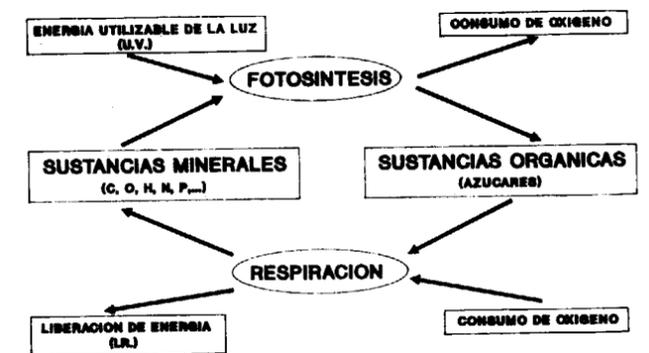


Figura 2.—Desarrollo de la materia orgánica (MARCHETTI).

- La velocidad con que la biomasa inicial se reproduce.
- La cantidad de algas existentes (procedentes, por ejemplo, de emisarios de aguas residuales).
- La rapidez con que la biomasa de algas utiliza a los consumidores primarios.
- La velocidad con que la biomasa muere y cómo se utilizan las sustancias procedentes de la descomposición.

La producción de biomasa de algas dependerá sobre todo de la producción local en función principalmente de la disponibilidad de los compuestos minerales (carbono, nitrógeno, fósforo, etc.). En ello radica la importancia de las sustancias inorgánicas en los procesos biológicos de construcción de nuevas moléculas orgánicas mediante la intervención de productores primarios.

### Mecanismos de interdependencia

El desarrollo de la biomasa vegetal acuática depende de las características de la cuenca de alimentación de la masa de agua (lago, embalse o río) expresadas por factores geofísicos y geoquímicos (nivel 1), los cuales a su vez determinan las características de las aguas (nivel 2) (ver figura 3).

Los fenómenos dinámicos que se producen en el interior de un sistema lacustre y sus relaciones con los aportes externos (Ce) e internos (Ci) se

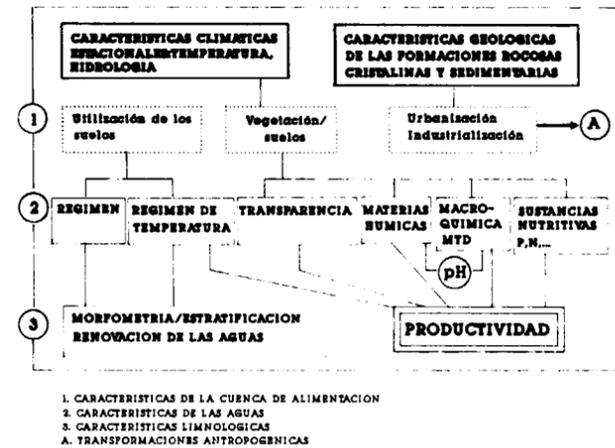


Figura 3.—Mecanismos de interdependencia en un sistema lacustre (Informe OCDE).

han esquematizado en la figura 4. Según el esquema, los aportes externos pueden acceder al sistema como:

- *Residuos o minerales disueltos*: Alta disponibilidad biológica al ser fácilmente asimilables por los productores primarios.
- *Residuos orgánicos*: Sólo utilizables después de un proceso de descomposición microbiana.

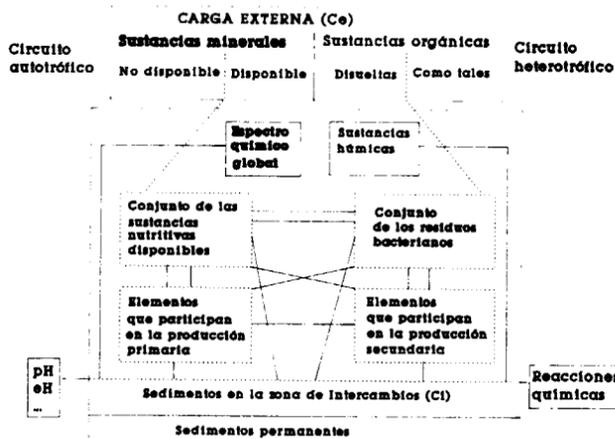


Figura 4.—Transferencias entre los diversos niveles (Informe OCDE).

La importancia relativa de estos elementos y compuestos asociados por las relaciones de dependencia y de interdependencia está ligada a las condiciones de implantación y a diversos factores (geoquímicos, geofísicos, climáticos, etc.) de la masa de agua.

**Fuentes de sustancias nutritivas**

El principal elemento que fertiliza las aguas es el fósforo. Las posibles fuentes de aporte son numerosas, entre otras los aportes atmosféricos y las aguas de escorrentía de la propia cuenca origen de la masa de agua.

Es importante una vez detectado un aporte significativo de fósforo determinar si su origen es natural o antrópico puesto que ello condiciona su implantación y los tratamientos a aplicar para reducirlo (el aporte natural es prácticamente imposible de eliminar). En la figura 5 se representan las diferentes fracciones de aporte de fósforo, según su origen, nivel trófico de las aguas e indicando el grado de dificultad de su eliminación o reducción.

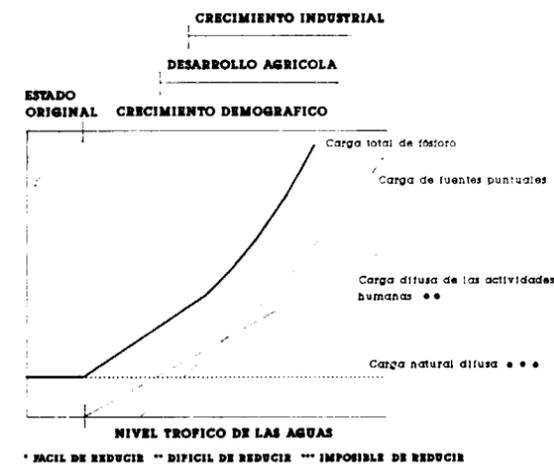


Figura 5.—Distribución del fósforo, según origen antropogénico y natural, en función del nivel trófico (Informe OCDE).

Las fuentes artificiales de fósforo se pueden clasificar en *puntuales* y *difusas*. Las puntuales son más fáciles de eliminar dado que se conoce su localización. Por el contrario, en el caso de

las fuentes difusas, la escorrentía que recoge todas las sustancias solubles y todas las recogidas en la cuenca de alimentación (desechos animales, vegetales, arrastres de materiales debidos a la erosión, etc.) dificulta la eliminación.

Las fuentes de fósforo que pueden contribuir a la eutrofización de una masa de agua se clasifican en:

- a) *Puntuales*:
  - Aportes de las canalizaciones de saneamiento de zonas habitadas.
  - Residuos industriales vertidos directamente en cursos de agua.
  - Residuos de las estaciones de depuración.
  - Aguas de escorrentía urbana.
- b) *Difusas*:
  - Aporte de las zonas urbanas sin canalizaciones de saneamiento.
  - Derivadas de las tierras cultivadas y no cultivadas:
    - Erosión de los suelos.
    - Desechos de los animales domésticos.
    - Desechos orgánicos vegetales.
  - Manantiales y aguas naturales.
  - Reservas contenidas en las aguas:
    - Sedimentos.
    - Fauna y flora.
    - Aguas subterráneas.
  - *Atmósfera*:
    - Precipitaciones líquidas.
    - Precipitaciones sólidas.

**Papel de los sedimentos**

La liberación de fósforo por parte de los sedimentos tiene una gran importancia debido su elevado aporte interno, el cual es muy difícil de cuantificar.

En los lagos anóxicos (con déficit de oxígeno hipolimnético) y eutróficos, los sedimentos liberan importantes cantidades de fósforo. La presencia de algunos tipos de algas puede modificar de forma importante la velocidad de sedi-

mentación del fósforo. Los lagos donde predominan las diatomeas eliminan el fósforo por sedimentación en una proporción muy superior a la de los lagos con algas azules y azul-verdosas.

Los aportes internos de fósforo pueden algunas veces sobrepasar a los externos. Esta situación puede manifestarse cuando el aporte externo de nutrientes ha sido reducido después de una eutrofización acelerada en lagos poco profundos llegando incluso, la liberación de fósforo por los sedimentos a valores entre un 22 por 100 y un 400 por 100 de la carga externa de fósforo anterior a la reducción de ésta.

Asimismo, los lagos poco profundos donde el agua circula rápidamente y donde los sedimentos epilimnéticos liberan rápidamente las sustancias retenidas, presentan una carga interna (depósitos de nutrientes en los sedimentos) mucho más importante que la de lagos profundos.

**Sustancias nutritivas que favorecen la eutrofización**

Las únicas sustancias nutritivas que influyen en el crecimiento de la biomasa son el fósforo y el nitrógeno.

Los tejidos de fitoplancton y de las macrofitas acuáticas contienen fósforo y nitrógeno en una proporción calculada como media de un átomo de fósforo por cada 16 átomos de nitrógeno. El crecimiento de las plantas acuáticas exige unos aportes de nutrientes, de fósforo y de nitrógeno equilibrados en las anteriores proporciones. Si en el agua la relación entre el número de átomos de nitrógeno y fósforo excede de 16 ( $N/P > 16$ ), a la vegetación acuática le faltaría el número necesario de átomos de fósforo para su desarrollo y la biomasa de algas se encontraría limitada por la cantidad de fósforo existente en las aguas. La limitación por el nitrógeno corresponde, por el contrario, a los casos donde la relación entre el número de átomos de nitrógeno y fósforo está por debajo de 16 ( $N/P < 16$ ). La relación atómica 1P/16N representa una relación en peso de 1P/7.2N (1). En condiciones ideales, un aporte

(1) La relación atómica existente en los tejidos vegetales entre el fósforo y el nitrógeno 1P/16N equivale en peso a 1P/7.2N de acuerdo con la siguiente fórmula:  
 $1P/16N \Leftrightarrow 1atm.g^{-1}(P)/16atm.g^{-1}(N) \Leftrightarrow 1atm.g^{-1} * 30,97/16atm.g^{-1} * 14,0 \Leftrightarrow 1P/7,2N$

de materias nutritivas produce, en el caso del fósforo, 500 veces su peso en materia vegetal, pero solamente 69 veces en el caso del nitrógeno.

En general, cuando los valores de la relación N/P están comprendidos entre 9 y 17, se considera que son valores aceptables para el desarrollo de la vegetación acuática. La experiencia ha demostrado que valores de la relación N/P mayores de 15-17 (en peso) originan un crecimiento de la biomasa vegetal limitado por el fósforo. Si la relación es menor de 9-10 es el nitrógeno quien limita el crecimiento.

De todas las diferentes formas que componen el fósforo, se considera la concentración de fósforo total como variable de vigilancia de la calidad de las masas de agua de un lago.

El fósforo total contiene todo o parte de las siguientes fracciones: fósforo cristalino, ocluido, absorbido, orgánico como tal, orgánico soluble e inorgánico soluble. A partir de estas fracciones se ha definido el concepto de *fósforo biológicamente disponible* que contiene el denominado fósforo soluble reactivo (DRP), fósforo soluble inerte y el fósforo «lábil». El DPR es la mezcla de especies disueltas orgánicas y minerales.

La diferencia fundamental entre los caminos de entrada-salida del nitrógeno y del fósforo (el fósforo se introduce en el sistema mediante la escorrentía, precipitación o sedimentos y el nitrógeno además se introduce por la interfase aire-agua) hace que este último sea más fácil de controlar. Se puede llegar a reducir hasta 500 veces el peso de biomasa vegetal si la disminución de los aportes nutritivos se realiza a costa del fósforo.

## CICLOS DEL NITROGENO Y DEL FOSFORO

### El ciclo del nitrógeno y su presencia en el medio ambiente

El ciclo del nitrógeno consiste en un intercambio continuo de nitrógeno entre la atmósfera y los organismos (paso rápido) a través del suelo y del agua mediante mecanismos biológicos o químicos. El cierre del ciclo es el paso del nitró-

geno a la atmósfera (paso lento) a través de los organismos desnitrificantes que transforman los nitratos a nitrógeno molecular (ver fig. 6).

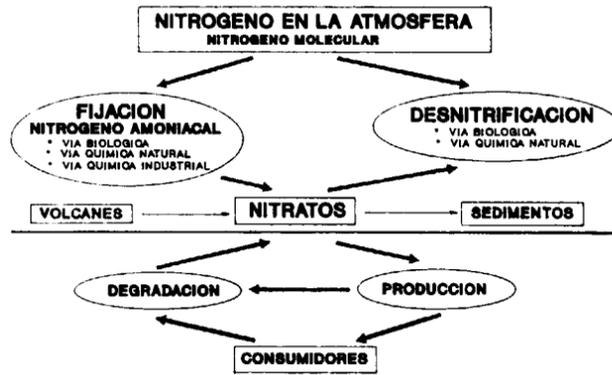


Figura 6.—Ciclo del nitrógeno (MARCHETTI).

El nitrógeno está presente en:

A) *Atmósfera*.—Es el componente principal de la atmósfera terrestre como nitrógeno molecular en forma de gas, constituyendo el 78,9 por 100 del aire.

B) *Medio acuático*.—El nitrógeno se encuentra disuelto en el agua en forma gaseosa en condiciones de equilibrio con la atmósfera. La cantidad disuelta varía en función de la temperatura, presión y salinidad. El amoníaco está presente en el agua como subproducto de la destrucción de aminoácidos o reducción de los nitratos, y en determinadas circunstancias puede ser la forma de nitrógeno predominante en los sedimentos de los lagos y embalses anóxicos, donde existen condiciones fuertemente reductoras. En general, el amoníaco en disolución pasa directamente a nitratos y nitritos debido simplemente a la existencia de oxígeno en disolución, siendo estas formas las principales en que existe el nitrógeno en el agua y en los sedimentos.

Otra reserva de nitrógeno se encuentra en los residuos orgánicos de los animales, en los nucleótidos, urea y en los ácidos húmicos.

C) *Suelo*.—La forma de nitrógeno predominante en el suelo y que constituye el 95 por 100 de la reserva total es el nitrógeno orgánico (el resto son nitratos, amoníaco, etc.).

El nitrógeno orgánico se descompone en amoníaco, el cual es absorbido parcialmente por el suelo y posteriormente es oxidado a nitrato o nitrito, siendo utilizado por las plantas.

