



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

boletín

geológico

y minero

VOLUMEN 101

Enero - Febrero 1990

NUMERO 1



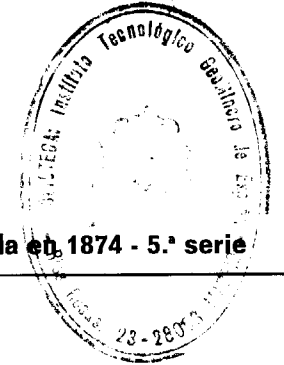
El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un «Geological Survey of Spain», es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R. D. 1.270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Volumen 101
Número 1
Enero - Febrero 1990

Boletín
Geológico
y Minero

Sala II / 3-4-1

30 ABR. 1990



revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas fundada en 1874 - 5.ª serie

SUMARIO

Geología	R. MARFIL y D. GOMEZ GRAS: Relaciones entre el ambiente de sedimentación y los procesos diagenéticos en las areniscas del Buntsandstein del Umbral de Ateca (Cordillera Ibérica) 3
	I. RABANO: Trilobites del Museo GeoMinero. I. Platypeltoides magrebien-sis n. sp. (Asaphina, Nileidae), del Ordovícico Inferior del Anti-Atlas Central (Marruecos) 21
	J. E. GOMEZ PALLEROLA: Nota sobre los peces Osteictios de las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec (Lérida) 28
Minería	J. M. GARCIA DE MIGUEL: Mineralogía, paragénesis y sucesión de los sulfuros masivos de la Faja Pirítica en el suroeste de la Península Ibérica 73
	C. ALCALDE, X. FONT y M. VILADEVALL: Prospección geoquímica a la batea y estudio de las mineralizaciones del área de Guijuelo-Cespedosa (S de Salamanca) 106
Aguas subterráneas	M. SANZ I PARERA, F. X. MONTSERRAT I REBULL y M. PEDRA I GUIVERNAU: Determinación experimental de la infiltración en el Vallés Occidental (prov. de Barcelona) 113
Geofísica	R. CAMPOS y P. GUMIEL: Estudio gravimétrico en Extremadura (Zona de La Codosera-Alburquerque y Albalá) y su aplicación a la exploración de yacimientos minerales 122
Rocas industriales y ornamentales	E. GARCIA ROMERO, P. MUÑOZ DE LA NAVA SANCHEZ, J. V. NAVARRO GASCON y P. PEREZ CUADRA: Arcillas industriales en Aragón 135
Estudio de minerales y rocas	C. MORENO y R. SAEZ: Petrografía de arenitas: Una revisión 153
	J. A. MARTIN RUBI y S. DEL BARRIO MARTIN: Determinación de estaño en matrices silicatadas y sulfuradas por DCP y XRF 168
Información	Noticias y Notas bibliográficas 174

DIRECCION, REDACCION
Y PUBLICACION

Rfos Rosas, n.º 23 - 28003-Madrid
Teléfono 441 70 67

ADMINISTRACION, DISTRIBUCION
Y SUSCRIPCION

Doctor Fleming, 7, 2.º - 28036-Madrid
Teléfono 250 02 03

INSTITUTO TECNOLÓGICO
GEOMINERO DE ESPAÑA

CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

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 LA PORTADA:

Flysch de Hecho, Huesca.

Foto: L. M. Ríos

Depósito legal: M. 3.279 - 1958
ISSN 0366 - 0176
NIPO 232 - 90 - 001 - X

Imprenta IDEAL, S. A. - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - 28016-MADRID

Relaciones entre el ambiente de sedimentación y los procesos diagenéticos en las areniscas del Buntsandstein del Umbral de Ateca (Cordillera Ibérica).

Por R. MARFIL (*) y D. GOMEZ GRAS (**)

RESUMEN

Los sedimentos de facies Buntsandstein del Umbral de Ateca se depositaron en un medio de transición, en áreas intra y supramareales, dentro de un sistema deltaico dominado por procesos de «crevassing». En base a los datos de campo y también a parte de los petrológicos cabe, además, la interpretación, menos probable, de que el medio sedimentario fuera lacustre salobre y esporádicamente evaporítico, donde la sedimentación se realizará, fundamentalmente, a partir de flujos gravitatorios de elevada densidad.

Los cuerpos arenosos son arcosas y subarcosas ricas en materia orgánica presentando, asociadas a la misma, una serie de concreciones (microgeodas) originadas posiblemente por acción bacteriana y de hongos. También son frecuentes las rizocrecciones y otras marcas de carácter edáfico.

Los cementos más significativos y abundantes y su secuencia de formación serían: óxidos de Fe y Mn, calcita, feldspato potásico, siderita, calcita ferrosa, anhidrita, dolomita, baritina, calcita y caolinita. Este tipo de secuencia de cementación no se parece a la encontrada en los sedimentos del Buntsandstein de áreas próximas en la Cordillera Ibérica y es bastante similar al encontrado por CASTELLTORT et al. (1987), en las areniscas de facies evaporíticas (sabkha costera), del Muschelkalk Medio de los Catalánides. Este hecho nos confirma la idea que por datos sedimentológicos de campo se había deducido, respecto a su ambiente de sedimentación y a su posible equivalencia lateral con el Muschelkalk Inferior y Medio de la Cordillera Ibérica en su extremo oriental y de los Catalánides.

De la tipología de los granos de cuarzo y de la composición de las areniscas se deduce que las áreas fuentes eran los gneises del Macizo Hespérico, al igual que para el Buntsandstein de áreas próximas (ARRIBAS et al., 1985), con influencia menos marcada de áreas metamórficas de bajo grado, al menos en los sedimentos arenosos.

Palabras clave: Sistema deltaico, Muschelkalk Medio, Arcosas, Procedencia, Diagénesis, Concreciones sideríticas, Materia orgánica.

ABSTRACT

The Buntsandstein sediments of the Ateca horst have been deposited in a transitional environment in supra and intratidal areas, in a deltaic system dominated by crevassing processes. According to field and petrological data, it is possible, with lesser probability, that the sedimentary environment could have been brackish lacustrine and even, sporadically evaporitic, where the sediments were transported by high density gravitational flows.

The intercalated sandstones are organic matter rich arkoses and subarkoses where siderite and Fe-Mn calcite bearing concretionary nodules (micro-geodes) are observed as associations to the former. They were possibly originated by microorganisms as bacteria and fungi. Also, other edaphic features as rhizocretions, are frequent.

The source rocks of the sandstone were, as in the nearly outcrops of Buntsandstein of the Iberian Range (ARRIBAS et al., 1985), predominantly gneisses of the Hesperian Massif with in the sandy sediments, a lesser influence of low grade metamorphic source areas.

In most of the sandstones, early diagenesis is dominated by Fe and Mn oxides, calcite, K-feldspar, siderite and ferro-calcite cements. In the mesodiagenesis, anhydrite, dolomite and barite cementation and in the telodiagenesis, the dedolomitization of dolomite cement, calcite and kaolinite pore filling and alteration of muscovite to kaolinite occurs.

(*) Dpto. de Petrología y Geoquímica. U. C. M. 28040 Madrid.

(**) Dpto. de Geología. Universidad Autónoma. 28193 Barcelona.

This sequence of cementation is not similar to those observed in nearby areas, in the Buntsandstein of the Iberian Range but, it is quite similar to the sequence found by CASTELLTORT et al., 1987, in evaporitic sandstones (coastal sabkha) of the Catalanides middle Muschelkalk. This fact, corroborates the idea deduced by field sedimentological data, in respect to sedimentary environment and the possible lateral equivalency with the middle and lower Muschelkalk of the Eastern part of the Iberian and the Catalanides Ranges.

Key words: Deltaic system, Middle Muschelkalk, Arkosic sandstones, Provenance, Diagenesis, Sideritic concretions, Organic matter.

INTRODUCCION

La Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, en los alrededores de Ateca, actuó como un umbral durante la sedimentación del Triásico Inferior (GARRIDO & VILLENA, 1977). En esta zona (figura 1), los sedimentos de facies Buntsandstein poseen un espesor de unos 100 m. La sucesión, en general, está formada por cuerpos de areniscas («lenticular bedding»), intercalados en una serie fundamentalmente pelítica (fig. 2). Esta se halla frecuentemente bioturbada, presenta en la parte inferior niveles de carbonatos de origen estromatolítico y, a lo largo de toda ella, existen tramos que han sufrido una edafización bastante intensa. Este hecho indica la existencia de paros sedimentarios más o menos prolongados.

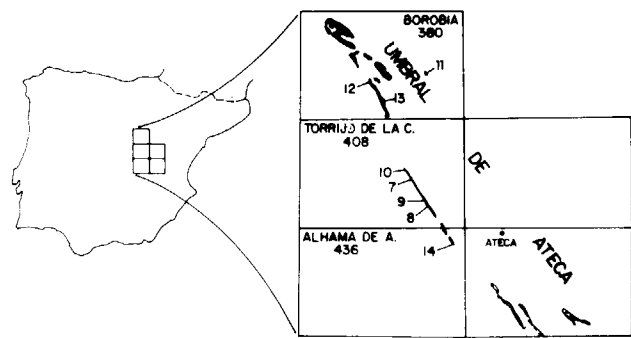


Figura 1.—Situación de los afloramientos del Buntsandstein y de las columnas levantadas (11, 12, etc.) en los alrededores del Umbral de Ateca.

En la sucesión pueden distinguirse dos tipos de cuerpos areniscosos: Unos claramente canalizados, en los que se observa localmente una acreción lateral, pudiendo interpretarse como de origen meandriforme; y otros, los más abundantes, limitados por planos paralelos a la escala del afloramiento, con organización interna típica de

facies deposicionales derivadas de flujos gravitatorios. En conjunto, estos cuerpos pueden interpretarse como depositados en un medio de transición, en áreas intra y supramareales, en un sistema deltáico dominado por procesos de «crevassing». En base a algunos de los datos sedimentológicos y diagenéticos, cabe, además, la interpretación, mucho menos probable, de que el medio sedimentario fuera lacustre más o menos salino, donde la sedimentación se realizará, fundamentalmente, a partir de flujos gravitatorios de elevada densidad.