### Ciclo del fósforo

El fósforo constituye un elemento de gran importancia desde el punto de vista funcional y estructural puesto que forma parte de la composición del armazón de los organismos vivos y de los acumuladores de energía (ATP) (2).

A diferencia del nitrógeno, el fósforo tiene su principal reserva en las rocas de la corteza terrestre. Las rocas típicas por su contenido en fósforo son las ígneas y sedimentarias. Por la acción de la erosión a través de los elementos meteorológicos (precipitaciones, viento, hielo, etc.), las rocas ceden diversas formas de fósforo al medio.

Podemos afirmar que:

- El ciclo del fósforo es típicamente sedimentario, siendo su única reserva las rocas.
- El ciclo del fósforo puede ser descompuesto en dos ciclos secundarios: inorgánico y orgánico.
- El ciclo del fósforo no pasa por la atmósfera sino de forma muy marginal por emisiones volcánicas o por el arrastre de fertilizantes fosfatados por el viento volviendo a ser fijados al terreno por las precipitaciones.

La destrucción de los residuos metabólicos da lugar a la liberación de fósforo orgánico que por la actividad de las bacterias se transformará en fósforo inorgánico integrándose de nuevo en el ciclo (ver fig. 7).

En este sentido, el fósforo en el medio ambiente lo podemos encontrar en:

A) *Ambiente orgánico*.—Las formas químicas más interesantes son las sales de calcio, aunque en su mayoría presentan una solubilidad muy baja. La cantidad de fósforo que puede pasar al suelo depende de las condiciones climáticas

(2) (ATP) es la abreviatura del Acido Adeniltrifosfórico que participa en las transformaciones biológicas de los hidratos de carbono.

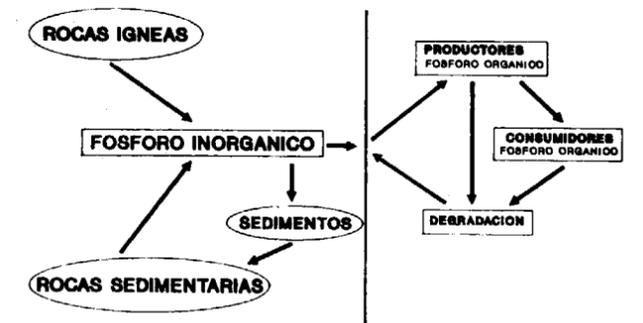


Figura 7.—Ciclo del fósforo (MARCHETTI).

(precipitaciones, viento y hielo), geoquímicas (naturaleza y estructura de la roca o del suelo), topográficas (pendiente) y biológicas (tipo de vegetación).

B) *Organismos vivos*.—El fósforo es un constituyente fundamental en la composición de la estructura de los seres vivos (dientes y huesos) y de los compuestos energéticos (ATP) y del RNA.

### Biociclo del fósforo en el suelo

El fósforo en el suelo suele presentarse de diversas formas: como constituyente molecular orgánico, precipitado como sal de hierro o aluminio, absorbido sobre los óxidos de hierro y de aluminio, y unido a las arcillas mediante puentes de calcio. Si existe agua en el suelo, el fósforo puede disolverse pasando por absorción a las plantas. Este proceso puede realizarse a mayor velocidad en presencia de bacterias micorrizas que aceleran la conversión a fosfato.

### Biociclo acuático

Las formas químicas del fósforo que más interesan en el estudio del medio ambiente acuático son el fosfato inorgánico disuelto, el orgánico disuelto y el fósforo total.

Las algas acuáticas generalmente asimilan el fósforo inorgánico como las plantas terrestres. Asimismo, existen algas (*Nitzschia palea* y *Sceenedesmus quadricauda*) que pueden transformar el fósforo orgánico.

El ciclo del fósforo en lagos y embalses está

estrechamente ligado al clima según la época del año. Como puede observarse en la figura 8, en invierno la temperatura del agua se puede considerar homogénea a todas las profundidades, mientras que en verano se produce una

#### ESTRATIFICACION TERMICA EN PERIODOS CALIDOS

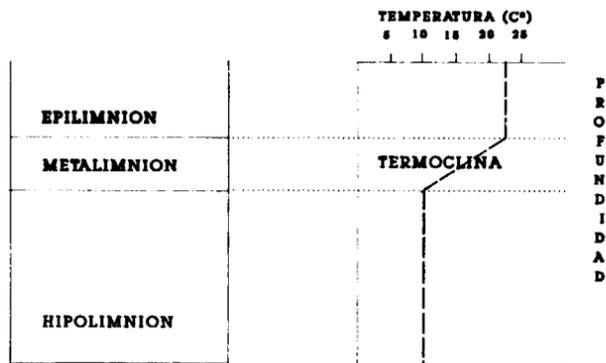


Figura 8.—Estratificación térmica (MARCHETTI).

estratificación térmica en dos fases claramente diferenciadas: epilimnio (capa caliente y superficial) e hipolimnion (capa fría y profunda) separadas por una capa más o menos ancha denominada termoclina (variación rápida de la temperatura) (ver fig. 9). Cuando llega el verano, se produce una intensa reproducción de las algas que asimilan rápidamente el fósforo disuelto de las aguas superficiales originando la reducción del fósforo del epilimnion y el enriquecimiento de las aguas profundas (hipolimnion). A profundidades cercanas a los sedimentos y en condiciones de buena oxigenación, el fósforo que se libera de las sustancias orgánicas reacciona con el hierro formando una sal insoluble, fosfato férrico, disminuyendo los aportes de fósforo a las aguas debido a su acumulación en los sedimentos. Sin embargo, la progresiva descomposición de las sustancias orgánicas implica el consumo del oxígeno disuelto, que en condiciones de estratificación térmica no puede ser compensado por los mecanismos de transporte. La ausencia de oxígeno produce unas condiciones fuertemente reductoras que transforman la sal férrica a ferrosa, sal mucho más soluble, disolviéndose

el fosfato. Ello origina que al terminar los periodos de estratificación térmica, exista una gran concentración de fósforo en el hipolimnion.

#### EVOLUCION DE LA ESTRATIFICACION TERMICA

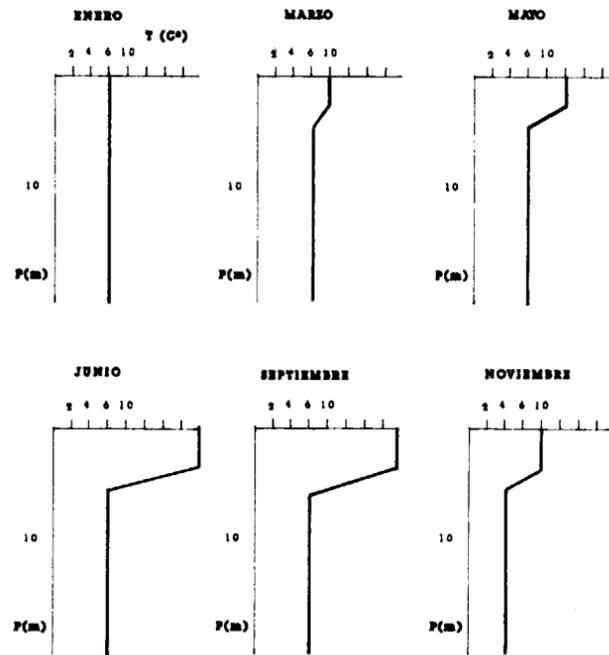


Figura 9.—Evolución de la estratificación térmica (MARCHETTI).

#### IMPACTO DE LA EUTROFIZACION EN RELACION A LOS USOS DEL AGUA

El crecimiento no controlado de la biomasa de algas puede originar un aumento desmesurado o eutrofización que produce la reducción del contenido de sales minerales, de oxígeno disuelto y de otros factores. La eutrofización produce diversas alteraciones sobre las actividades económicas y sobre el medio acuático como son:

##### A) Sector de producción de agua potable:

- Aumento del material orgánico, algas y bacterias que puede provocar el taponamiento de los filtros de las depuradoras y de los sistemas de distribución.
- Presencia de sustancias orgánicas disueltas en el agua proporcionando malos olores y sabores.

- Interferencias en los procesos de depuración de las aguas, disminución de la capacidad desinfectante y de floculación de los métodos tradicionales dispuestos para tal efecto.
- Formación de sustancias que durante el proceso de cloración de las aguas pueden convertirse en halometanos.
- Liberación de hierro y manganeso de los sedimentos, aumentando la concentración de éstos en el agua.
- Producción de hidrógeno sulfuroso por reducción de los sulfatos.
- Aumento de la concentración de amoníaco, con posibilidad de interacción con el cloro.
- Desarrollo de organismos animales (Nematodos, larvas de insectos, etc.) en los sistemas de distribución del agua.

B) *Sector recreativo.*—Balnearios y navegación deportiva.

C) *Sector agrícola.*—Servicios y regadío.

D) *Sector zootécnico.*—Alimentación y servicios.

E) *Vida acuática.*—Cambio de especies piscícolas de gran valor económico por otras de inferior calidad y vegetales. Eliminación de pesquerías por agotamiento del oxígeno disuelto.

F) *Sector industrial.*—Servicios y enfriamiento. Taponamiento de los colectores de las industrias que requieren un gran volumen de agua (papeletras, químicas, etc.).

G) *Sector energético.*—Refrigeración y centrales hidroeléctricas. Taponamiento de los colectores de las torres de refrigeración.

H) *Transporte.*—Navegación comercial y pasajeros.

#### METODOS DE GESTION Y TRATAMIENTO

##### Seguimiento de la composición y calidad de las aguas

Existen dos formas de modelización de los datos:

- *Modelos teóricos.*—Modelos dinámicos de

comportamiento basados en modelos de difusión de los nutrientes entre las diferentes capas en que se puede dividir un embalse o lago y la dinámica de las poblaciones que constituyen la biomasa de éste.

- *Modelos empíricos.*—Modelos basados en la posible relación de la composición de las aguas con el estado trófico de éstas expresada en ecuaciones que no necesariamente indican dependencia física entre las variables relacionadas. Uno de los más utilizados es el modelo de la OCDE que relaciona los aportes externos de nutrientes con la concentración de clorofila-a en las aguas y que trataremos más adelante.

Los modelos teóricos tienen la ventaja de que sirven sobre todo para el embalse o lago en estudio pero son difícilmente extrapolables a otros embalses o lagos.

Los modelos empíricos son de muy sencilla interpretación y puesta a punto. Sin embargo, para su aplicación y para la predicción de futuros estados tróficos es necesario conservar las condiciones experimentales en las que se realizó el modelo.

#### Tratamientos

La aplicación e idoneidad de los tratamientos existentes para disminuir el aporte de nutrientes, fósforo y nitrógeno, en lagos y embalses depende del origen del aporte nutritivo:

- 1) *Origen puntual:* Se utilizan las estaciones depuradoras (EDAR) en las que se combinan tratamientos clásicos biológicos con tratamientos físico-químicos (TFQ).
- 2) *Origen difuso:* Se suele intentar disminuir la utilización de abonos fosfatados o nitrogenados o construir un *filtro verde* alrededor del lago o embalse para retener la mayor parte de los nutrientes arrastrados por la escorrentía.

También se puede disminuir el aporte de nutrientes a los lagos o embalses mediante la construcción de pre-embalses en la desembocadura de los ríos o disminuyendo la carga de nutrientes en estos mediante la implantación de EDAR en su riberas.

### Tratamientos físico-químicos

Los tratamientos físico-químicos más utilizados son:

- *Pre-precipitación*.—Se realiza antes del tratamiento biológico y se compone de pretratamiento, cámara de coagulación, cámara de floculación, decantación primaria, balsa de activación y decantación secundaria.
- *Co-precipitación*.—Se realiza un pretratamiento convencional y una decantación primaria.
- *Post-precipitación*.—Después de pasar por el tratamiento biológico, el agua sufre un proceso de coagulación y floculación, posteriormente una decantación y por último, se pasa a una línea de decantadores o filtros rápidos.

Con estos tratamientos se consigue una gran reducción del aporte de fósforo, y por tanto, la disminución de las posibilidades de desarrollo de la eutrofización.

La reducción del nitrógeno es mucho más difícil debido a las formas en que se presenta. No obstante, dado que el fósforo en la mayoría de los casos de eutrofización es el factor dominante, la eliminación del nitrógeno se considera secundaria.

### Tratamientos de barrera

Son los mencionados anteriormente como «filtros verdes». Se basan en la reforestación de los terrenos existentes alrededor del lago o embalse con el fin de que las plantas retengan el aporte de nutrientes y eviten la erosión.

### Otros tratamientos

Además de los enunciados anteriormente, existen los siguientes tratamientos:

- *Aireación hipolimnética*.—El agotamiento del oxígeno disuelto por efecto de la eutrofización da lugar a procesos anaerobios de producción de  $\text{SH}_2$ , iones sulfurosos, iones amoniacales y metano. Además, la introducción de oxígeno en la interfase hipolimnión-sedimentos produce la disminución de la redisolución del fósforo existente en los sedimentos o que se halla precipitado anteriormente.

- *Dragado del embalse o lago*.—Consiste en la eliminación de la vegetación acuática mediante arrastre. Normalmente se suele realizar en lagos poco profundos.
- *Precipitación del fósforo* con algún producto químico y posterior excavación o dragado para retirarlo del fondo. Se utiliza en masas de agua estacionales o poco profundas.
- *Canalización circular*.—Mediante la canalización de las aguas usadas se pueden eliminar prácticamente todas las fuentes de fósforo.
- *Eliminación del fósforo en pre-embalses*.—Se basa en la decantación del fósforo por las algas. Requiere que el pre-embalse tenga un volumen y profundidad suficientes para mantener las condiciones aerobias. Con ello puede eliminarse hasta el 70 por 100 del fósforo. Se pueden colocar dos o tres en serie para aumentar el rendimiento. Es un método habitualmente utilizado en Alemania.
- *Flujo hidráulico elevado*.
- *Evacuación por sifón de las aguas hipolimnéticas*.