Posiblemente, en estas series están representados los equivalentes laterales del Muschelkalk, Inferior y Medio, de la Cordillera Ibérica en su extremo oriental, y de los Catalánides (fig. 3).

De lo expuesto se deduce que el Buntsandstein del Umbral de Ateca presenta una problemática particular puesta de manifiesto, por un lado, por su poco desarrollo y, por otro, por sus facies.

Como objetivos principales de este trabajo, nos proponemos la caracterización petrográfica de las areniscas, conocer su procedencia y la relación de las facies encontradas con los procesos diagenéticos que las han afectado. Para ello, se han utilizado las técnicas de microscopio petrográfico, microscopio electrónico de barrido (M.E.B.) con microanalizador (EDS) y electrones retrodispersados (backscattered) y catadoluminiscencia (C.L.).

1. PETROLOGIA

1a) Composición y textura de las areniscas

Las areniscas son principalmente arcosas y subarcosas subordinadas (fig. 4) con escasa matriz arcillosa (de 0 a 6 por 100). El tamaño de grano dominante es el de arena gruesa a muy gruesa (1-2 mm. de diámetro), con clastos subredondeados y una selección de buena a muy buena (0,35-

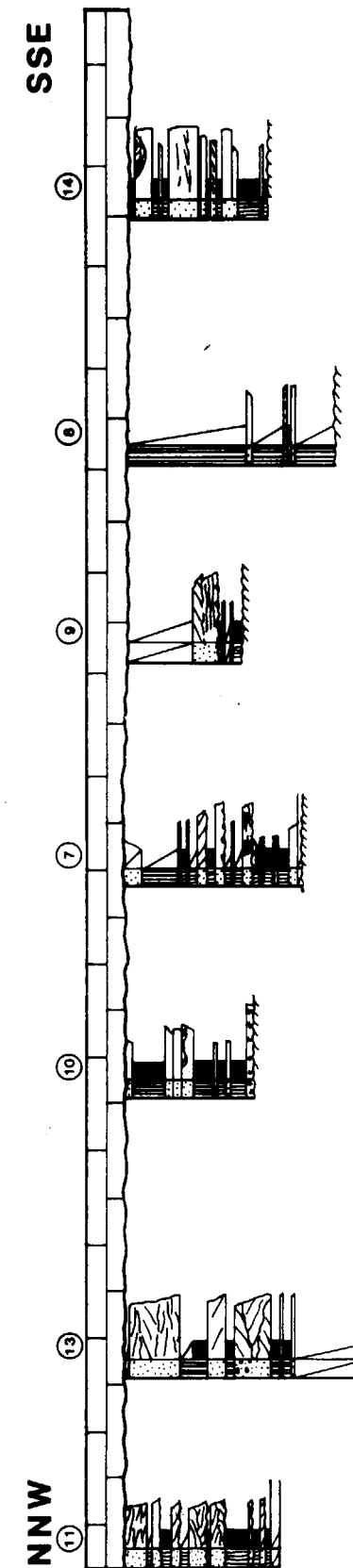


Figura 2.—Columnas litoestratigráficas del Buntsandstein (los números de las columnas corresponden a los de la figura 1).

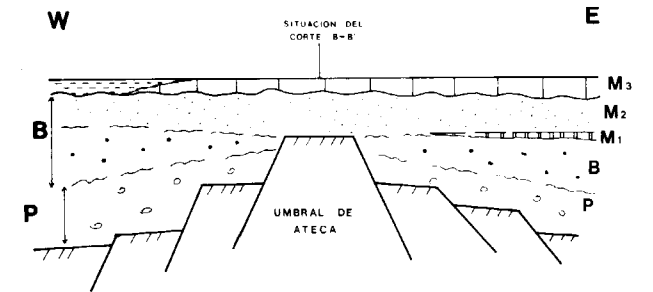


Figura 3.—Esquema del Umbral de Ateca y de la sedimentación permo-triásica en una transversal O-E de la Cordillera Ibérica, con la posición aproximada de las columnas levantadas B-B'.

0,5 phi). El tipo de contacto entre los clastos es puntual y, en escasas ocasiones, largo.

Respecto a su composición, además de cuarzo predominantemente monocristalino, aparece Fto-K (microclina y ortosa, así como granos con crecimientos peritéticos, subordinados). El Fto-K se presenta, o bien muy alterado a illita o interestratificados I-E, o bien conservado y con un importante recrecimiento. La plagioclasa está en

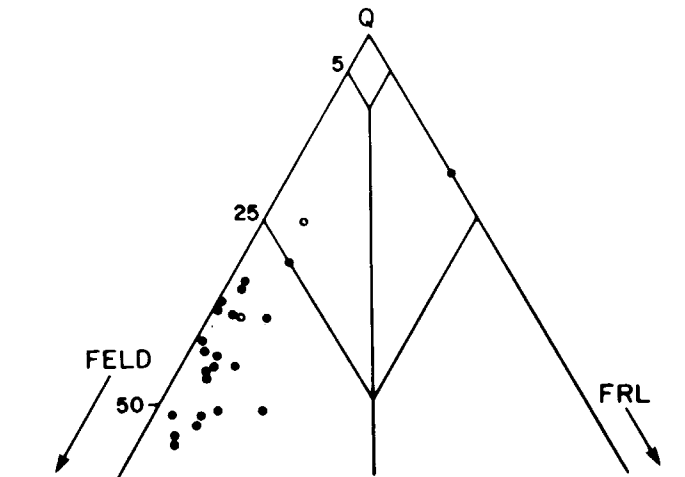


Figura 4.—Composición petrológica de las areniscas del Buntsandstein del Umbral de Ateca y clasificación de las mismas, según el triángulo de PETIJOHN et al. (1972).

proporciones menores del 3 por 100 y muy alterada a illita e interestratificados I-E. Los fragmentos de roca son esquistos micáceos y metapizarras (entre 5 y 10 por 100). Las micas presentes son moscovita y biotita subordinada, con porcentajes globales de 0 a 7 por 100. Otros componentes accesorios son los cantos blandos arcillosos de color rojo y en menor proporción otros de tonos verdosos.

La matriz actualmente presente es, como ya dijimos, escasa y procede de la alteración de los feldespatos a illita e interestratificados I-E (epimatriz de DICKINSON, 1970) o bien, de la precipitación de caolinita-dickita como «pore-filling» (WILSON & PITTMAN, 1977), más el reemplazamiento sistemático de moscovita a caolinita-dickita. La aparición de alguna «arcosic-wackes» se debe a la presencia de arcilla infiltrada por «burrwing», a los «clay coat» (GALLOWAY, 1974), originados por procesos edáficos y finalmente a la pseudomatriz originada por la rotura y descomposición de cantos blandos arcillosos.

Es muy común la presencia de materia orgánica, unas veces muy compactada y relleno de la porosidad inicial, por lo que es difícil su identificación y otras, mejor preservada, formando concreciones parecidas a microgeodas (figs. 5 y 6) con diámetros de hasta 12-14 mm. y que se han desarrollado con cierto control estratigráfico. Existen en una micrita muy rica en óxidos de Fe y Mn, con textura «clotted» o peloidal que engloba y cementa a los granos siliciclásticos (figuras 5 y 8A). En la parte más interna o núcleo, y reemplazados por dolomita y/o calcita, existen unas huellas de filamentos radiales que relacionamos con posibles cianobacterias. En las envueltas, muy irregulares, ricas en siderita con distintos contenidos en Fe y Mn, se desarrollan cristales idiomorfos, romboidales o poligonales zonados, apareciendo varios de ellos adosados. Su composición es de dolomita, anhidrita y/o baritina (figs. 5 y 6).

Según MONTY & HARDIE (1976) algunos de los tipos microestructurales de algas, cuando se desecan, se rompen en polígonos algares «algal polygons», pudiendo, posteriormente, rellenarse las grietas de calcita, anhidrita, dolomita o baritina, según la composición más o menos salina y/o alcalina de las aguas connatas, como hemos podido observar en nuestro caso. ESTEBAN & PRAY (1983) también describen un tipo de fábr-

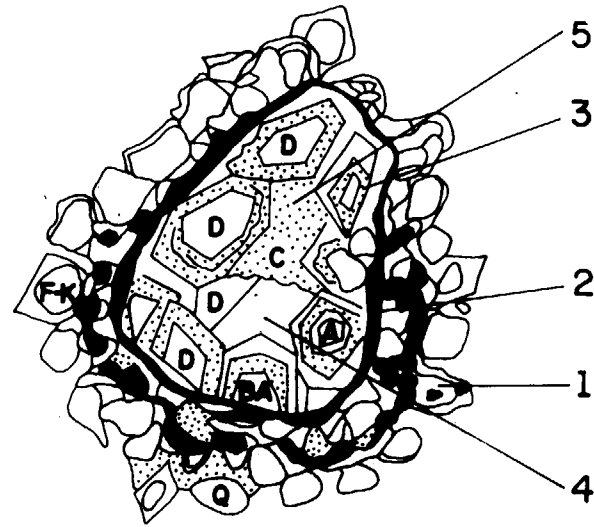


Figura 5.—Esquema de una concreción (microgeoda) vista al microscopio petrográfico, donde se pueden apreciar las cinco generaciones de carbonatos que hemos distinguido mediante C, L, D: dolomita; C: calcita; A: anhidrita; BA: baritina; F-K: feldespato potásico recrecido. La zona negra sería la siderita y algo de pirita.

ca de los pisoides y pisolitos como en disposición poligonal, por un último estado de cementación desplazante, lo cual también se podría aplicar a las concreciones encontradas.

En el capítulo de diagénesis haremos un análisis más detallado al posible origen de estas concreciones que por sus características texturales y composición parecen deberse a actividad microbiana, en etapas tempranas de la diagénesis de la materia orgánica.