### Seguimiento y predicción

Para el seguimiento de los diferentes parámetros que se utilizan para evaluar la eutrofización se pueden aplicar:

- 1) *Métodos estadísticos*: Series temporales uni y multivariantes y filtros de Kalman.
- 2) *Modelos teóricos de simulación*:
  - *Modelos hidráulicos de dilución simple* basados en el balance de masa del fósforo dinámico en función del tiempo.
  - *Modelo EAWAG*, el cual supone que existe una estratificación térmica y un intercambio de sustancias mediante difusión entre el epilimnión y que en el epilimnión, hipolimnión y sedimentos sólo hay ortofosfato disuelto, fósforo como tal y oxígeno.
  - *Modelo de Glumsoe* desarrollado para 17 variables, ocho de las cuales están relacionadas con la dinámica del fósforo. Representa una detallada descripción de los procesos de intercambio de nutrientes en la interfase sedimentos-agua.

- *Modelo SALMO*, que divide el sistema en dos capas físicas: epilimnión e hipolimnión y supone dos grupos funcionales de fitoplancton.

Todos estos modelos teóricos permiten realizar la predicción de las diferentes concentraciones de nutrientes en las aguas de un lago, pero son de difícil interpretación y aplicación.

### PROYECTO DE LA OCDE

La Organización para la Cooperación y el Desarrollo Económico (OCDE) llevó a cabo un estudio para poder establecer cuantitativamente la relación entre los nutrientes existentes y la calidad del agua de embalses y lagos con respecto a la eutrofización. El estudio tuvo una duración de cinco años y se estudiaron 200 embalses de 22 países de EE. UU., Europa occidental y Australia repartidos en cuatro proyectos.

Los datos utilizados en el proyecto se clasificaron en distintos grupos:

#### A) *Datos esenciales para la gestión de la calidad de las aguas*:

- *Geográficos*.—Latitud y longitud del baricentro de la masa de agua, altitud de las aguas por encima del nivel del mar, superficie de la cuenca de alimentación y de las aguas superficiales que comprende, datos climáticos generales, principales características geológicas, vegetación, población, utilización de los suelos y utilización de las aguas.
- *Morfométricos e hidrológicos*.—Superficie de la masa de agua, volumen de agua y sus fluctuaciones, profundidad máxima y media, emplazamiento de los puntos de profundidad excepcional, volumen del epilimnión e hipolimnión, duración del período de estratificación térmica, naturaleza de los sedimentos, variaciones estacionales de la precipitación, tiempo de retención hidráulica de las aguas y características de las aguas de alimentación y salida del lago.
- *Ecológicos*.—Zooplancton, fauna del fondo, especies de peces, bacterias, flora del fondo, macrofitas y ensayos biológicos en algas.
- *Variables limnológicas*.—Físicas (temperatura,

conductividad, penetración de la luz y coloración y radiación solar), químicas (pH,  $\text{O}_2$  disuelto, P,  $\text{N}_2$ ,  $\text{SiO}_2$ , alcalinidad y acidez, Ca, Mg, Na, K,  $\text{SO}_4$ , Cl y Fe total), biológicas (fitoplancton medido en cantidad de clorofila-a, producción de oxígeno primario y carbono orgánico).

#### B) *Diferentes medidas agrupadas según categorías*:

- *Fuerte variabilidad a corto plazo*.—Biomasa de fitoplancton, principales grupos de algas y grupos predominantes, clorofila-a y otros ftopigmentos, carbono y nitrógeno orgánico, producción primaria diaria y transparencia del disco Secchi.
- *Variabilidad media*.—Formas permanentes de fitoplancton, fauna permanente del fondo, diferencias de concentración de fósforo, nitrógeno y silicio epilimnéticos entre el verano y el invierno, oxígeno hipolimnético,  $\text{SH}_2$ ,  $\text{CH}_2$ , etc., y producción primaria anual.
- *Datos concernientes a elementos activos*.—Aportes nutritivos medidos (nitrógeno y fósforo), concentración de fósforo (concentración total y concentración activa en disolución), concentración en nitrógeno Kjeldahl ( $\text{NO}_3\text{NH}_3$ ), silicio activo y otros microelementos.
- *Datos descriptivos comunes*.—Temperatura, conductividad, pH, alcalinidad, principales iones, propiedades ópticas del agua, color, turbidez mineral, etc.

Basándose en todos los datos enunciados se aplicaron diversos modelos que a continuación se comentan brevemente.

### Principales modelos generados

#### 1) *Relación entre la concentración de fósforo y los aportes externos*.

En este modelo se asume que la retención del fósforo es igual a la sedimentación neta. La sedimentación neta es la diferencia existente entre la sedimentación del fósforo como tal y la posterior redisolución de parte de este fósforo de los sedimentos en las aguas del lago o del embalse.

Se demostró la existencia de relaciones entre las concentraciones de fósforo y nitrógeno de los aportes y las concentraciones de los mismos elementos en disolución en las aguas de los embalses o lagos.

La expresión obtenida es:

$$L = 10 * (Z_{med}/T_w) * (1 + \text{sqr}(T_w))$$

donde L es el aporte en mg/m<sup>2</sup>, Z<sub>med</sub> la profundidad media y T<sub>w</sub> el tiempo teórico de residencia en años.

### 2) Concentración de fósforo frente a concentración de clorofila-a.

El contenido en clorofila depende del estado de los nutrientes, de la luz y de la temperatura. Los modelos de relación potenciales establecidos son:

$$[\text{chl-a}]_{med} = 0.28 (\text{TP})^{0.96} \quad r = 0.88$$

$$[\text{chl-a}]_{max} = 0.64 (\text{TP})^{1.05} \quad r = 0.90$$

Generalmente se suelen expresar de forma logarítmica dando lugar a una línea recta.

El modelo fue posible realizarlo gracias a las variaciones existentes en el contenido de clorofila y fósforo en el fitoplancton. Este modelo se puede aplicar a priori a todos los lagos y embalses que tengan una relación N-mineral/P-ortofosfato mayor de 10 donde el desarrollo de la biomasa está controlada por la concentración de ortofosfato.

### 3) Transparencia del disco de Secchi y concentración de las aguas en clorofila o en fósforo.

— *En clorofila.*—La relación que se estableció entre la transparencia media anual del disco Secchi y la concentración de clorofila es la siguiente:

$$[\text{Sec}]^A = 9.33 [\text{chl-a}]^{-0.51} \quad r = 0.75$$

Despejando [chl-a], se puede obtener una estimación de la concentración media de clorofila siempre y cuando los lagos no presenten una excesiva turbidez mineral o coloración excesiva.

— *En fósforo total.*—También es posible relacionar la transparencia del disco Secchi con

la concentración de fósforo total a través de la siguiente expresión:

$$[\text{Sec}]^A = 9.77 [\text{P}]^{-0.28} \quad r = -0.47$$

Tiene poca utilidad debido al bajo coeficiente de correlación.

## LEGISLACION NACIONAL E INTERNACIONAL RELATIVA A LA EUTROFIZACION

### Legislación nacional

En toda la legislación consultada no se han encontrado referencias explícitas a medidas de control y previsión de brotes eutróficos, únicamente en el Anexo al Título IV del «Reglamento Público Hidráulico» se mencionan las concentraciones máximas admisibles de fósforo y nitrógeno total en los embalses y lagos.

Sin embargo, se han encontrado referencias suficientes, sobre todo en la Ley de Aguas 29/1985 de 2 de agosto, aplicables si se demuestra que la posible eutrofización de las balsas industriales son el origen de la contaminación de acuíferos. Asimismo, en el R. D. 849/1986 de 11 de abril, Sección 3.ª, art. 256, párrafos 1.º y 2.º, se dice, respectivamente: «En ningún caso podrán autorizarse vertidos que afecten a los acuíferos que contengan sustancias de las figuradas en la relación I del anexo a este título» y «Respecto a las sustancias de la relación II la autorización limitará su introducción en los acuíferos de forma que no se produzca su contaminación». La relación I de sustancias contaminantes incluye a los compuestos organofosfóricos y la relación II de sustancias contaminantes menciona específicamente a los compuestos inorgánicos de fósforo y fósforo elemental.

En las «Tablas de los parámetros característicos que se deben considerar como mínimo en la estima del tratamiento del vertido» se encuentran las únicas referencias a prevención de la eutrofización. En las cantidades referidas al fósforo total, si el vertido no se produce directamente en lagos o embalses, la concentración máxima permisible no debe pasar de 10 a 20 mg/l según el tipo de actividad. Si por el contrario, el vertido se realiza sobre lagos o embalses, el límite se reduce a 0,5 mg/l para prevenir los brotes eutróficos.

En relación al nitrógeno total en lagos o embalses, éste no debe superar la concentración de 10 mg/l expresado en nitrógeno.

### Legislación de la CEE

Las directivas del Consejo de la Comunidad se refieren principalmente a la contaminación producida por vertidos de sustancias peligrosas, aunque existe también una directiva específica referida a la protección de las aguas subterráneas contra la contaminación causada por determinadas sustancias peligrosas (80/68/CEE). En el artículo 1.º de dicha directiva se considera «vertido indirecto» la introducción en las aguas subterráneas de sustancias de las listas I o II filtrándose a través del suelo o del subsuelo. La lista II punto 3. «Sustancias que tengan un efecto perjudicial en el sabor y/u olor de las aguas subterráneas en las aguas volviéndolas no aptas para el consumo humano» hace referencia directa a todas las sustancias que originadas por eutrofización pueden llegar a contaminar los acuíferos. En el punto 5 de la misma lista aparecen los compuestos inorgánicos de fósforo y en el punto 7 el amoníaco y los nitritos. En ningún caso, se hace una mención explícita a los posibles brotes eutróficos.

### CONCLUSIONES

Técnicamente, la eutrofización es un problema degenerativo de la calidad de las aguas no sólo desde el punto de vista del consumo humano, sino también desde el punto de vista comercial y ecológico. Por esta razón, es necesario, mediante una rigurosa gestión de los recursos hidráulicos, controlar los factores que pueden provocar que una masa de agua cambie su estado trófico hacia niveles superiores.

Dado que la lucha contra la eutrofización, una vez se ha manifestado es costosa y requiere un tiempo largo de observación, es imprescindible establecer una política de reducción de los aportes de sustancias nutritivas, no sólo en la propia masa de agua mediante la recuperación y el control de las zonas eutrofizadas, sino en todas las posibles fuentes puntuales que puedan existir en la propia masa de agua o en los afluentes que la alimentan mediante estaciones depuradas.

Los aportes difusos, más difíciles de controlar, deberán gestionarse a través del control de los fertilizantes, el uso de abonos naturales con un menor contenido en fósforo y nitrógeno y si es posible reducir al mínimo su utilización.

### REFERENCIAS

- AMBUEHL, H. (1982): *Measures to control eutrophication in Swiss midland lakes*. Z. Wasser Abwasser Forsch. 15(3), 113-120.
- BACHMANN, R. W. (1980): *The role of agricultural sediments and chemical in eutrophication*. J. Water Pollut. Control. Fed. 52(10), 2425-2431.
- BERHARDT, H. (1981): *Recent development in the field of eutrophication prevention*. Z. Wasser Abwasser Forsch. 14(1), 14-26.
- BOGARDI, I.; WALKER, W. W., y KUHNER, J. (1983): *Assessing the water quality impacts of agricultural practices: some methodological comparisons*. IIASA Collab. Proc. Ser. CP-83-51, 243-262.
- ELSTER, H. J. (1984): *Recent studies on the eutrophication and restoration of lake Constance*. Gas-Wasserfach: Wasser/Abwasser, 1982, 123(6), 277-287.
- GILLIOM, ROBERT, J.: *Relationships between water quality and phosphorus concentrations for Puget Sound region lakes*. Water Resources. Bull. 20(3), 435-442.
- FIALA, L.; GRAU, P., y FARKAC, J. (1987): *Relation of the trophic potential to total phosphorus and nitrogen*. Vodni Hospod. B. 37(11), 301-307.
- HARTIKAINEN, H. (1979): *Phosphorus and its reactions in terrestrial soils and lake sediments*. J. Sci. Agric. Soc. Finl. 51(8), 537-624.
- HOSOMI, M., y SUD, R. (1988): *Development of an ecological model of Lake Yunoko and assessment of eutrophication control programs using the ecological model*. Kokuritsus Kogai Kenkyusho Kenkyu Hokoku. 117, 87-111.
- KAMINSKII, V. S. (1979): *Methods of slowing down and eliminating the eutrophication process*. Vodn. Resur. (4), 51-63.
- KETTANEN, J. (1981): *Model for a eutrophic Finnish lake - a case study*. Aqua Fenn. 11, 49-54.
- KHRISANOV, N. I., y DUSHENKOVA, G. A. (1986): *Modeling of biogenic loading from agricultural watersheds in the Ladoga basin*. Vodn. Resur. (5), 137-146.
- KUMASHIRO, K.; YAMAMOTO, H.; SHIMIZU, M.; OHNISHI, N., y HATA, H. (1982): *Eutrophication of Kojima Lake*. Okayama-Ken Kanyo Hoken Senta Nenpo. 6, 215-218.
- LIJKLEMA, L., y PEETERS, J. C. H. (1978): *Comparative studies on eutrophication in large scale-model reservoirs*. Environ. Sco. Appl. 603-615.
- MARCHETTI, R. (1987): *L'eutrofizzazione: un processo degenerativo delle acque*. Milano: Franco Angeli Cop.

MEDINE, A. J., y PORCELLA, D. B. (1982): *Eutrophication. J. Water Pollut. Control. Fed.* 4(16), 770-778.

MUELLER, D. K. (1982): *Mass balance model estimation of phosphorus concentrations in reservoirs. Water Resour. Bull.* 18(3), 377-382.

MILIUS, A.: *Eutrophication parameters and trophic state indexes in small Estonian Lakes. Eesti NSV Tead. Akad. Toim. Biol.* 31(4), 302-309.

NAGAFUCHI, O., y MURATO, A. (1989): *Studies on eutrophication in Rikimaru reservoir. Relation between C, O, C. and the standing crop of algae. Suishitsu Odaku Kenkyu.* 12(11), 707-714.

PIROZHKOVA, G. P. (1985): *Dynamic of organic phosphorus and characteristics of the nature of organic matter of the Lake Onega water. Org. Veshchestvo Biog. Elem. Vodakh Karelii.* 30-51.

REDSHAW, C. J.; MASON, C. F.; HAYES, C. R., y ROBERTS, R. D. (1990): *Factors influencing phosphate exchange across the sediment-water interface of eutrophic reservoirs. Hydrobiologia,* 192 (2-3), 233-245.