1b) Procedencia de las arcosas

De la proyección de los tipos de cuarzo de las arcosas en el diagrama de BASU et al. (1975) (fig. 7) se puede observar que las muestras estudiadas se sitúan dentro de los campos de procedencia plutónica (1) y metamórfica de alto y medio grado (2). Si se compara su proyección con los datos obtenidos por ARRIBAS et al., (1985), para otras series de areniscas del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica, comprobamos que en estos mismos límites estarían situadas también las areniscas del Umbral de Ateca. Su

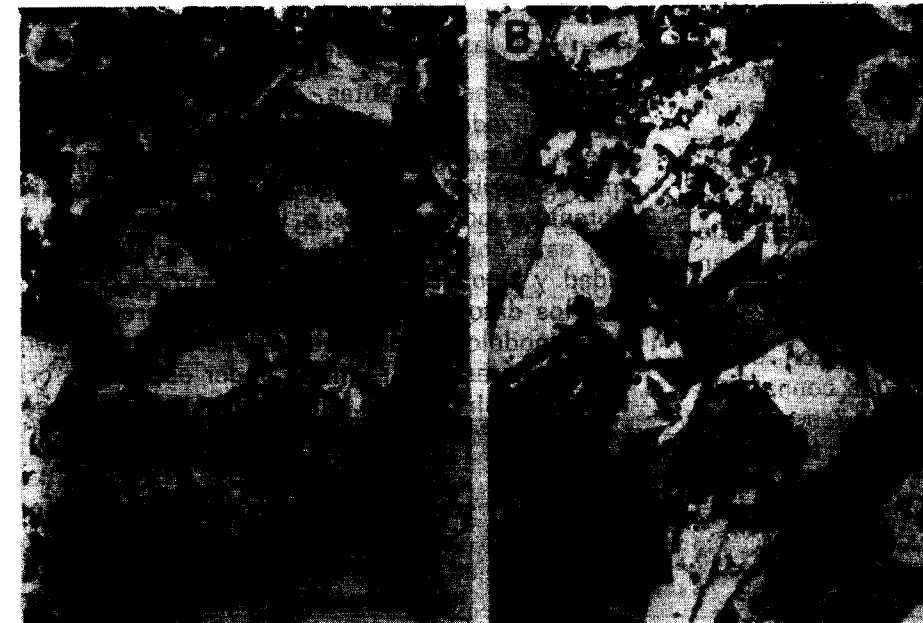


Figura 6A.—Detalle de rombos zonados y adosados con núcleos de dolomita y anhidrita, reemplazando a la siderita peloidal y bordeando el poro central de la microgeoda, a su vez rellena de dolomita. Nícoles paralelos. Escala: 0,5 mm.

Figura 6B.—Otro detalle de rombos zonados con inclusiones de materia orgánica microfilamentosa y cemento dolomítico cerrando la cavidad central de la microgeoda. Nícoles cruzados. Escala: 0,5 mm.

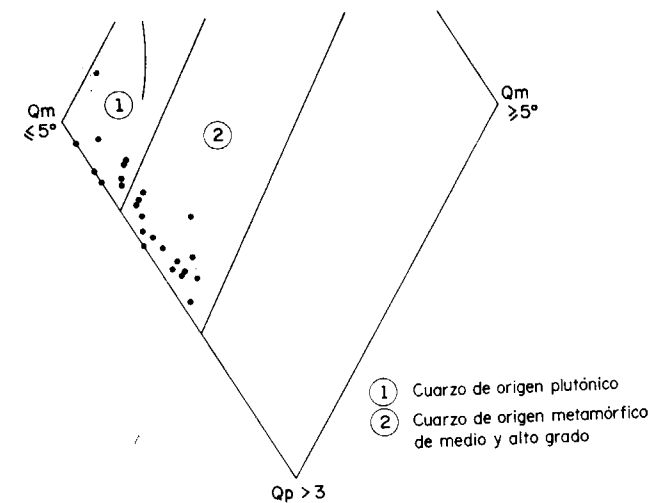


Figura 7.—Localización de los tipos de cuarzo de las arcosas del Umbral de Ateca en el diagrama de procedencia de BASU et al. (1975).

composición se extiende en paralelo con la evolución normal de los cuarzoes hacia la forma más estable de tipo $\leq 5^\circ$ desde una fuente gneíscica y sus correspondientes arroyos de cabecera (flecha 1 en la fig. 4 de ARRIBAS et al., 1985). No obstante, la representación de las muestras estudiadas se hace algo más próxima a la cara

$Q_m \leq 5^\circ - Q_p > 3$ del triángulo inferior, lo que indicaría una gran proximidad de las áreas fuentes gneíscicas, en este caso, al igual que las muestras del Buntsandstein de Atienza, Sigüenza y La Alameda (véase fig. 4 de ARRIBAS et al., 1985). Según los datos estadísticos de BASU et al. (1975), los cuarzoes ígneos plutónicos muestran una media de valores de extinción no ondulante ($< 5^\circ$) sensiblemente mayor que los cuarzoes metamórficos de bajo grado, con lo que la contaminación por este tipo de áreas fuentes sería aún menor que en las otras zonas citadas de la Cordillera Ibérica. También hay que considerar la posibilidad de la presencia de una cementación carbonatada o evaporítica temprana que impidiera la compactación mecánica e inhibiera la aparición de ondulosidad en el cuarzo. De acuerdo, pues, con los datos obtenidos y la comparación establecida, podemos deducir una procedencia dominante a partir de los gneises «Ollo de Sapo», que estarían situados al O de la Cordillera Ibérica, en el Macizo Hespérico.

Por otro lado, la gran riqueza en Fto-K de estas arcosas frente a la plagioclasa (< 3 por 100), puede relacionarse, siguiendo las ideas de JOHANSEN (1988) con climas áridos y fuentes cratónicas. También este autor propone cuatro posibles procesos que podrían explicar la alta rela-

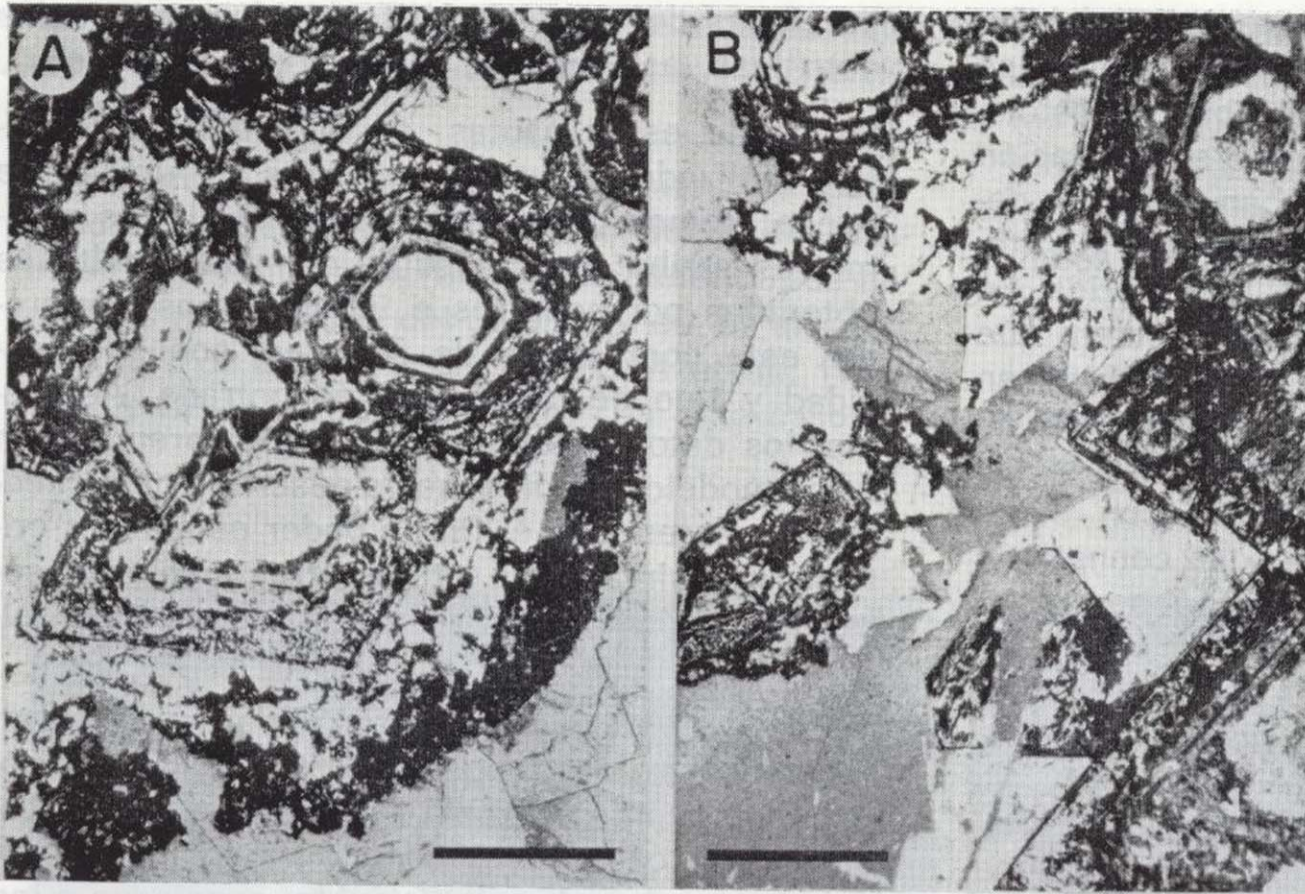


Figura 6A.—Detalle de rombos zonados y adosados con núcleos de dolomita y anhidrita, reemplazando a la siderita peloidal y bordeando el poro central de la microgeoda, a su vez rellena de dolomita. Nícoles paralelos. Escala: 0,5 mm.

Figura 6B.—Otro detalle de rombos zonados con inclusiones de materia orgánica microfilamentosa y cemento dolomítico cerrando la cavidad central de la microgeoda. Nícoles cruzados. Escala: 0,5 mm.