RISMAL, M. (1982): *Limnologic models in the study and control of lake and water reservoir eutrophication. Vodoprivreda.* 14(78-79), 391-393.

SKOPINTSEV, B. A. (1979): *Chemical and biochemical in-*

*dexes of the eutrophication of reservoirs. Vodn. Resur.* (4), 43-50.

SUDO, R. (1980): *Effect of eutrophication and its prevention. Kagaku Gijutsushi Mol.* 18(7), 44-50.

TAKADO, T. (1986): *Eutrophication of water. Kagaku Gijutsushi Mol.* 24(10), 69-73.

TRIFONOVA, I. S. (1980): *Changes in the structure and productivity of phytoplankton as an index of eutrophication. Evtrofirovaniye Mezotrofnogo Ozera (Matewr Mngoletnitkn Nabl. Oz. Krasnom.* 58-77.

VORDANYAN, T. T.; DARVINYAN, O. A.; MIKHOYAN, L. P., y MKHITARYAN, L. P. (1984): *Inflow of mineral nitrogen and phosphorus into Lake Sevan with the waters of its tributaries and atmospheric precipitations. Biol. Zh. Arm.* 37(7), 564-569.

WATANABE, Y. (1985): *Methods for water quality preservation. Suishitsu Odaku Kenkyu.* 8(4), 200-202.

YONEDA, S. (1981): *Mechanism of leakage of fertilizer composition by underdrainage. Evaluation of eutrophication by fertilizers. Nogyo Oyobi Engei* 56(4), 533-535.

ZHANG, S.; LUI, Q., y HUANG, Y. (1984): *Main sources of nitrogen and phosphorus in Lake Donghu, Wuhan (China). Haiyang Yu Huzbao.* 15(3), 203-213.

Original recibido: Agosto de 1993.

Original aceptado: Septiembre de 1993.

## Características que condicionan el comportamiento de la caliza de Hontoria (Burgos) como piedra de edificación.

Por R. M.<sup>a</sup> MARCOS (\*), R. M.<sup>a</sup> ESBERT (\*), F. J. ALONSO (\*) y F. DIAZ-PACHE (\*)

### RESUMEN

Se analizan las características petrográficas, los espacios vacíos y las principales propiedades físicas que inciden en el comportamiento de la caliza de Hontoria como material de edificación. Se trata de una roca ampliamente utilizada en construcciones monumentales, entre las que cabe destacar las catedrales de Burgos, León, etc. Por ello es de sumo interés conocer los factores petrográficos y físicos que controlan su durabilidad.

### ABSTRACT

The petrographic characteristics, voids and physical properties that influence the behaviour of Hontoria limestone as a building material are analyzed. It is a rock widely used in monumental construction (e.g. Cathedrals of Burgos, León, etc.). Consequently, it is of the highest interest to know the petrographical and physical factors that control their durability.

### 1. INTRODUCCION

La piedra de Hontoria es una de las litologías más utilizadas como material de edificación en la provincia de Burgos, a lo largo de los siglos, ya sea en forma de sillares o de losetas de revestimiento (Catedral, Casa del Cordón, Hospital del Rey, Casa de Cultura, Gobiernos Militar y Civil, etc.). Su empleo es también frecuente en otras provincias de Castilla y León, por ejemplo en la Catedral de León (DE LOS RIOS, 1895; MARCOS, 1992), y en la zona centro y norte de España, principalmente Madrid (GRANDSON, 1947), País Vasco, Asturias, etc.

La susceptibilidad al deterioro de esta piedra, en su uso como material de edificación, está relacionada con sus características intrínsecas, así como con las del ambiente en la que se ubica el edificio del que forma parte. Por ello, en este trabajo se analizan y cuantifican las características petrofísicas más significativas de dicha piedra, en su empleo como material de edificación.

Aunque se trata de un material química y mineralógicamente muy uniforme —es una caliza muy pura—, desde el punto de vista textural muestra un notable rango de variabilidad, sobre todo en lo que al tamaño de grano, forma y dimensiones de los poros se refiere. El análisis petrográfico que aquí se presenta recoge dichas variaciones, las cuales a su vez condicionan los valores de las propiedades físicas.

En cuanto a las propiedades físicas, las calculadas en este artículo hacen referencia sólo a la variedad actualmente explotada en cantera. Su determinación en otras variedades algo diferentes —de grano más grueso o más fino— como las utilizadas en el pasado en algunas edificaciones monumentales, han resultado imposible de llevar a cabo por no poder disponer de suficiente cantidad de piedra.

### 2. LAS CANTERAS DE LA PIEDRA DE HONTORIA

Las diversas explotaciones de la caliza de Hon-

(\*) Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.

toria, desde tiempos remotos hasta la actualidad, se sitúan en las cercanías del pueblo burgalés de Hontoria de la Cantera, a unos 18 kilómetros al sureste de la ciudad de Burgos.

En concreto, las canteras actualmente en explotación se encuentran entre los pueblos de Hontoria de la Cantera y Cubillo del Campo. En la misma zona se sitúan otras dos grandes canteras, convertidas en polvorín en los años 30, y que en la actualidad están bajo jurisdicción militar (fig. 1).



Figura 1.—Situación geográfica de las canteras actuales de la piedra de Hontoria. Se indica igualmente la situación de las explotaciones antiguas más importantes, utilizadas en la actualidad como polvorín militar.

La piedra de Hontoria pertenece a una formación calcárea de edad Turonense (Cretácico Superior), que se presenta plegada y en discordancia con los materiales del Terciario, los cuales aparecen con disposición subhorizontal (fig. 2).

Desde el punto de vista geológico, las principales canteras explotadas se sitúan en el flanco meridional del anticlinal que aparece en el borde sureste de la hoja núm. 20 (Escala 1:200.000), Burgos, del mapa del ITGE (1970), donde la formación aparece bajo la denominación C<sub>2c</sub>.

Las explotaciones dentro de la citada formación calcárea son en su mayor parte subterráneas. Entre ellas, pueden destacarse tres por su gran tamaño; dos se encuentran actualmente bajo jurisdicción militar (fig. 3) y la tercera es la única que permanece en activo (fig. 4). Junto a éstas

existen otras pequeñas explotaciones tanto subterráneas como a cielo abierto, en todos los casos inactivas.

La cantera activa —explotada por la empresa «Piedras y Mármoles, S. L.»— es subterránea, realizándose la explotación actual sobre un banco homogéneo y sin fisuras, de unos 4,5 a 5 metros de potencia. La capa o banco en explotación presenta una dirección y buzamiento de 220/10° y coincide, aproximadamente, con la orientación de la ladera, estando cubierto por una secuencia de unos 5 ó 6 metros de calizas similares, aunque más tableadas.

El color de la piedra de cantera es blanco, algo más amarillento hacia el techo, el cual está marcado por un fino nivel arcilloso de color rojizo, depositado entre el estrato en explotación y el superior. En algunos de los bloques se pueden distinguir, en ocasiones, niveles ricos en bioclastos cuyos tamaños varían entre unos pocos milímetros y varios centímetros.

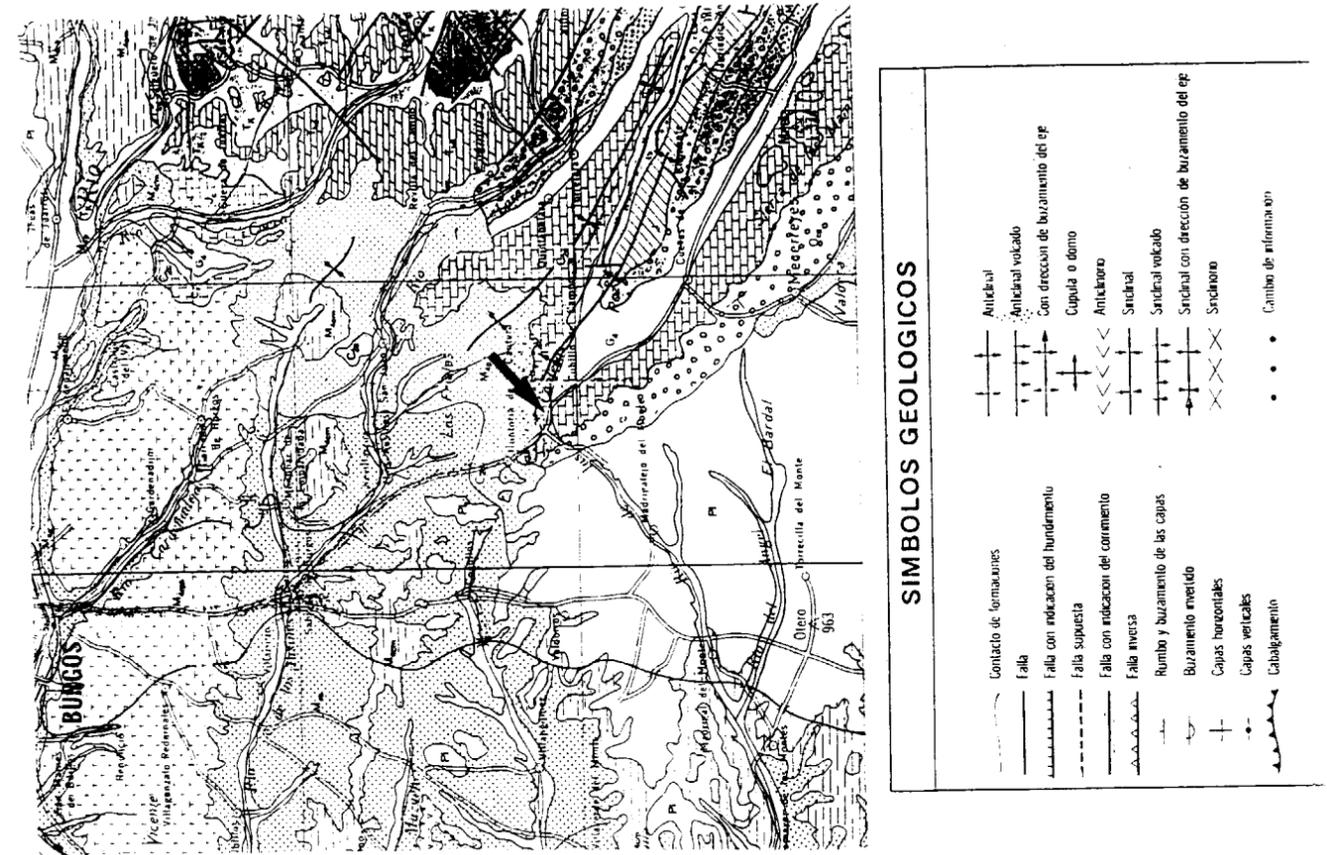
Para facilitar la extracción de la piedra el banco se ha dividido en dos niveles: inferior y superior (fig. 5), y los bloques que se extraen actualmente tienen unas dimensiones aproximadas de 2,5 × 10 metros.

Tanto la explotación de la piedra en cantera como su ulterior proceso industrial, que se realiza en los talleres de «Piedras y Mármoles, S. L.» en Burgos capital, se lleva a cabo con técnicas avanzadas tales como: rozaduras de brazo, sierras de discos diamantado y corte por chorro de agua (GOMEZ y MUÑOZ, 1989; OBIES et al., 1989).

### 3. CARACTERISTICAS PETROGRAFICAS

El análisis petrográfico de la piedra de Hontoria se ha realizado a partir de las diferentes muestras tomadas en cantera —tanto en las explotadas actualmente, como en las antiguas— y en edificaciones monumentales como son las catedrales de Burgos y León.

En todos los casos se trata de una roca carbonatada de color blanco en fractura fresca —a veces con un ligero tono rosado o amarillento—, que con la intemperie va adquiriendo tonalidades grisáceas. La tonalidad rosada o amarillenta ob-



## LEYENDA

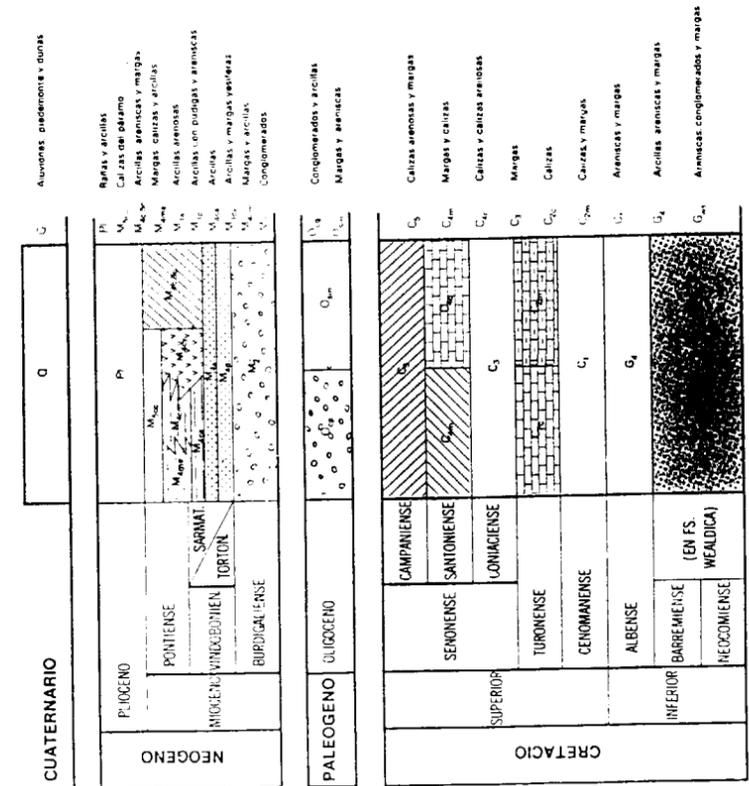


Figura 2.—Esquema geológico de las explotaciones de la piedra de Hontoria. ITGE (1970).



Figura 3.—Entrada a una de las dos canteras antiguas utilizadas actualmente como polvorín. Se puede observar la disposición de los estratos de la formación calcárea explotada.



Figura 4.—Aspecto exterior de la cantera en activo. Se observa la inclinación de los estratos existentes a techo del banco en explotación.

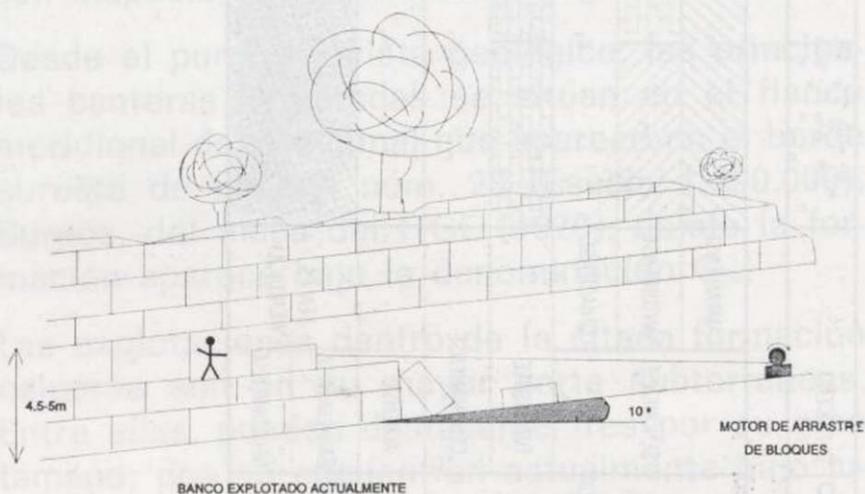


Figura 5.—Esquema de la cantera actualmente en explotación.

servada en algunas variedades es debida a un fino moteado que se localiza en la periferia de los espacios vacíos, debida a óxidos de hierro.

Macroscópicamente la roca presenta un aspecto masivo granudo, más o menos grosero, de tamaño medio de grano alrededor de 2 mm, variando de unas muestras a otras. En este sentido pueden diferenciarse variedades de grano grueso y heterogéneo —en las que destacan grandes fósiles, sobre todo valvas de moluscos de más de 1 cm— y otras de grano más fino (entre 2 y 0,5 mm) y sobre todo más homogéneo, que suele mostrar tonos más amarillos o rosados y a veces aspecto más cristalino.

Las variedades de grano grueso son las que muestran un color blanco más neto y corresponden a la piedra actualmente explotada en cantera, aunque también se encuentran con frecuencia en la Catedral de Burgos. En la figura 6 se presentan dos sillares contiguos en una zona del cimborrio de la catedral de Burgos, donde pueden observarse ambas variedades.

La piedra de Hontoria actualmente explotada, en superficie de fractura fresca, presenta algunos cristales de tamaño próximo a 1 mm (esparita),

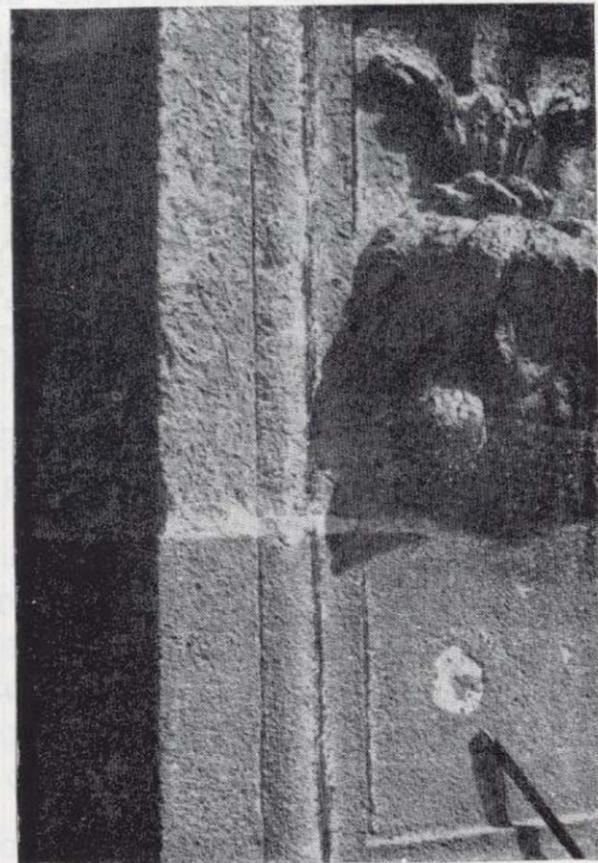


Figura 6.—Variedades texturales de la Caliza de Hontoria en dos sillares contiguos del cimborrio de la Catedral de Burgos. El sillar superior corresponde a una variedad de grano grueso y el inferior a una de grano fino.

a veces agrupados formando núcleos cristalinos de mayor tamaño. También destaca la presencia de espacios vacíos, con grandes poros de disolución —de tamaño superior a 1 mm—, si bien la mayoría son poros de tamaño mucho menor y a veces de formas elongadas (fig. 7).

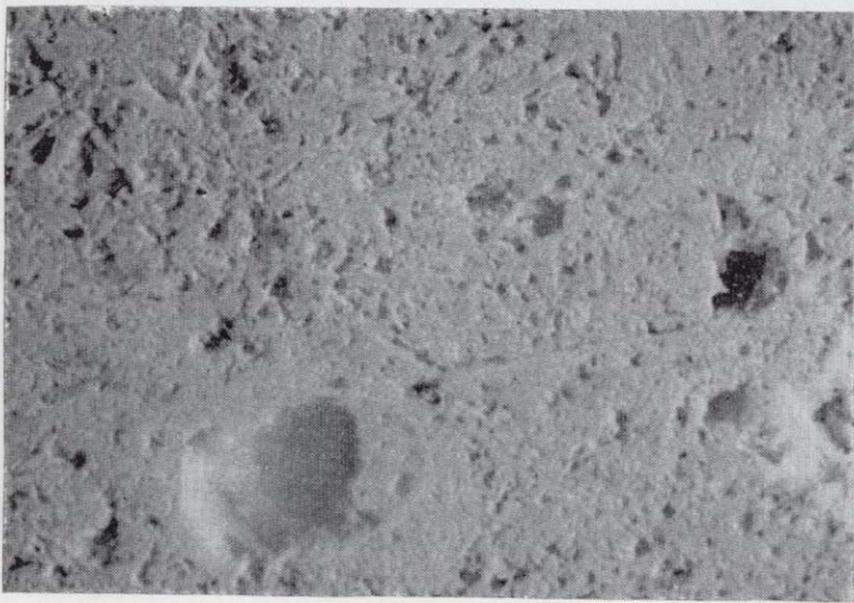


Figura 7.—Aspecto macroscópico de la variedad de cantera mostrando una superficie de corte de sierra. Pueden observarse las características de los granos (bioclastos) y de los poros. En la parte inferior aparece un poro de gran tamaño tapizado por calcita.

*Composición*

La roca está constituida fundamentalmente por carbonato cálcico puro, según los análisis de difracción de rayos X, no llegando a detectarse ningún otro mineral. No obstante, la observación de láminas delgadas y las determinaciones de residuo insoluble, indican que algunas muestras pueden contener hasta un 2 por 100 de componentes terrígenos, mayoritariamente cuarzo. Los óxidos de hierro no son significativos cuantitativamente, aunque como se indicó, pueden dar coloración a la roca. También señalar que tanto de las observaciones petrográficas realizadas como por consideraciones genéticas, puede descartarse la presencia de minerales arcillosos en esta variedad pétreo.

*Textura*

La roca presenta una textura granuda cementada, grano-soportada, tipo «grainstone» (DUNHAM, 1962), con cementación casi generalizada entre

sus granos. Los granos están constituidos mayoritariamente por restos fósiles (bivalvos y cri-noideos), también abundan los peloides —sobre todo en las variedades extremas: de grano más grueso y más fino— y en menor proporción se observan intraclastos y otros tipos de fósiles (algas rojas, briozoos, corales). La cementación entre los granos está bien desarrollada en general, aunque no siempre es completa (fig. 8). En consecuencia, la roca es una «bioesparita» (FOLK, 1962), siendo de destacar un cierto grado de recristalización, puesto de manifiesto en los peloides con la presencia de microesparita (fig. 9).

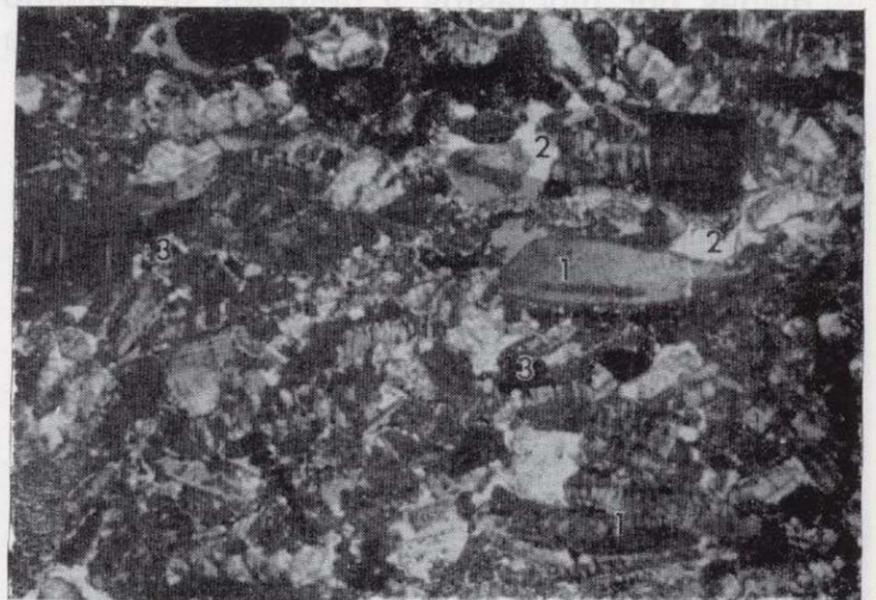


Figura 8.—Aspecto microscópico de una variedad de la piedra de Hontoria de grano medio, tomada en las actuales canteras en explotación. Se observan distintos bioclastos (1), cemento (2) y poros (3). (M.O.P. x10 NC).

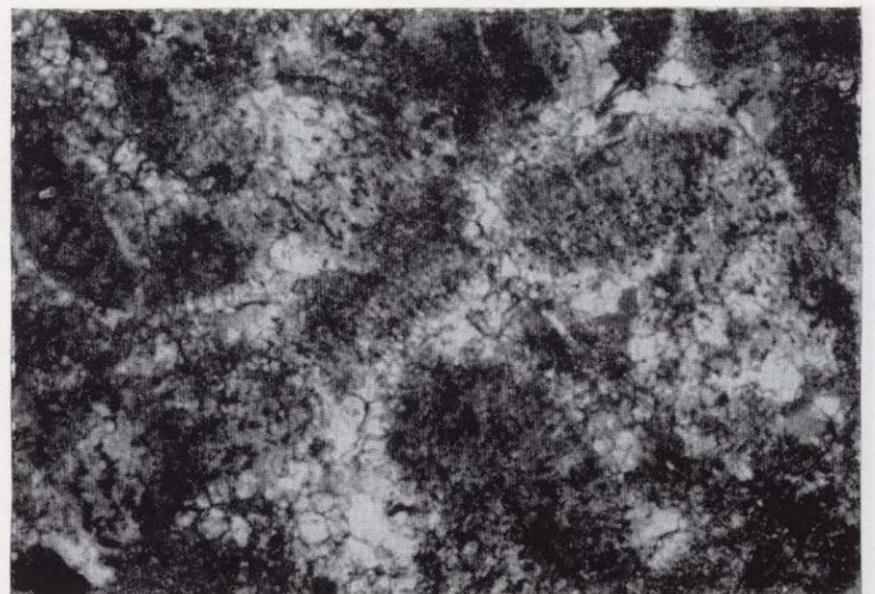
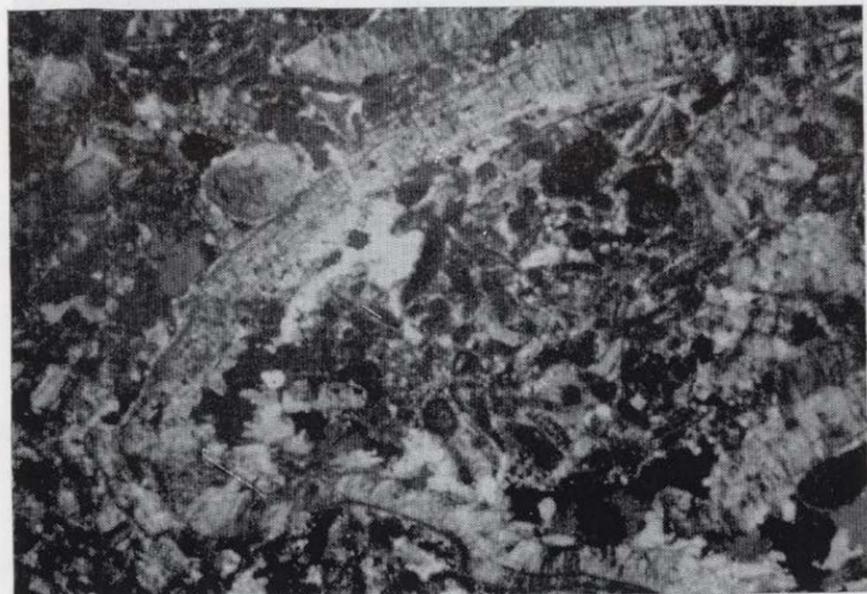


Figura 9.—Micrografía de un detalle de la textura donde resalta el grado de recristalización alcanzado por los peloides. Muestra procedente de la Catedral de Burgos. (M.O.P. x100, NC).

El tamaño de los granos y sus variaciones es el rasgo textural más significativo, permitiendo establecer variedades. Así, tal como se ha indicado previamente, pueden distinguirse:

- *Variedades de grano medio*, equigranulares, constituidas mayoritariamente por bioclastos (moluscos y crinoideos), su tamaño puede situarse alrededor de 2 mm (fig. 8).
- *Variedades de grano grueso*, heterogranulares, con restos de moluscos de más de 1 cm, junto a granos más equidimensionales (crinoideos, peloides) en torno a 1 mm (fig. 10).
- *Variedades de grano fino*, equigranulares, formadas por bioclastos y peloides de tamaño ligeramente inferior a 0,5 mm. Algunas de



a



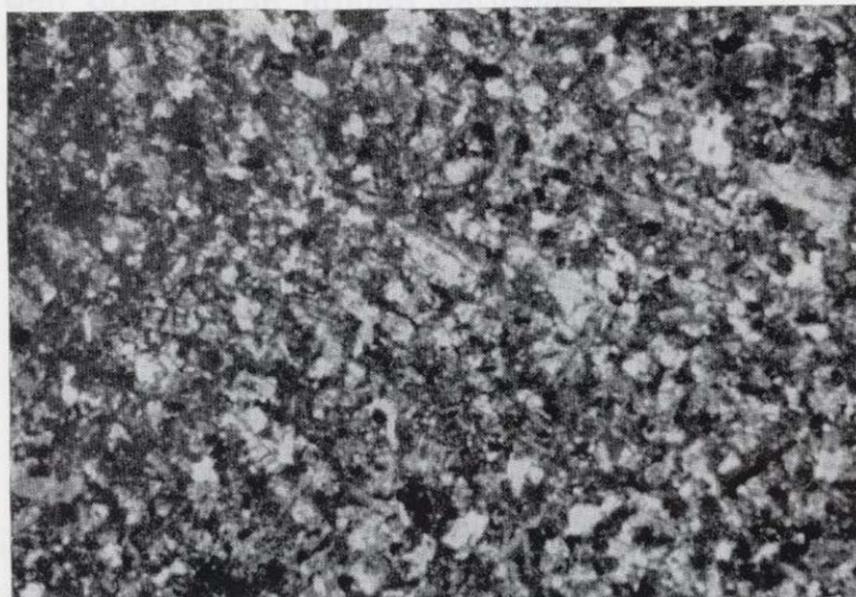
b

Figura 10.—Variedades de grano grueso de la caliza de Hontoria: a) procedente de una muestra tomada en cantera; b) procedente de una muestra de la Catedral de Burgos. (M.O.P. x10, NC).

estas variedades presentan cementación completa y recrystalización —con abundante microsparita—, mostrando la roca un aspecto más cristalino (fig. 11).



a



b

Figura 11.—Variedades de grano fino: a) procedente de una muestra de las canteras «militares», b) procedente de una muestra de la Catedral de Burgos. En ambas resalta su completa cementación y el elevado grado de recrystalización. (M.O.P. x10, NC).

El cemento es mayoritariamente de tipo espático y sintaxial, este último en continuidad óptica en crinoideos y valvas de moluscos. El tamaño más frecuente de los cristales de cemento espático se sitúa alrededor de 50  $\mu$ m, aunque a veces, en grandes poros y microgeodas, se alcanzan tamaños de varios mm.

Finalmente, resaltar que —también a nivel microscópico— pueden observarse todos los tipos texturales intermedios entre los tres indicados, en cuanto a variaciones de tamaño de grano y grado de cristalinidad, y esto ocurre tanto en piedras de cantera como en las procedentes de los monumentos.

#### 4. ANALISIS DE LOS ESPACIOS VACIOS

Los espacios vacíos —poros y fisuras— constituyen uno de los componentes texturales más importantes de las rocas desde el punto de vista de su comportamiento alterológico y, en consecuencia, condicionan de forma esencial su durabilidad (ESBERT y MONTOTO, 1990).

El análisis del sistema poroso de la piedra de Hontoria incluye la observación directa de la misma mediante microscopía óptica de polarización y electrónica de barrido, y la cuantificación de los diferentes parámetros del sistema poroso mediante porosimetría por inyección de mercurio.

Como resultado de dichos análisis cabe señalar que el volumen ocupado por los espacios vacíos es relativamente importante, la porosidad abierta se sitúa alrededor del 20 por 100. Los espacios vacíos más abundantes se localizan entre los granos —poros intergranulares—, los cuales guardan relación con la cementación incompleta de los granos. También destaca la presencia de espacios vacíos en el lugar que ocupaban los granos minerales —poros móldicos—, en relación con fenómenos de disolución diagenéticos más o menos tardíos. El tamaño más frecuente del conjunto de estos poros es relativamente grande, ligeramente menor al de los granos (figs. 7 y 8).

Excepcionalmente se observan grandes poros milimétricos y conductos cilíndricos, generados por disolución a gran escala. Dichos poros a veces se presentan tapizados por calcita, formando microgeodas (fig. 7). Mucho más frecuentes son los pequeños poros intragranulares, cuyo tamaño no supera las 100  $\mu\text{m}$  (fig. 12), generados por disolución selectiva de los granos.

Mediante porosimetría por inyección de mercurio en la roca se ha obtenido la curva de distribución de los radios de acceso a los poros com-

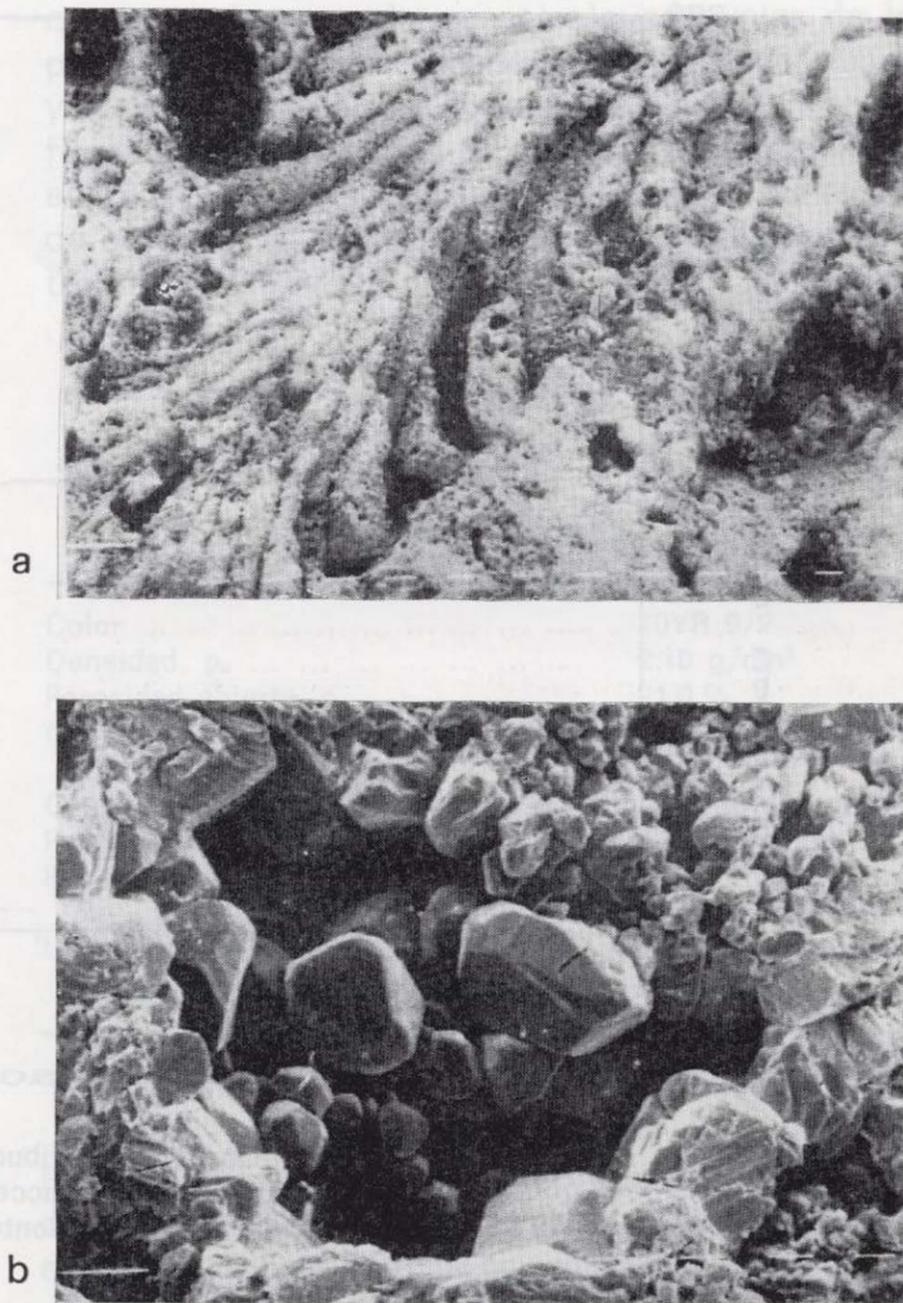


Figura 12.—Aspecto al M.E.B. de la textura y porosidad de una muestra de cantera. Pueden observarse: en a) poros intragranulares (1 marcador = 100  $\mu\text{m}$ ), en b) poros rodeados por cristales de calcita (1 marcador = 10  $\mu\text{m}$ ).

prendidos entre 70 y 0,004  $\mu\text{m}$ , y el correspondiente histograma de frecuencias (fig. 13). En la tabla I se indican los principales parámetros obtenidos a partir de este ensayo; porosidad accesible al Hg, volumen poroso por unidad de masa, macroporosidad (poros con radios de acceso  $> 7,5 \mu\text{m}$ ), microporosidad (poros de acceso  $> 7,5 \mu\text{m}$ ), porosidad atrapada, radio medio de acceso de poro y superficie específica.

Los datos anteriores confirman que se trata de una roca porosa y con relativamente buena comunicación entre los poros. En este sentido cabe señalar que su porosidad atrapada no supera el 50 por 100, el radio medio de acceso de poro es

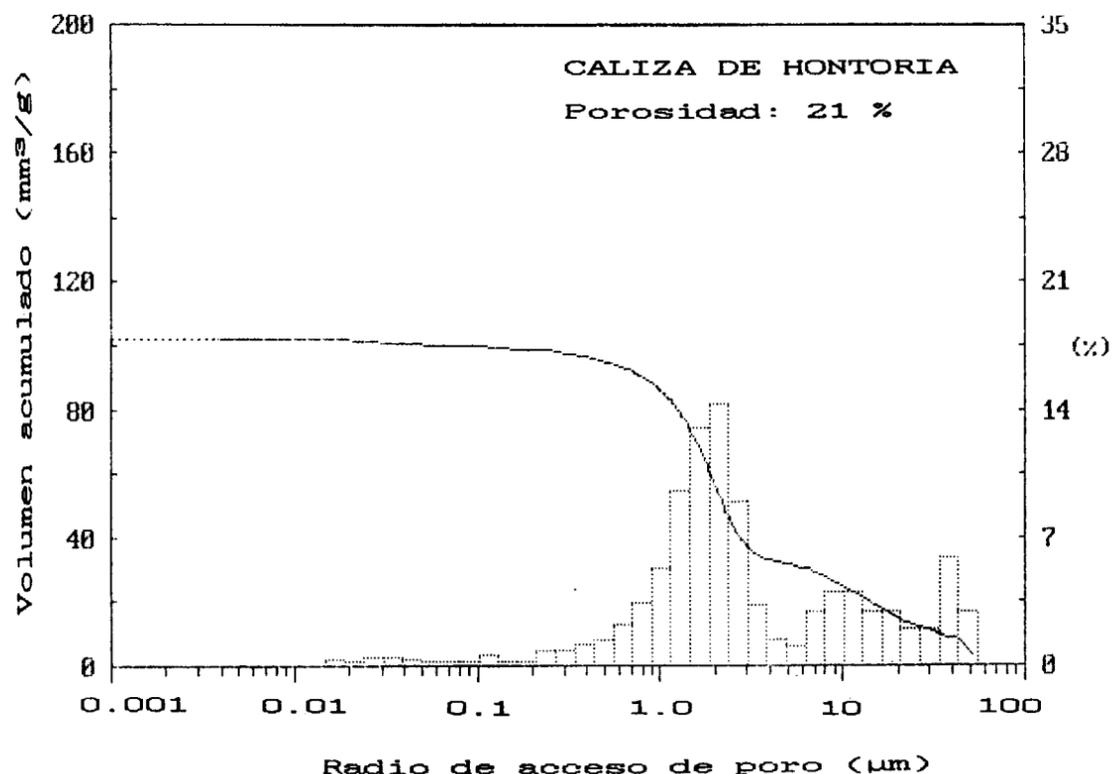


Figura 13.—Curva de distribución e histograma de frecuencia de los tamaños de acceso de poro de la caliza de Hontoria.

**TABLA I**

**Parámetros del sistema poroso obtenidos mediante porosimetría por inyección de mercurio**

Porosidad abierta (accesible al Hg) ... ..	20,7 %
Volumen poroso ... ..	101,8 mm <sup>3</sup> /g
Macroporosidad ... ..	6,2 %
Microporosidad ... ..	14,5 %
Porosidad atrapada ... ..	10 %
Radio medio de acceso de poro ... ..	2 µm
Superficie específica (modelo cilíndrico).	0,27 m <sup>2</sup> /g

de mercurio. Este hecho pone de manifiesto algunas características del sistema poroso; en concreto, cabe pensar que está formado por grandes poros —de centenares de micras—, comunicados mayoritariamente por accesos mucho más pequeños, de unas pocas micras.

**5. PROPIEDADES FISICAS**

Son, junto con la petrografía y los espacios vacíos, las características propias del material rocoso que condicionan su comportamiento frente a los principales agentes exógenos tales como agua, contaminantes ambientales, viento, insolación, etc. También juegan un papel relevante a la hora de predecir los daños que las acciones cíclicas de los agentes antes mencionados infligen a la piedra, así como aquellos ocasionados por los cambios de fase —sólida, líquida, vapor— que puede experimentar el agua, y que la piedra

relativamente elevado —situándose alrededor de las 2 µm— y la macroporosidad representa 1/3 del volumen poroso.

Finalmente, destacar que existe una notable diferencia entre el tamaño de los poros observados a simple vista y en microscopía, y tamaño determinado mediante porosimetría de inyección

puesta en obra tiene que soportar (ALONSO, 1987; VALDEON et al., 1992).

En este trabajo, y en relación con lo antes expuesto, se han determinado un conjunto de propiedades que caracterizan la piedra de Hontoria, agrupadas dentro de los siguientes apartados:

- Constitución física de la roca: color, densidad ( $\rho_a$ ) y porosidad abierta o accesible al agua ( $n_o$ ).
- Captación y transferencia de agua y de vapor por el seno de la piedra: contenido en agua en saturación ( $W_s$ ), absorción libre de agua, desorción o evaporación, succión capilar (C) y permeabilidad al vapor de agua ( $K_v$ ).
- Comportamiento mecánico: resistencia a la compresión ( $R_c$ ) y umbral de microfisuración mecánica (UMM).

El color se ha determinado mediante una carta de colores basada en la escala Munsell (GODDARD et al., 1979). La densidad ( $\rho_a$ ) y la porosidad abierta ( $n_o$ ) se han calculado mediante normas ISRM, 1979. Sin embargo, hay que hacer notar que el secado se realizó a 60° C para evitar la inducción de daños en la roca, y el tiempo de inmersión de las rocas en agua al vacío fue de dos días. A partir del mismo ensayo en el que se determinaron las propiedades anteriores, se ha calculado el contenido en agua en saturación ( $W_s$ ).

El coeficiente de capilaridad (C) se ha calculado siguiendo la norma francesa NFB-10.502 (MAMILLAN, 1981), con algunas modificaciones tomadas de la norma italiana CNR-ICR, NORMAL 11/82, 1983. Para la determinación de la permeabilidad al vapor ( $K_v$ ) se ha seguido la norma CNR-ICR, NORMAL 21/85, 1985.

La resistencia a la compresión uniaxial se ha llevado a cabo según normas ISRM, 1981; determinándose al mismo tiempo el umbral de microfisuración mecánica, mediante la auscultación de la emisión acústica a lo largo del citado ensayo de compresión (HARDY, 1972). Se define dicho umbral como el nivel de carga a partir del cual comienzan a generarse y propagarse fisuras, debido a los esfuerzos compresivos aplicados.

El valor medio de las propiedades enumeradas se recoge en la tabla II. Como puede observarse, la densidad de la roca es relativamente baja, lo

que está de acuerdo con el elevado valor de la porosidad abierta —alrededor del 20 por 100— y el alto contenido en agua en saturación. El coeficiente de capilaridad es también relativamente elevado, mientras que la permeabilidad al vapor de agua no es muy alta, considerada siempre en términos relativos.

**TABLA II**  
**Propiedades físicas**

Color ... ..	10YR 9/2
Densidad, $\rho_a$ ... ..	2,10 g/cm <sup>3</sup>
Porosidad abierta, $n_o$ ... ..	21,0 %
Contenido en agua en saturación,	
$W_s$ ... ..	10,0 %
Coefficiente de capilaridad, Cx100.	155 Kg/m <sup>2</sup> · mi <sup>0,5</sup>
Permeabilidad al vapor, $K_v$ ... ..	7,0 g/m <sup>2</sup> · 24h
Resistencia a la compresión uniaxial,	
$R_c$ ... ..	24 MPa
Umbral de microfisuración mecánica, UMM ... ..	44 - 58 %

En las figuras 14 y 15 se representa la cinética de absorción libre de agua y de evaporación de este tipo rocoso. Se observa que absorbe toda el agua de que es capaz en unos pocos minutos y la pierde mucho más lentamente; no obstante, al final del ensayo de evaporación el contenido en agua es sumamente bajo.

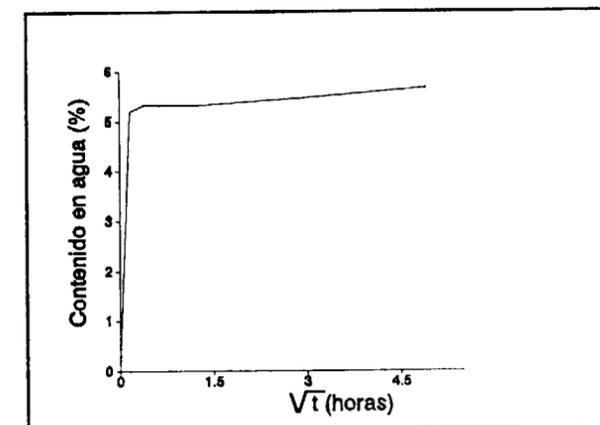


Figura 14.—Curva de absorción libre de agua por inmersión total: contenido en agua en función del tiempo.

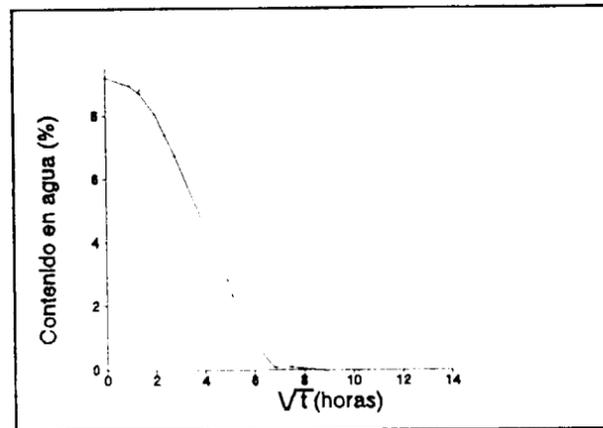


Figura 15.—Curva de evaporación: contenido en agua en función del tiempo. (Humedad del ambiente: 75 por 100).

Todas estas propiedades guardan relación con las características del sistema poroso, constituido por grandes poros comunicados por conductos mucho más pequeños, lo que retrasa la pérdida de agua y dificulta la transferencia de vapor de agua. La ausencia de poros con radios de acceso inferiores a  $0,1 \mu\text{m}$  guarda relación con su baja capacidad higroscópica.

## 6. CONCLUSIONES

Entre las características significativas de la piedra de Hontoria, en su empleo como material de edificación, cabe destacar su color sumamente blanco, y su aspecto granudo y poroso. Sin embargo, al contacto con la intemperie, adquiere en poco tiempo una pátina de coloración gris, que se va intensificando por la acción de la contaminación atmosférica (polvos y hollines).

Desde el punto de vista composicional, se trata de una caliza muy pura, por lo que una vez puesta en obra, el proceso de alteración predominante es la disolución. En edificaciones construidas con esta piedra puede observarse que las zonas sometidas de forma permanente a la acción de la lluvia, resaltan por conservar el color blanco primitivo y por acentuar su aspecto granudo, como consecuencia de la disolución selectiva de sus componentes texturales.

La relación espacial entre los componentes de la roca —textura— es variable, pudiéndose distinguir variedades heterogranulares de grano grueso —tamaño de grano entre 1 cm y 1 mm—, de grano medio —tamaño medio alrededor de 2 mm—, y de grano fino —tamaño medio inferior a 0,5 mm—. Entre estos tipos texturales definidos pueden observarse todos los intermedios. En las edificaciones monumentales en las que se ha utilizado esta piedra, por lo general, se encuentran varios de los tipos texturales mencionados, siendo difícil encontrar una relación entre el tipo de textura y el período de edificación.

La configuración de su sistema poroso —formado por grandes poros conectados por accesos más pequeños—, explica el comportamiento de la roca frente a los procesos de sorción de agua y transferencia de vapor de agua, así como el valor de los parámetros que los definen (tabla II). A pesar de tratarse de una roca de elevada porosidad, la configuración tridimensional de sus espacios vacíos hace que expuesta a la intemperie, en climas no excesivamente húmedos, el agua que llega a ella difícilmente colmate todos sus espacios vacíos, por lo que la piedra de Hontoria va a tener un comportamiento aceptable frente a su acción, ya sea en fase líquida, sólida o de vapor.

Desde el punto de vista mecánico, es una roca de muy baja resistencia a la compresión uniaxial —24 MPa—, comparada con otras rocas sedimentarias similares utilizadas en edificación.

## AGRADECIMIENTOS

A la Comisión Internacional de Ciencia y Tecnología (CICYT), Proyecto PAT91-1093-CO3-01: «Modelos de interacción piedra-ambiente para el diagnóstico del deterioro de la piedra monumental».

A la Consejería de Cultura y Turismo de la Junta de Castilla y León, Contrato B1-038-92: «Incidencia del ambiente en el deterioro de la piedra monumental».

## REFERENCIAS

ALONSO, F. J. (1987): *Comportamiento hidrico de calizas y dolomías*. Boletín Geológico y Minero, 98-IV. pp. 555-576.

DE LOS RIOS, D. (1895): *La Catedral de León*. Monografía, tomos I y II, Biblioteca del «Resumen de Arquitectura» (Ed.: D. Antero de Oteyza), Madrid, 215 + 249 pp.

DUNHAM, R. J. (1962): *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*. Classification of carbonate rocks, W. E. Ham (Ed.), Symp. Am. Ass. Pet. Geol., 1, pp. 108-121.

ESBERT, R. M., y MONTOTO, M. (1990): *La petrografía y su aplicación a los estudios de las patologías de la piedra*. Curso de patología, conservación y restauración de edificios, tomo 1, Serv. Publ. Colegio de Arquitectos, Madrid, pp. 211-229.

FOLK, R. L. (1962): *Spectral subdivisión of limestone types*. Classification of carbonate rocks, W. E. Ham (Ed.), Symp. Am. Ass. Pet. Geol., 1, pp. 62-84.

GRANDSON CONSTRUCCIONES, S. A. (1947): *Piedra caliza de Hontoria, Burgos*. Grandson Construcciones, S. A., Madrid, 7 pp.

GODDARD, E. N.; TRASK, P. D.; FORD, R. K.; ROVE, O. N.; SINGEWALD, J. T., y QUERBECK, R. M. (1979): *Rock-Color Chart*. The Geological Society of America, Boulder, Co. U.S.A.

GOMEZ MORENO, G., y MUÑOZ DE LA NAVA, P. (1989): *La elección de los métodos de arranque de las rocas ornamentales*. Canteras y Explotaciones, 226, 52-60.

HARDY, H. R. (1972): *Application of acoustic emission techniques to rock mechanics research*. Acoustic Emission, A.S.T.M., S.T.P. 505, pp. 41-83.

ITGE (1970): *Mapa geológico E. 1:200.000, hoja n.º 20, Burgos*.

ISRM (1979): *Commission on Standardization of Laboratory and Field Tests*. Int. Journal Rock Mech. and Mining Sciences Geomech. Abstrats, vol. 16, núm. 2, Pergamon Press.

ISRM (1981): *Rock Characterization, Testing and Monitoring*. Int. Soc. Rock Mat. Suggested Methods, E. T. Brown (Ed.), 211 pp.

MAMILLAN, M. (1981): *Connaissances actuelles des problèmes des remontées d'eau par capillarité dans les murs*. The Conservation of Stone II. Proc. of the Int. Simp., Bologna, R. Rossi Manaresi (Ed.), pp. 59-72.

MARCOS, R. (1992): *Tratamientos de conservación aplicados a rocas carbonatadas: Catedral de León*. Tesis doctoral, Dpto. de Geología, Univ. de Oviedo, 273 pp.

NORMAL 7/81, C.N.R.-I.C.R. (1981): *Assorbimento d'acqua per immersione totale. Capacità d'imbibizione*. Roma, 5 pp.

NORMAL 21/85, C.N.R.-I.C.R. (1985): *Permeabilità al vapor d'acqua*. Roma, 5 pp.

OBIES, J.; TOLEDO, J. M., y LOPEZ, C. (1989): *Situación actual y perspectivas de desarrollo de las técnicas de extracción de piedras naturales*. Roc. Máquina, 1 t., pp. 15-29.

VALDEON, L.; ESBERT, R., y GROSSI, C. (1992): *Hidric properties of some spanish building stones: A petrophysical interpretation*. Mat. Res. Soc. Symp. Proc., vol 267, pp. 911-916.

Original recibido: Agosto de 1993.

Original aceptado: Agosto de 1993.

# INFORMACION

## Libros

### LA MINERIA EN EXTREMADURA

Diversos autores.

Edita: **Consejería de Industria y Turismo. Junta de Extremadura.**

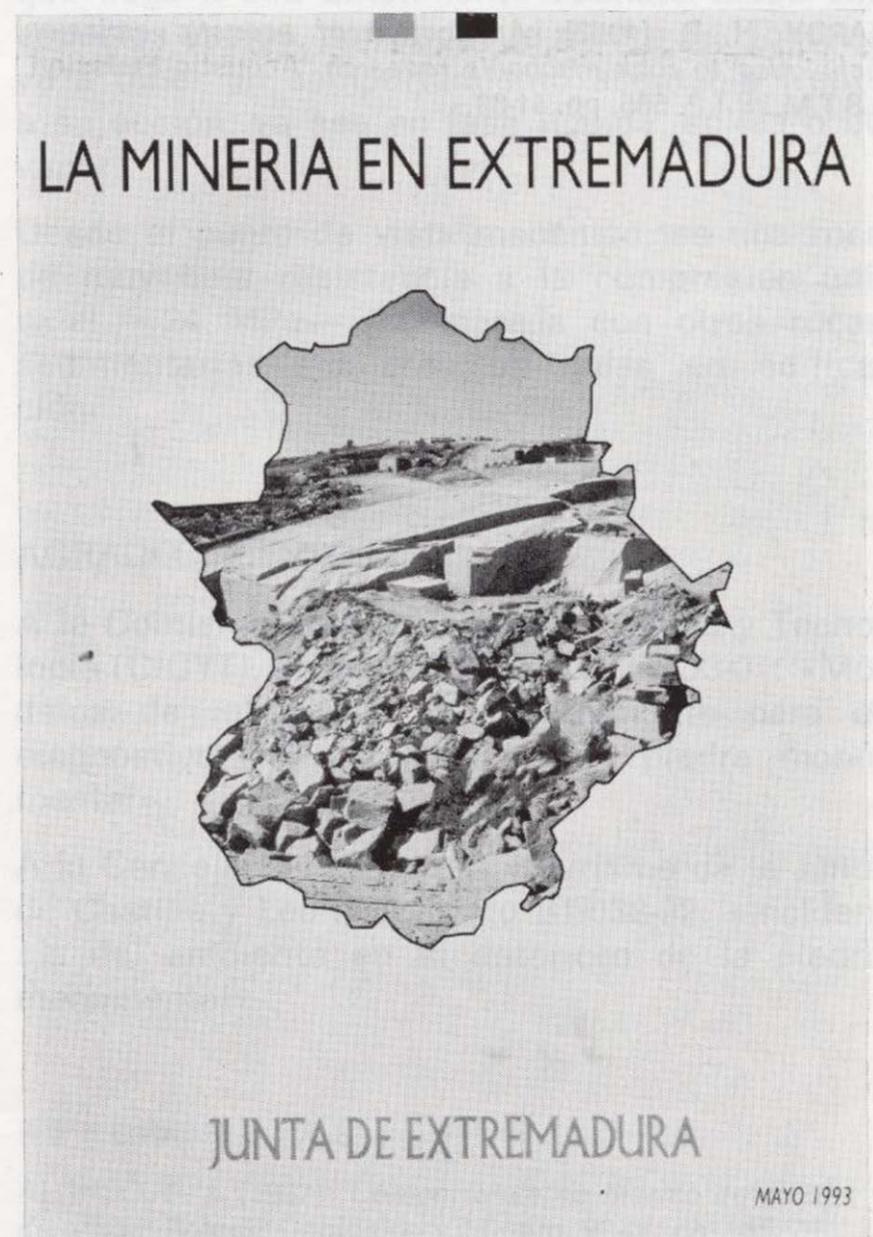
Formato: **30 x 21 cm., 516 pp. Mérida, 1993.**

La necesidad de conocimiento actualizado de los recursos naturales de Extremadura, punto de partida básico de todo desarrollo económico, ha motivado la segunda edición del libro *La Minería en Extremadura*. Esta edición, dirigida por D. Alfonso Perianes Valle y D. Pedro García Isidro y supervisada por D. Carlos Alcalde Molero, de la Dirección General de Industria, Energía y Minas de la Junta de Extremadura, presenta un inventario pormenorizado del sector minero extremeño, realiza un análisis socioeconómico de la minería extremeña y presenta las bases para una actuación futura.

El contenido del libro está estructurado en nueve capítulos. Comienza por una introducción en la que se hace una síntesis histórica de la minería en Extremadura. Continúa con una descripción de la infraestructura geológico-minera y una breve reseña de la geología extremeña. A continuación se describen las investigaciones realizadas, los yacimientos e indicios y se hace un análisis del potencial minero y de las prioridades de investigación de cada una de las sustancias existentes en Extremadura, agrupadas en los subsectores de minerales metálicos, minerales energéticos, rocas y minerales industriales y aguas termales y/o mineromedicinales. Prosigue el libro con un análisis socio-económico de la minería extremeña y finaliza con un último capítulo que incluye un resumen y las conclusiones.

El valor de este libro no es sólo contener la información técnica básica del sector sino ser un documento útil que sirva de punto de partida para investigaciones posteriores de detalle y como instrumento de planificación para las administraciones públicas. Por otro lado, la cuantiosa in-

formación que el libro contiene, le confiere un alto valor didáctico para los estudiosos de la materia y es también una base sólida para la programación de inversiones por parte del sector privado en aquellos campos en que la rentabilidad actual y futura de las explotaciones es manifiesta.



## MINERALES GEMOLOGICOS DE EXTREMADURA

Diversos autores.

Edita: Consejería de Industria y Turismo. Junta de Extremadura.

Formato: 30 x 21 cm., 149 pp., 1 mapa, 2 posters.  
Mérida, 1993.

Esta publicación, realizada por la Consejería de Industria y Turismo de la Junta de Extremadura, a través de la Dirección General de Industria, Energía y Minas, hace un análisis pormenorizado de la gran variedad y riqueza mineralógica de Extremadura.

El contenido de esta obra está integrado por los siguientes apartados: una introducción, en la que se describe la metodología y los trabajos realizados; un capítulo de antecedentes bibliográficos; un capítulo descriptivo de las va-

riedades gemológicas de minerales y rocas existentes en Extremadura; un capítulo de instrumental utilizado; un mapa gemológico; una valoración del mercado, y, finalmente, un capítulo de conclusiones y recomendaciones.

En la parte descriptiva de la obra se incluye de forma ordenada y sistemática, una síntesis de los yacimientos que en Extremadura tienen interés gemológico, resaltándose los de cuarzo rosa, topacio, turquesa, lepidolita, etc., así como de siderita, serpentina, epidota y minerales de skarn, andalucita y corderita.

De los minerales de más interés se han realizado no sólo placas pulidas, para mejor resalte del valor y belleza, sino también fotografías tanto en el campo como en los laboratorios, tratándose, dentro de los límites materiales de la obra, de mostrar con el mayor detalle, la importancia de las gemas en nuestra Región.

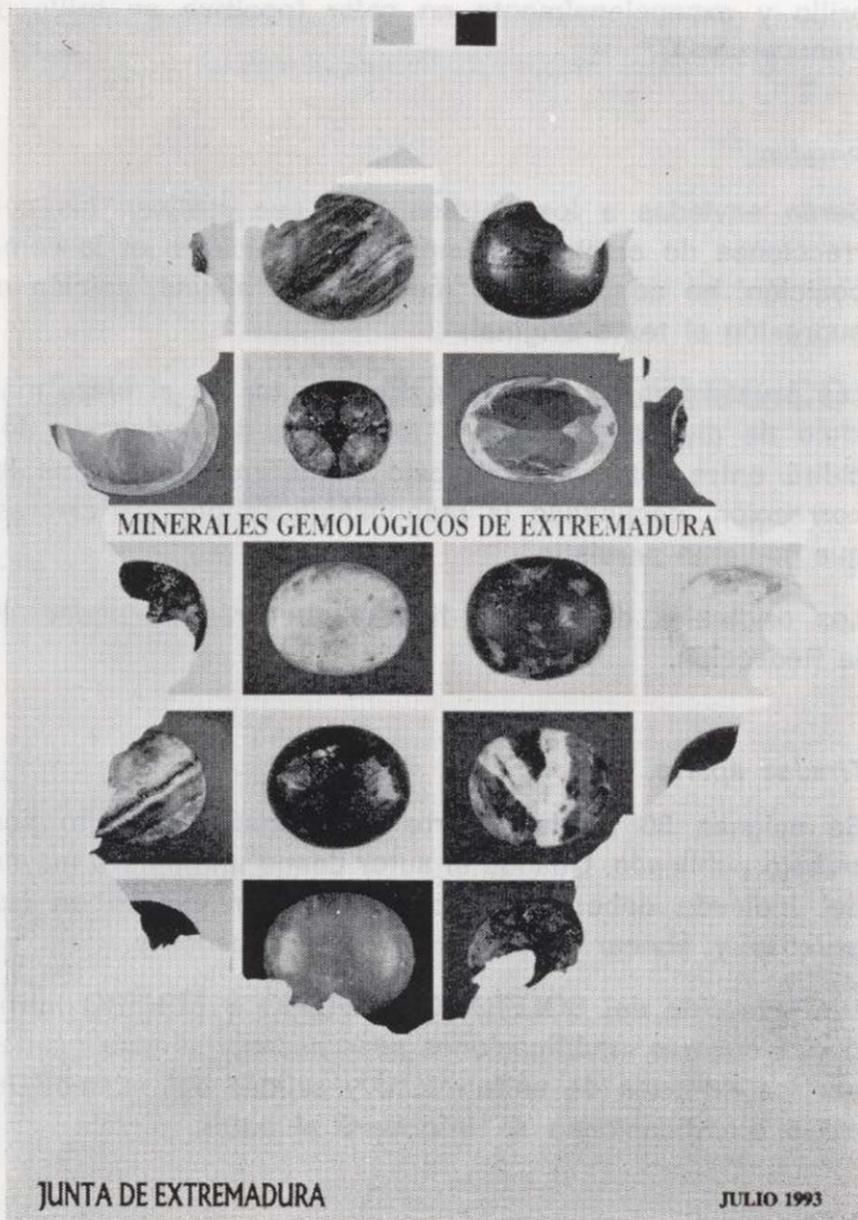
Especial mención hemos de hacer del Mapa Gemológico que se acompaña a la publicación y que realizado a escala 1:400.000, sitúa los principales puntos o yacimientos de los 26 minerales gema más representativos y abundantes seleccionados entre los 123 que existen en la geografía de Extremadura.

Además se han realizado dos carteles, uno de Minerales Gemológicos de Extremadura y otro de cabujones y facetados con el objetivo de visualizar tanto el material en bruto en un primer cartel, como elaborado, en el segundo de ellos, de los productos obtenidos.

Como conclusiones hay que destacar que la Comunidad Autónoma de Extremadura tiene en la actualidad recursos disponibles de minerales gema, en algunos casos importantes como los de cuarzo y sus variedades, principalmente en Oliva de Plasencia, epidota, magnetita y unakita de los skarns de Burguillos del Cerro, Jerez de los Caballeros y Almendral; Andalucita (quiastolita) en Mirabel.

En el resto de los casos citados como son los de cuarzo, topacio, berilo, fluorita, lepidolita, scheelita, apatito, casiterita, pseudomalaquita, azurita-malaquita, cinabrio, cerusita, serpentina, cordierita, etc., el potencial estaría condicionado a la investigación y en su caso posterior beneficio de los respectivos yacimientos, o a la reactivación de la importante antigua minería extremeña.

En definitiva, con esta publicación se pretende fomentar la producción y consumo de los minerales gemológicos de Extremadura en el sector de la gemología de consumo y aportar algunas ideas para futuras actuaciones, no sólo de localización, extracción, uso, aplicaciones y comercialización de gemas, sino también de promoción artesanal, turística, cultural y empresarial.



# NORMAS DE PUBLICACION PARA LOS AUTORES

Los trabajos inéditos que se reciban para su publicación en el BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO serán revisados por un Comité editorial que decidirá si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

## Texto.

Se entregará paginado y mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo, deberá venir leído por el autor y perfectamente puntuado y con las correcciones de las erratas de mecanografía que fuesen precisas. En él serán marcadas las fechas de recepción y aceptación.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, tablas y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse, si es posible. En los originales de las mismas se reseñará el título del trabajo, así como el nombre de los autores.

Todos los trabajos en lengua española irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español. Al final de los mismos, y en párrafo aparte, se incluirán las palabras clave, reservándose el último lugar para la localización geográfica, si la hubiere.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original y figuras.

## Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

## Referencias.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

## Parte gráfica.

La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras, tablas y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica, con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

Las figuras serán originales y nunca copiativos, delineadas con tinta china sobre papel vegetal. Las tablas, bien presentadas para su reproducción fotográfica. Las fotografías serán positivos en blanco y negro sobre papel brillo y excepcionalmente en color (positivo en brillo o transparencia).

## Pruebas.

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificación alguna, adición o supresión al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de diez días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

## Tiradas aparte.

Se asignan 30 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá hacerlo constar por escrito en las pruebas y abonar el precio de este excedente.

La Redacción del BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones  
deberá dirigirse a:

Leopoldo Aparicio Ladrón de Guevara  
Instituto Tecnológico Geominero de España  
Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid

## TARJETA DE SUSCRIPCION AL BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

### Boletín Geológico y Minero

Revista bimestral de geología, minería  
y ciencias conexas

Precio suscripción anual (6 números). Año 1994:  
6 000 ptas. Igual precio para años anteriores.

### DIRECCION Y ADMINISTRACION

Instituto Tecnológico Geominero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003-Madrid. España

Telef./Fax (91) 349 57 62

Nombre .....

Organismo o Empresa .....

Dirección ..... Teléfono .....

Ciudad ..... C. P. ....

País ..... FIRMA .....

Fecha .....

## BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

### ACUSE DE RECIBO

HEMOS RECIBIDO  
WE HAVE RECEIVED  
NOUS AVONS RECU

NOS FALTA  
WE ARE IN WANT OF  
IL NOUS MANQUE

FECHA  
DATE

FIRMA  
SIGNATURE

NOMBRE  
NAME  
NOM

DIRECCION  
ADDRESS  
ADRESSE

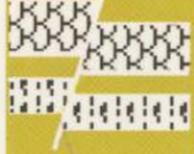
ROGAMOS DEVUELVAN ESTE ACUSE DE RECIBO. NECESARIO PARA NUESTRO CONTROL. DIRIGIDO EXCLUSIVAMENTE A AQUELLOS CENTROS QUE RECIBEN ESTA PUBLICACION CON CARACTER GRATUITO EN REGIMEN DE INTERCAMBIO.

# Instituto Tecnológico GeoMinero de España

## Finalidad:

*Investigación, Desarrollo Tecnológico y Asistencia técnica en Geología, Minería y Disciplinas conexas*

### GEOLOGIA Y GEOFISICA



MAPA GEOLOGICO NACIONAL (MAGNA)  
ESTUDIOS GEOLOGICOS Y CARTOGRAFIA TEMATICA  
GEOFISICA Y GEOLOGIA DEL SUBSUELO  
GEOLOGIA MARINA (FONDOS MARINOS)  
TELEDETECCION APLICADA

### RECURSOS MINERALES



METALOGENIA Y CARTOGRAFIA METALOGENETICA  
GEOQUIMICA BASICA Y APLICADA  
YACIMIENTOS MINERALES  
EVALUACION DE RESERVAS E INVENTARIO DE RECURSOS

### AGUAS SUBTERRANEAS



CARTOGRAFIA HIDROGEOLOGICA  
PROTECCION DE RECURSOS HIDROGEOLOGICOS  
EVALUACION Y CONTROL DE ACUIFEROS SUBTERRANEOS  
RECURSOS GEOTERMICOS

### LABORATORIOS Y ENSAYOS



ANALISIS QUIMICOS Y MINERALOGICOS  
ENSAYOS MINERALURGICOS Y GEOTECNICOS  
CARACTERIZACION DE ROCAS MINERALES INDUSTRIALES  
SONDEOS DE INVESTIGACION HIDROGEOLOGICA Y MINERA  
ENSAYOS DE BOMBEO

### INFORMACION, DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS



FONDOS DOCUMENTALES Y BASES DE DATOS  
SISTEMAS DE INFORMACION Y COMUNICACIONES  
CATASTRO MINERO  
PUBLICACIONES

### INGENIERIA GEOAMBIENTAL



RIESGOS GEOLOGICOS  
RESTAURACION DEL MEDIO AMBIENTE MINERO  
GEOTECNIA Y GEOLOGIA APLICADA A LA INGENIERIA  
MEDIO AMBIENTE Y ORDENACION DEL TERRITORIO

### DESARROLLO MINERO



PROCESOS Y TECNOLOGIAS  
SEGURIDAD MINERA  
NORMATIVA  
ESTUDIOS DE ECONOMIA MINERA

### MUSEO GEOMINERO

#### Sede Central:

c/ Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID  
Tel.: 441 65 00 – Fax: 442 62 16

#### Centro de Laboratorios:

c/ La Calera, 1 28760 TRES CANTOS (MADRID)  
Tel.: 803 22 00



Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

MINISTERIO DE INDUSTRIA, COMERCIO Y TURISMO  
SECRETARIA GENERAL DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES