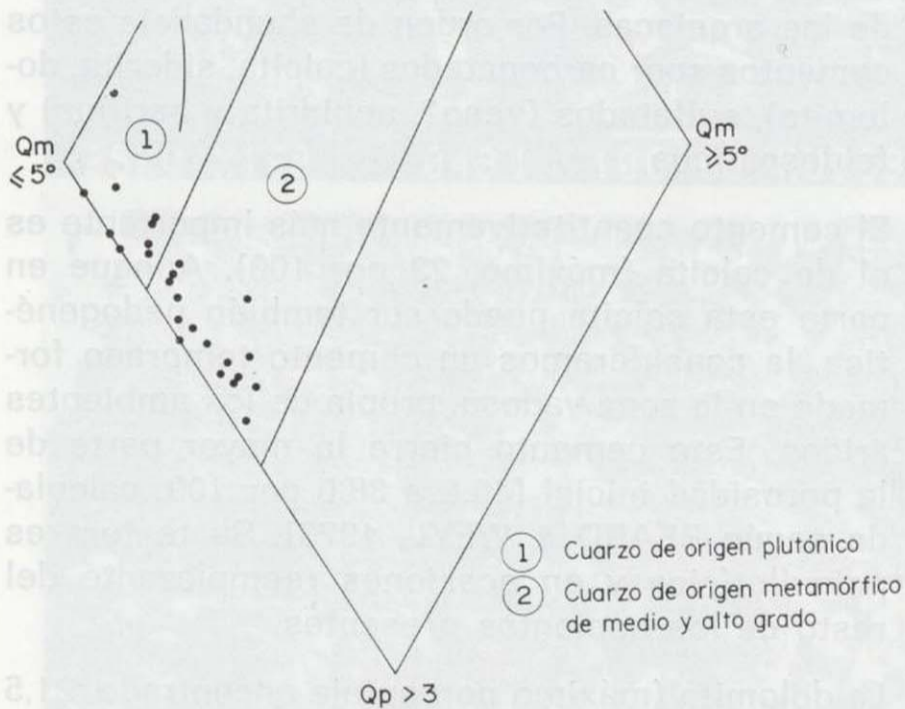


Figura 7.—Localización de los tipos de cuarzo de las arcosas del Umbral de Ateca en el diagrama de procedencia de BASU et al. (1975).

composición se extiende en paralelo con la evolución normal de los cuarzoes hacia la forma más estable de tipo $\leq 5^\circ$ desde una fuente gneíscica y sus correspondientes arroyos de cabecera (flecha 1 en la fig. 4 de ARRIBAS et al., 1985). No obstante, la representación de las muestras estudiadas se hace algo más próxima a la cara

$Q_m \leq 5^\circ - Q_p > 3$ del triángulo inferior, lo que indicaría una gran proximidad de las áreas fuentes gneíscicas, en este caso, al igual que las muestras del Buntsandstein de Atienza, Sigüenza y La Alameda (véase fig. 4 de ARRIBAS et al., 1985). Según los datos estadísticos de BASU et al. (1975), los cuarzoes ígneos plutónicos muestran una media de valores de extinción no ondulante ($< 5^\circ$) sensiblemente mayor que los cuarzoes metamórficos de bajo grado, con lo que la contaminación por este tipo de áreas fuentes sería aún menor que en las otras zonas citadas de la Cordillera Ibérica. También hay que considerar la posibilidad de la presencia de una cementación carbonatada o evaporítica temprana que impidiera la compactación mecánica e inhibiera la aparición de ondulosidad en el cuarzo. De acuerdo, pues, con los datos obtenidos y la comparación establecida, podemos deducir una procedencia dominante a partir de los gneises «Ollo de Sapo», que estarían situados al O de la Cordillera Ibérica, en el Macizo Hespérico.

Por otro lado, la gran riqueza en Fto-K de estas arcosas frente a la plagioclasa (< 3 por 100), puede relacionarse, siguiendo las ideas de JOHANSEN (1988) con climas áridos y fuentes cratónicas. También este autor propone cuatro posibles procesos que podrían explicar la alta rela-

ción Fto-K/plagioclasa de las areniscas del Paleozoico Superior de Estados Unidos. Una de las hipótesis, sería la removilización postdeposicional diagenética de la plagioclasa o su alteración a Fto-K. MORAD et al. (1989) han citado y demostrado esta posibilidad, para parte de los Fto-K del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica. En otra hipótesis, JOHANSEN (1988) considera que ni el Fto-K ni la plagioclasa son estables en aguas de mar, debido a que la abundancia de SiO_2 en tales aguas, es muy baja. Pero si las aguas marinas están en equilibrio con sílice amorfa, lo cual es normal en el agua connata de sedimentos marinos, entonces el Fto-K será estable (HESS, 1966). Por otro lado, si el Na es removilizado del agua del mar por la precipitación de halita, el Fto-K será incluso más estable con respecto a la plagioclasa (JOHANSEN, 1988). Finalmente, este autor sugiere que la meteorización, dentro de ambientes deltáicos en clima árido o ciclos repetitivos de arenas, a través de ambientes costeros, podrían ser tenidos en cuenta para la falta de plagioclasa en subarcosas con Fto-K. Esta hipótesis también tendría validez aplicada a las arcosas estudiadas, ya que, según hemos deducido, se han sedimentado en un ambiente similar. De todas formas, JOHANSEN (1988) dice que la importancia de la removilización de las plagioclasas, durante la meteorización o el transporte, sólo se podría saber, cuando se haga un estudio completo de las lutitas asociadas con las areniscas, donde parecen concentrarse estos minerales en mayores proporciones.

1c) Diagénesis de las arcosas

KANTAROWICK (1985) cita como principales controles de la diagénesis sobre los sedimentos arenosos, los siguientes: procedencia, mineralogía deposicional, química de las aguas intersticiales, presión y temperatura de enterramiento, la exhumación y la diagénesis de las lutitas intercaladas; existiendo otros factores que nosotros consideramos menos importantes, y más difíciles de controlar, al menos en el caso estudiado. En esta misma línea, STONECIPHER et al. (1984) esquematizan la relación entre la diagénesis con el ambiente deposicional mediante la geometría de los cuerpos de arena, las texturas sedimentarias, la tectónica, la procedencia, las pro-

porciones de arenas a lutitas en las secuencias detríticas, así como la mineralogía detrítica.

Siguiendo estas pautas, en el estudio diagenético realizado sobre las areniscas del umbral de Ateca, iremos relacionando muchos de los parámetros arriba mencionados, con los resultados obtenidos por nosotros e intentaremos comprobar esta confluencia de factores, con la intensidad y tipo de diagénesis encontrada. Asimismo, los datos obtenidos, los compararemos con otros modelos de diagénesis descritos para cuencas similares, con el fin de poder establecer criterios que sirvan para futuras investigaciones, sobre la diagénesis de arcosas en secuencias deltáicas.

Del análisis petrográfico efectuado destacan, en primer lugar, los rasgos de edafización, tales como: presencia de arcilla infiltrada por bioturbación, «clay coats» arcillosos y gran contenido en óxidos y carbonatos de Fe y Mn, asociados a las concreciones orgánicas. En segundo lugar, se observa la aparición de cementos muy tempranos que han impedido la compactación mecánica de las areniscas. Por orden de abundancia estos cementos son: carbonatados (calcita, siderita, dolomita), sulfatados (yeso?, anhidrita y baritina) y feldespatos.

El cemento cuantitativamente más importante es el de calcita (máximo, 23 por 100). Aunque en parte esta calcita puede ser también pedogenética, la consideramos un cemento temprano formado en la zona vadosa, propia de los ambientes áridos. Este cemento cierra la mayor parte de la porosidad inicial (40,8 a 38,0 por 100, calculada según BEARD & WEYL, 1973). Su textura es poiquilotípica y en ocasiones reemplazante del resto de los cementos presentes.

La dolomita (máximo porcentaje encontrado, 21,5 por 100) es, en general, poiquilotípica, presentándose como núcleo de alguna de las concreciones algares (figs. 5 y 6), como rombos zonados, en parte dedolomitizados, y como parches dispersos, reemplazando a los rombos de siderita.

La siderita (máximo, 12 por 100 y media entre 0-5 por 100) aparece como rombos microcristalinos, asociados a la materia orgánica y borde externo de las concreciones y rodeando a los feldespatos potásicos recrecidos, a los que reemplaza, indicando que su formación es poste-

rior a este cemento. A su vez, la siderita está reemplazada por dolomita, anhidrita y calcita (figuras 5, 8A, B y C).

Al contrario que en otros depósitos de Buntsandstein de la Cordillera Ibérica, donde el «coating» diagenético temprano (eodiagenético) de hematites es causante del color rojo en las arcosas (MARFIL et al., 1977; DE LA PEÑA et al., 1983; DE LA CRUZ et al., 1987; etc.), en este caso, el

proceso causante del color rojo es la reacción telodiagenética de siderita \rightarrow calcita + hematites (fig. 8C), constante en todas las muestras estudiadas. Los óxidos de Fe llegan a alcanzar valores de hasta 30,8 por 100, pero los valores normales oscilan alrededor de 5 por 100 del total de la arcosa (fig. 8D).

La secuencia de cementos carbonatados que podemos deducir del examen mediante catodolumi-

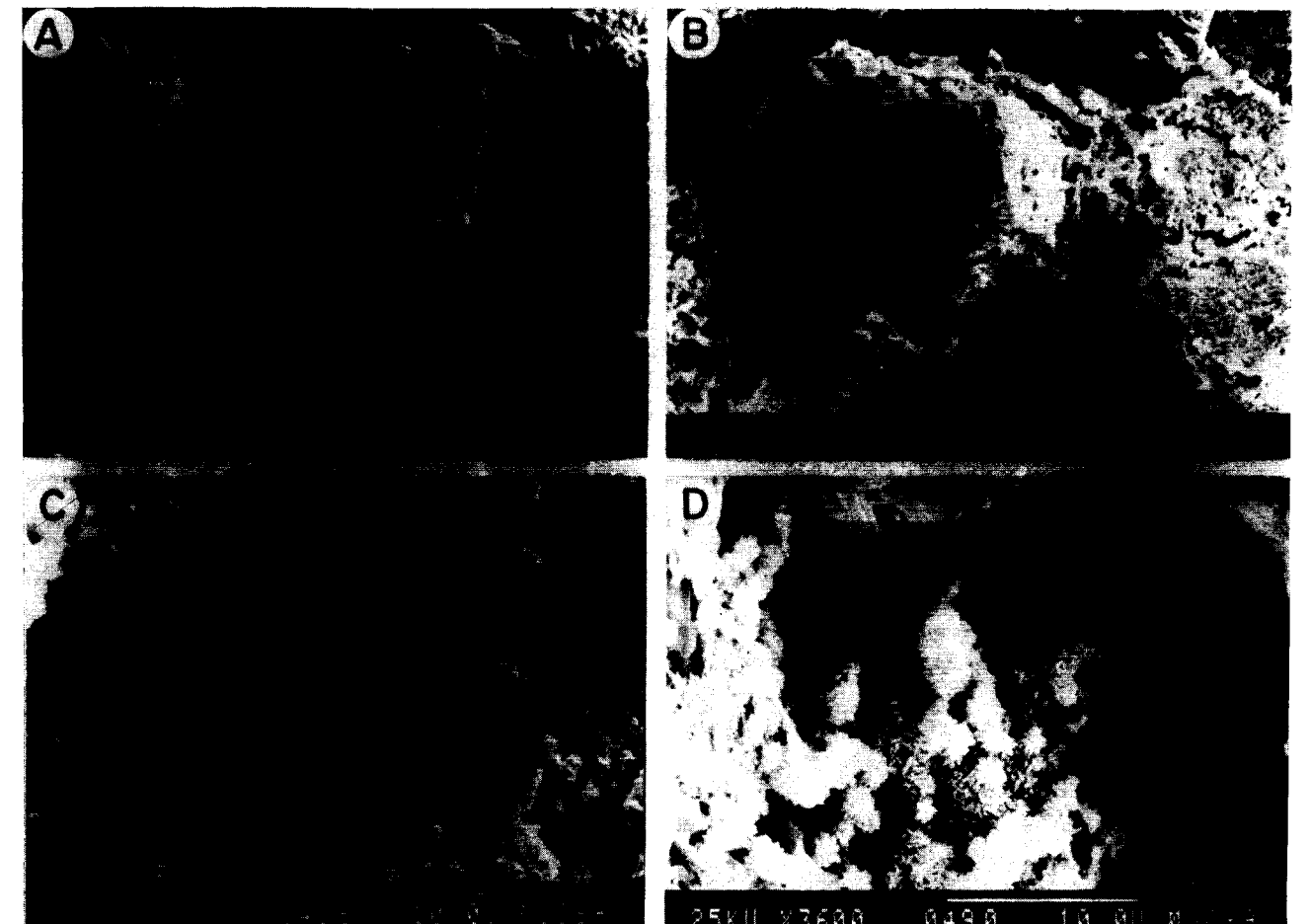


Figura 8A.—Microfotografía al M. E. B. de la siderita peloidal de una concreción, con fisuras curvadas concéntricas (posible relación con bioturbación por raíces). Composición global: Ca, Fe, Si, K y trazas de Ti.

Figura 8B.—Microfotografía al M. E. B. de cemento y reemplazamiento de anhidrita, sobre siderita de aspecto pulverulento. Análisis global: Ca, Fe, Mg y Mn.

Figura 8C.—Microfotografía al M. E. B. donde se aprecia la disolución de la siderita, y de la formación en los poros de bastoncitos de hematites.

Figura 8D.—Microfotografía al M. E. B. de un poro relleno de goethita, resultado final de la alteración telodiagenética de la siderita.

rior a este cemento. A su vez, la siderita está reemplazada por dolomita, anhidrita y calcita (figuras 5, 8A, B y C).

Al contrario que en otros depósitos de Buntsandstein de la Cordillera Ibérica, donde el «coating» diagenético temprano (eodiagenético) de hematites es causante del color rojo en las arcosas (MARFIL et al., 1977; DE LA PEÑA et al., 1983; DE LA CRUZ et al., 1987; etc.), en este caso, el

proceso causante del color rojo es la reacción telodiagenética de siderita \rightarrow calcita + hematites (fig. 8C), constante en todas las muestras estudiadas. Los óxidos de Fe llegan a alcanzar valores de hasta 30,8 por 100, pero los valores normales oscilan alrededor de 5 por 100 del total de la arcosa (fig. 8D).

La secuencia de cementos carbonatados que podemos deducir del examen mediante catodolumi-

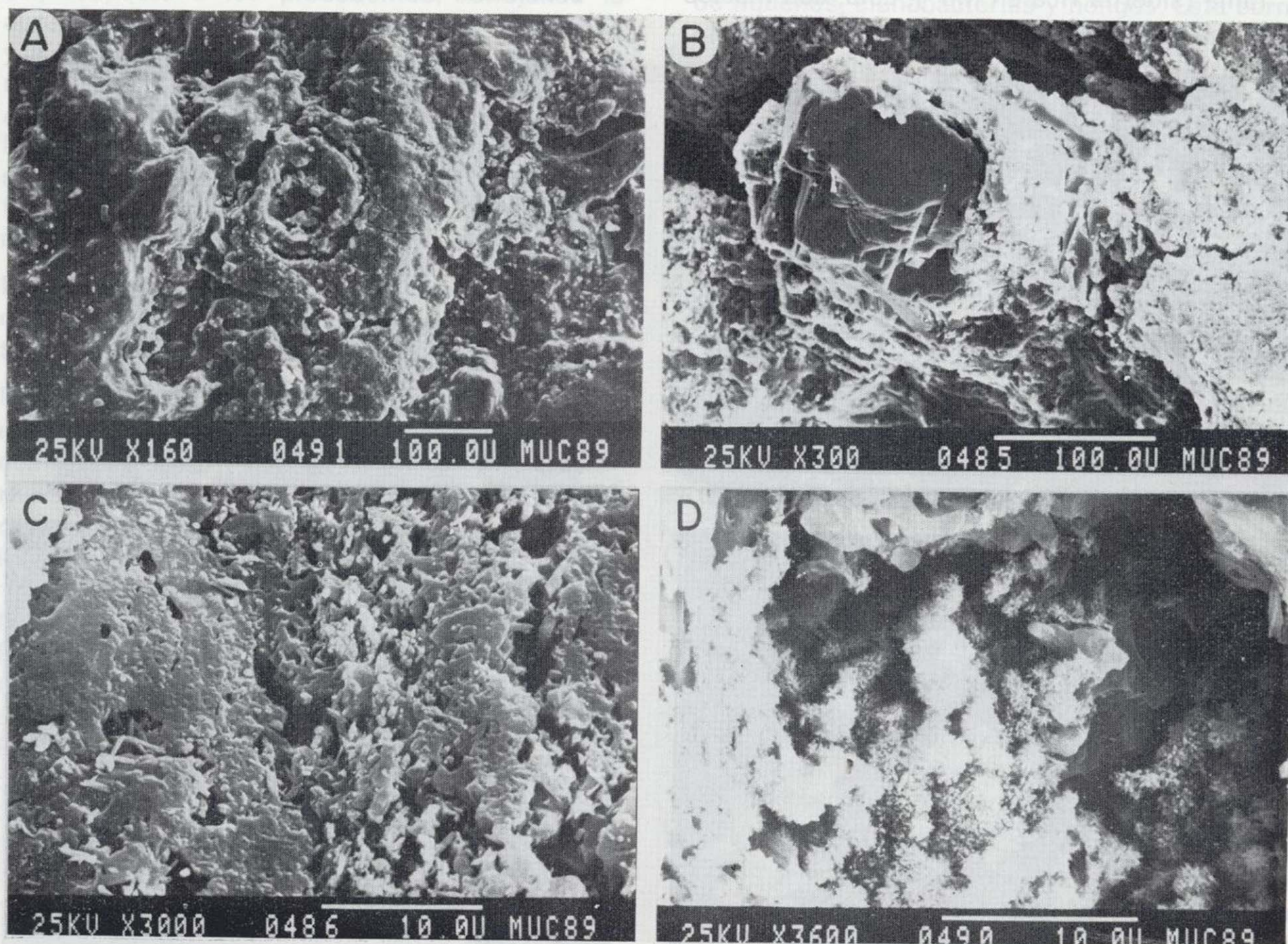


Figura 8A.—Microfotografía al M. E. B. de la siderita peloidal de una concreción, con fisuras curvadas concéntricas (posible relación con bioturbación por raíces). Composición global: Ca, Fe, Si, K y trazas de Ti.

Figura 8B.—Microfotografía al M. E. B. de cemento y reemplazamiento de anhidrita, sobre siderita de aspecto pulverulento. Análisis global: Ca, Fe, Mg y Mn.

Figura 8C.—Microfotografía al M. E. B. donde se aprecia la disolución de la siderita, y de la formación en los poros de bastoncitos de hematites.

Figura 8D.—Microfotografía al M. E. B. de un poro relleno de goethita, resultado final de la alteración telodiagenética de la siderita.

niscencia, en las zonas donde aparecen las microgeodas, y del borde al centro del poro en el núcleo (fig. 5) sería:

Primera generación no luminiscente que engloba granos de cuarzo y feldespato (es siderita con reemplazamiento de parte del Fe^{+2} por Mn^{+2} , aunque este carbonato también puede dar luminiscencia naranja, según LAMIRAUX (1977) (en MATTER & RANSEYER, 1985) (figuras 9A y C).

Segunda generación luminiscente brillante naranja (siderita rica en Mn^{+2}). Esta, con nícoles

paralelos, es la de aspecto más oscuro (figuras 9B y D).

Tercera generación, con delgada zonación de color naranja, rica también en Mn^{+2} (calcita con sustitución por Mn^{+2}), alternando con capas no luminiscentes (pirita y/o siderita (figuras 9B y D).

Cuarta generación mate o grisácea, casi no luminiscente de dolomita (figs. 9B y D). Asimismo, mediante C.L. hemos podido observar que la textura peloidal interna de estas concreciones, unas veces permanece no luminis-

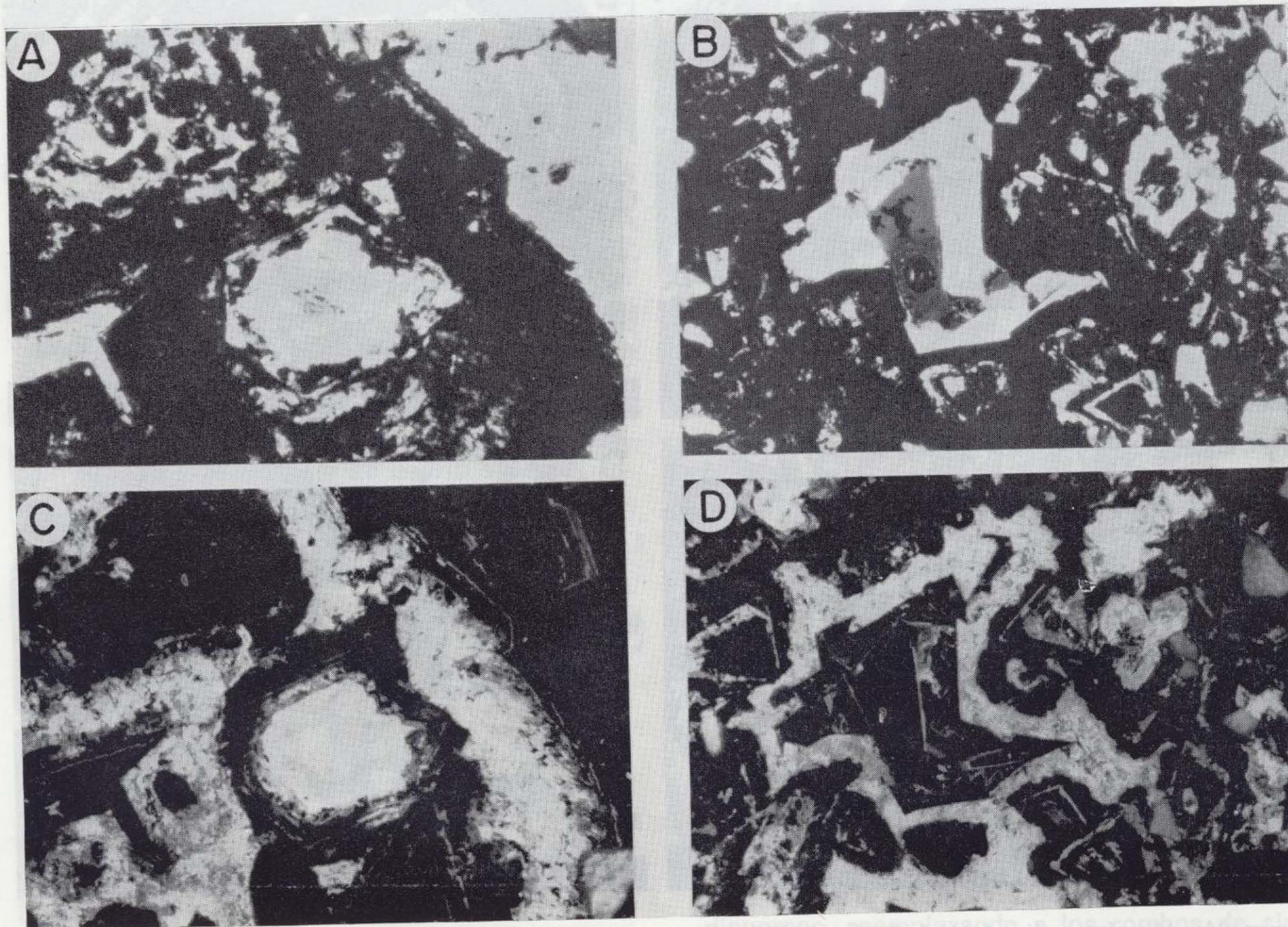


Figura 9A y C.—Microfotografía con nícoles paralelos y C. L. respectivamente, de un detalle de la segunda generación luminiscente brillante, naranja, muy rica en Mn^{+2} y de la tercera generación zonada, también naranja. La parte superior derecha, no luminiscente o mate, sería la cuarta generación de dolomita que rellena el hueco central de la microgeoda.

Figura 9B y D.—Microfotografía con nícoles paralelos y C. L., respectivamente, de un núcleo no luminiscente de dolomita (cuarta generación), rombos zonados, con color naranja, de calcita (tercera generación); una zona, la más oscura, con nícoles paralelos y con C. L. luminiscente naranja (segunda generación). En las partes más externas, se aprecia la primera generación no luminiscente que engloba granos de cuarzo y feldespato-K.

niscencia, en las zonas donde aparecen las microgeodas, y del borde al centro del poro en el núcleo (fig. 5) sería:

Primera generación no luminiscente que engloba granos de cuarzo y feldespato (es siderita con reemplazamiento de parte del Fe^{+2} por Mn^{+2} , aunque este carbonato también puede dar luminiscencia naranja, según LAMIRAUX (1977) (en MATTER & RANSEYER, 1985) (figuras 9A y C).

Segunda generación luminiscente brillante naranja (siderita rica en Mn^{+2}). Esta, con nícoles

paralelos, es la de aspecto más oscuro (figuras 9B y D).

Tercera generación, con delgada zonación de color naranja, rica también en Mn^{+2} (calcita con sustitución por Mn^{+2}), alternando con capas no luminiscentes (pirita y/o siderita (figuras 9B y D).

Cuarta generación mate o grisácea, casi no luminiscente de dolomita (figs. 9B y D). Asimismo, mediante C.L. hemos podido observar que la textura peloidal interna de estas concreciones, unas veces permanece no luminis-

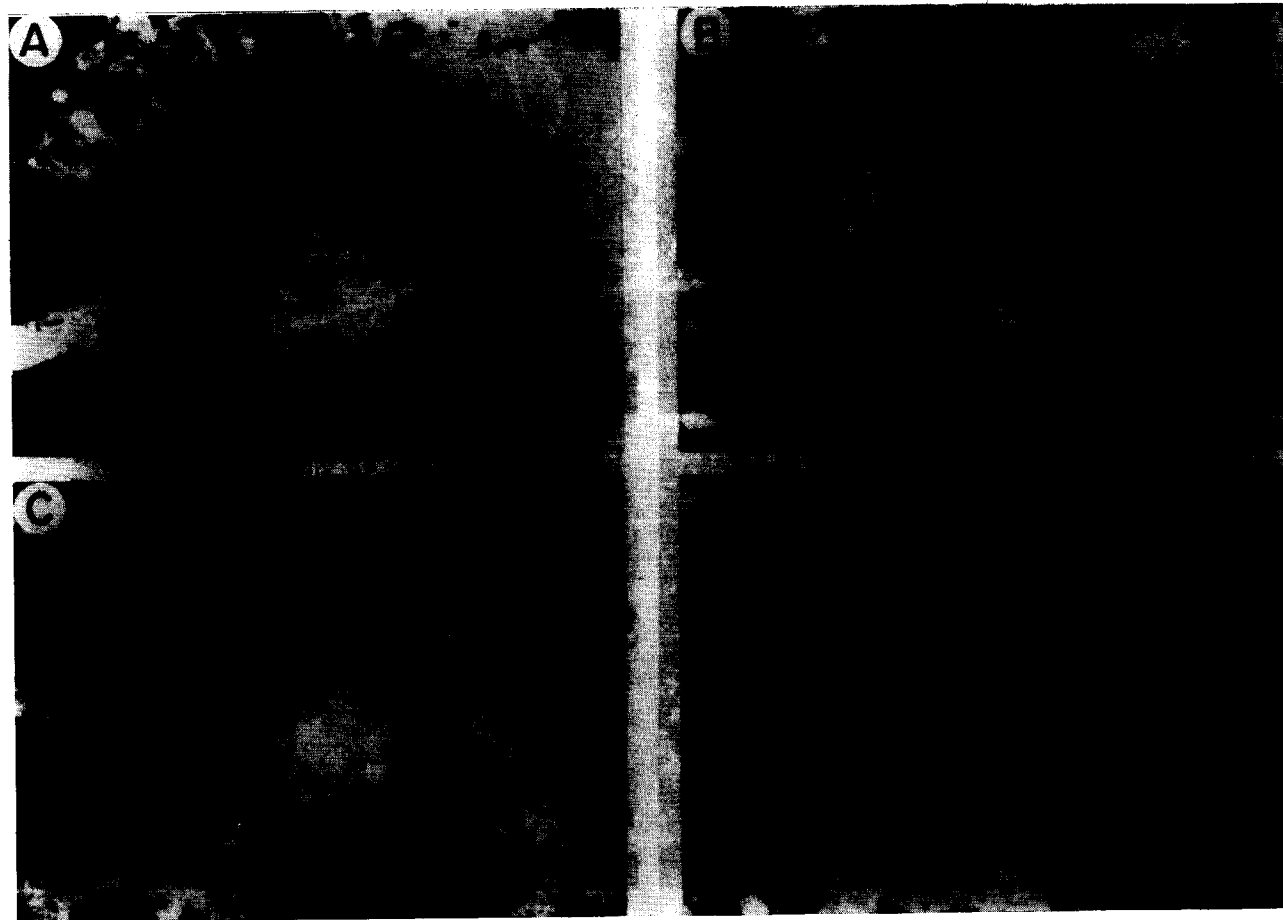


Figura 9A y C.—Microfotografía con nícoles paralelos y C. L. respectivamente, de un detalle de la segunda generación luminiscente brillante, naranja, muy rica en Mn^{+2} y de la tercera generación zonada, también naranja. La parte superior derecha, no luminiscente o mate, sería la cuarta generación de dolomita que rellena el hueco central de la microgeoda.

Figura 9B y D.—Microfotografía con nícoles paralelos y C. L., respectivamente, de un núcleo no luminiscente de dolomita (cuarta generación), rombóicos zonados, con color naranja, de calcita (tercera generación); una zona, la más oscura, con nícoles paralelos y con C. L. luminiscente naranja (segunda generación). En las partes más externas, se aprecia la primera generación no luminiscente que engloba granos de cuarzo y feldespato-K.

cente, con lo que parece confirmarse que son formas framboidales de pirita. En otras ocasiones es muy luminiscente naranja y amarillo, con lo cual corresponderían a calcita con sustituciones de Mn^{+2} , como hemos comprobado (MORAD et al., 1989), en otros cementos similares del techo del Buntsandstein.

En algunas microgeodas aparece una quinta generación formada por una banda final o central luminiscente amarilla que correspondería a la última generación de calcita. Este último cemento, así como los zonados de dolomita, son corrosivos con respecto a los precedentes, reflejando la agresividad de los distintos fluidos intersticiales y el ambiente geoquímico diagenético temprano muy influenciado por el medio de sedimentación. Asimismo, durante la mesodiagénesis, la circulación y el flujo de los fluidos sigue siendo intenso, en un medio altamente permeable y no difusivo; como ponen de manifiesto las corrosiones entre la generación cuarta y quinta.

La existencia sobre las concreciones de parches que con C. L. dan luminiscencia verdosa indican también que el Mn está como CO_3Mn .

Las muestras más ricas en concreciones fueron estudiadas al M. E. B., tanto en rotura fresca como en lámina delgada pulida. Los análisis se realizaron con un microanalizador por espectros de energía (EDS) que lleva incorporado el scanning modelo JEOL J. S. M.-35C. Asimismo, se examinaron las muestras mediante imágenes de electrones retrodispersados (backscattered), con el fin de detectar la presencia y relaciones de los minerales del Fe, Mn y Mg frente a la calcita más estequiométrica. Otra finalidad de este estudio fue la posibilidad del reconocimiento de restos de estructuras dentro de los carbonatos que pudiéramos relacionar con procesos microbiológicos. Sobre este particular, hemos encontrado que la siderita presenta una textura grumelar (figura 8A), y en ocasiones se reconocen bastantes restos orgánicos tanto de bacterias (figs. 10A y C) como de otros microorganismos (actinomicetos y otros restos vegetales sin estructura reconocible, figs. 10B, C y D). Los cocos bacterianos son similares a los encontrados por KRUMBEIN & GIELE (1979), en los estromatolitos del desierto Borrego (California) y en el del Sinaí (Israel), los cuales, según estos autores, se forman en zonas subaéreas y no cubiertas por agua,

nada más que en períodos de intensas lluvias. El tipo de bacteria que calcifica en este caso es la cianobacteria *Pleurocapsa* sp., la cual se presenta como vainas unicelulares, en colonias maduras, o bien como hileras de células que le confieren el aspecto de filamento. Estos autores las describen incluso, sobre base feldespática, como en nuestro caso.

Respecto a la presencia de hongos, también KRUMBEIN & JENS (1981), apuntan hacia la formación de lo que llaman «barniz de las rocas» o «barniz del desierto» producido por la actividad de líquenes, cianobacterias y hongos. Este barniz biogénico, ejemplo característico de un ecosistema microbiano, se adapta a los ambientes más extremos actuales del planeta. Alta irradiación y extremadamente baja actividad del agua. En este ambiente se producen la precipitación del Fe y Mn como parches, sobre los micelios de los hongos, existiendo además una asociación simbiótica de hongos y bacterias, tal como hemos podido observar en nuestras observaciones al M. E. B.

Mediante microanálisis, asociados a la siderita y calcita ferrosa se han encontrado, además del Mn, Ba, Zn, Ni y Cu, los cuales corroboran una génesis microbiana para estos carbonatos (CHOW and GOLDBERG, 1961; FERRIS et al., 1987).

Por otro lado, la geoquímica de las aguas que reflejan los cementos, con presencia de calcita, calcita ferrosa, siderita, óxidos y carbonatos de Mn, pueden relacionarse con la periódica entrada de aguas continentales (BERNER, 1971; HAWKINS, 1978) en el medio de transición propuesto. El proceso de «burrowing», que es tan frecuente en estos sedimentos, parece contribuir asimismo al enriquecimiento en Mn.

BOLES & RAMSEYER (1987) también se refieren a la asociación del Mn^{+2} con la calcita en las aguas intersticiales de origen meteórico, observando que este hecho es muy frecuente en muchos asentamientos geológicos. Con anterioridad MEYER (1974) encuentra un gran enriquecimiento de Mn^{+2} en los cementos de calcita, formados durante exposiciones subaéreas, y en rizolitos calcáreos («root casts») asociados con sedimentos reducidos, en las zonas marginales lacustres, en el este de África.

HAWKINS (1978) señala que la alta concentración de siderita en los sedimentos arenosos puede estar relacionada con el aporte de Fe^{+2} de las facies arcillosas adyacentes, procedentes de la descomposición de la biotita y de los Fe^{+2} , introducidos por las aguas fluviales, enriquecidas en materia orgánica, la cual permite las condiciones geoquímicas necesarias para la precipitación de este mineral.

Por último, cabe señalar que la secuencia de cementos carbonatados pone de manifiesto el progresivo empobrecimiento de Mn^{+2} con la evolución diagenética en profundidad.

El cemento de anhidrita está, en general, mal preservado, ya que es reemplazado por calcita o dolomita. Su máximo valor encontrado es del 2 por 100. Muestra texturas poiquilótípicas, o es

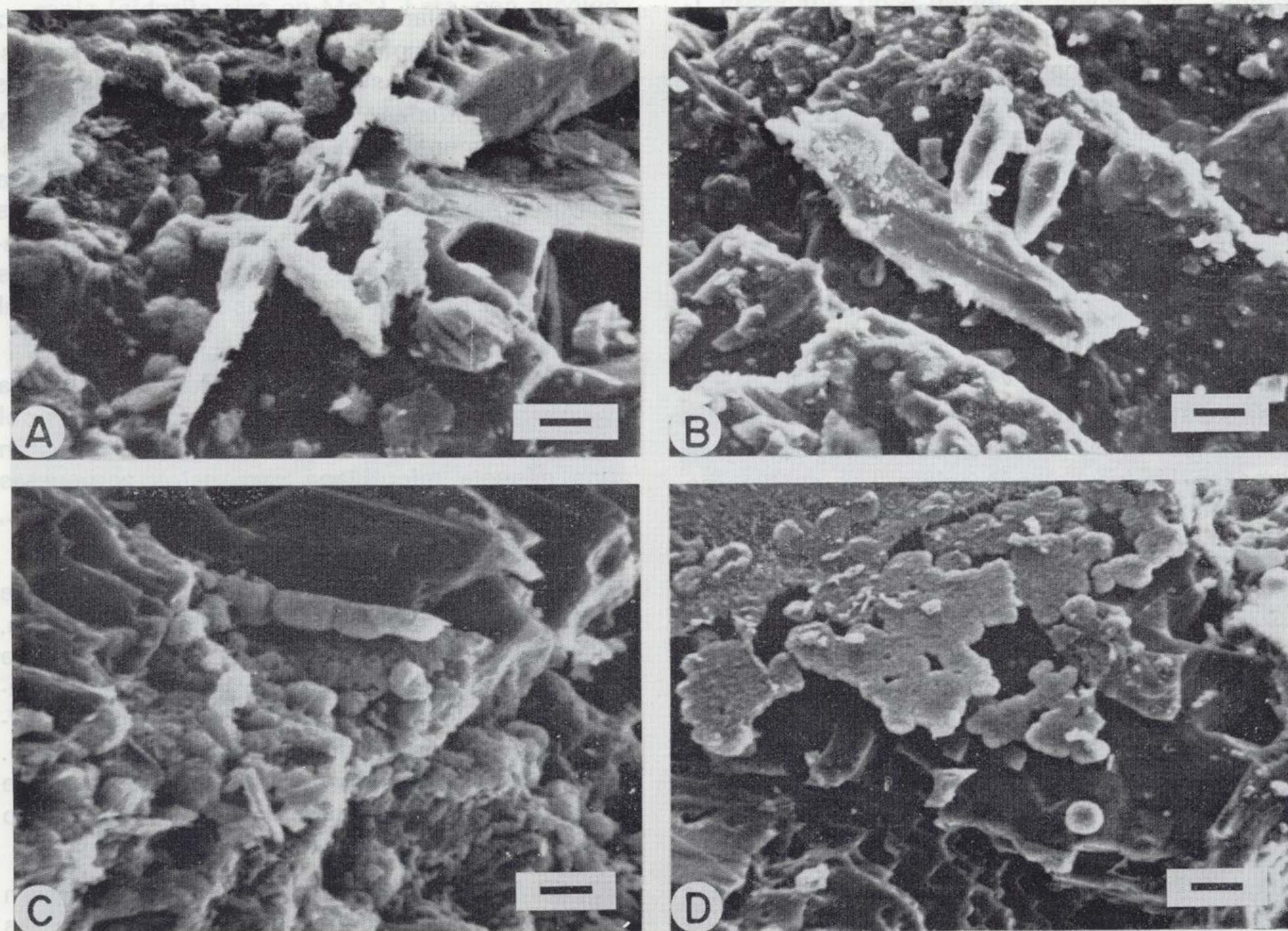


Figura 10A.—Microfotografía al M. E. B. de filamentos vegetales (filamentos fúngicos) con numerosos cocos bacterianos (posibles cianobacterias), sobre granos de cuarzo de una arcosa. Escala: 2 μ .

Figura 10B.—Microfotografía al M. E. B. de materia orgánica vegetal no estructurada y posibles restos de hifas de actinomicetos. Escala: 3,3 μ .

Figura 10C.—Microfotografía al M. E. B. del extremo de una hifa o micelio de un actinomiceto y numerosos cocos (se puede observar cómo se dividen), sobre feldespato potásico recrecido. Escala: 2,5 μ .

Figura 10D.—Microfotografía al M. E. B. de película o segregación siderítica de una concreción, formada por lipopolisacáridos, producidos por microorganismos. Escala: 5 μ .

HAWKINS (1978) señala que la alta concentración de siderita en los sedimentos arenosos puede estar relacionada con el aporte de Fe^{+2} de las facies arcillosas adyacentes, procedentes de la descomposición de la biotita y de los Fe^{+2} , introducidos por las aguas fluviales, enriquecidas en materia orgánica, la cual permite las condiciones geoquímicas necesarias para la precipitación de este mineral.

Por último, cabe señalar que la secuencia de cementos carbonatados pone de manifiesto el progresivo empobrecimiento de Mn^{+2} con la evolución diagenética en profundidad.

El cemento de anhidrita está, en general, mal preservado, ya que es reemplazado por calcita o dolomita. Su máximo valor encontrado es del 2 por 100. Muestra texturas poiquilóticas, o es

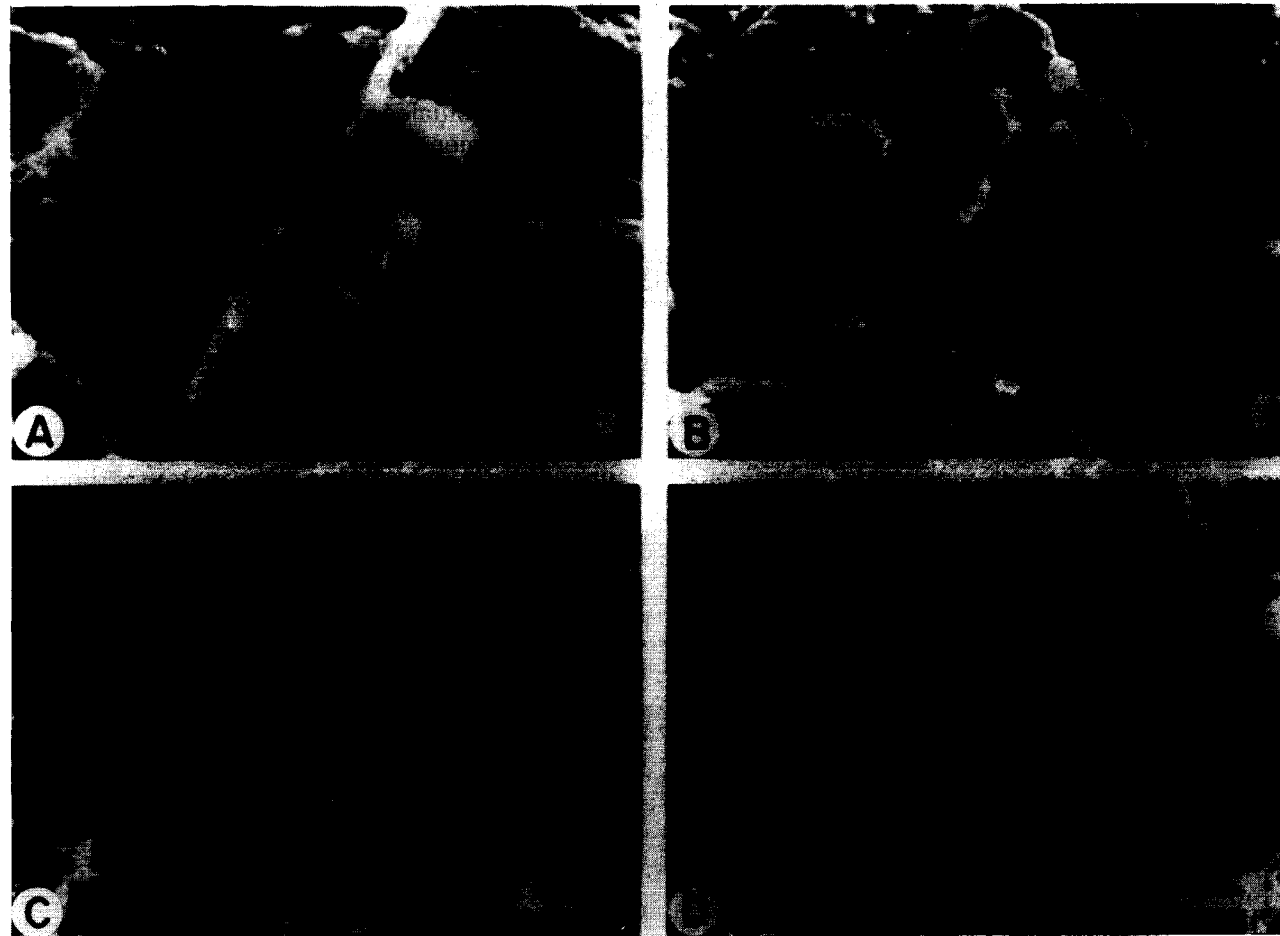


Figura 10A.—Microfotografía al M. E. B. de filamentos vegetales (filamentos fúngicos) con numerosos cocos bacterianos (posibles cianobacterias), sobre granos de cuarzo de una arcosa. Escala: 2 μ .

Figura 10B.—Microfotografía al M. E. B. de materia orgánica vegetal no estructurada y posibles restos de hifas de actinomicetos. Escala: 3,3 μ .

Figura 10C.—Microfotografía al M. E. B. del extremo de una hifa o micelio de un actinomiceto y numerosos cocos (se puede observar cómo se dividen), sobre feldespato potásico recrecido. Escala: 2,5 μ .

Figura 10D.—Microfotografía al M. E. B. de película o segregación siderítica de una concreción, formada por lipopolisacáridos, producidos por microorganismos. Escala: 5 μ .

un único cristal, rellenando el núcleo de las concreciones (fig. 8B). Reemplaza a la siderita y a veces parece englobar y anhidritizar (reemplazar?) a las concreciones, dando el aspecto de nódulos de anhidrita. Su formación, salvo en este último caso, no parece estar relacionada con condiciones de precipitación próximas a las superficiales, con lo que la consideramos como un cemento mesodiagenético de la zona semimadura (SCHMIDT & McDONALD, 1977). No obstante, debido a su alta solubilidad, la removilización de la anhidrita es común durante la diagénesis.

El cemento de baritina es poco abundante (máximo, 2 por 100); suele ser, al igual que la anhidrita, poiquilótico, o estar formando el núcleo y parte de las capas zonadas de las concreciones (fig. 6A). Los feldespatos potásicos recrecidos están, en ocasiones, englobados y corroídos por el cemento de baritina. Para CHOW & GOLBERG (1960), durante la oxidación de la materia orgánica en los océanos, se producen altos niveles de iones SO_4^- y Ba^{++} , con lo que puede precipitar abundante SO_4Ba . Cuando toda la materia orgánica es oxidada, el microambiente se destruye, pudiendo disolverse el SO_4Ba , volviendo los iones a la solución y precipitar, durante la diagénesis. Según BOWEN (1956), existe un grupo de organismos que pueden suministrar Ba al agua de mar, entre ellos las algas pardas, rojas y verdes, cuando se descomponen, pueden liberar Ba y otros elementos tales como Cu, Ni, Va, Co, etc. Ello confirma la asociación entre ciertos metales y la materia orgánica de alto peso molecular, en sedimentos acuáticos, siendo estos complejos organometálicos, parcialmente responsables de la presencia de los metales en los sedimentos, jugando también un papel importante en la formación de minerales autigénicos durante la diagénesis (SAXBY, 1976; FORSTNER, 1982; FERRIS et al., 1987). Sobre el origen del Ba en aguas marinas superficiales, DEHAIRS et al. (1980) confirman que está relacionado, fundamentalmente, con restos orgánicos, siendo introducidos en estas aguas por procesos biológicos, citando entre los más importantes la precipitación dentro de microambientes, de materia orgánica en vías de descomposición.

El cemento yesífero sólo hemos podido deducirlo por la porosidad agrandada existente y presencia de algunos relictos del mismo, con lo

que este cemento debió de formarse muy tempranamente, habiendo sido, posteriormente, lixiviado o reemplazado por calcita.

El cemento de feldespato potásico, aunque cuantitativamente no es el más importante (0,5 a 7 por 100), sí es el más espectacular por su hábito cristalino perfecto (fig. 11A) de entre todos los cementos que muestran estas areniscas. Su textura es de tipo syntaxial, si bien, debido a la pequeña diferencia en la composición respecto a su núcleo detrítico (fig. 11B), existe un mínimo desfase de ángulos de extinción. El feldespato recrecido tiene hábitos de adularia, engloba y restaura a través de fisuras, líneas de exfoliación y maclas, al grano detrítico de tipo ortoclasa, microclina y pertítico, todos ellos bastante redondeados, en general. Asimismo, podemos decir que este cemento es el más importante, cuantitativamente hablando, de cuantos cementos feldespáticos hemos encontrado en el Bunstsandstein de la Cordillera Ibérica. En otras áreas, siempre va seguido, en la secuencia de cementación, por cemento silíceo syntaxial que lo reemplaza (MARFIL et al., 1977; DE LA PEÑA et al., 1983; SENTCHORDI y MARFIL, 1983; DE LA CRUZ et al., 1987), no ocurriendo este hecho en las arcosas del umbral de Ateca, si no que, al igual que en las areniscas de las facies evaporíticas de sabkhas costeras, del Muschelkalk Medio de los Catalánides (CASTELLTORT et al., 1987), el cemento feldespático va seguido, en la secuencia por cementos carbonáticos y de anhidrita, siendo el cemento silíceo syntaxial casi inexistente.

Mediante C. L., hemos observado que los feldespatos detríticos dan una fuerte luminiscencia azulada, quedando el borde, las líneas de exfoliación y fisuras, oscuras o no luminiscentes. La forma cristalográfica perfecta indicaría que el sobrecrecimiento tuvo lugar en una fábrica deposicional completamente abierta, con prácticamente toda la porosidad inicial existente. Por ello, pensamos que fue uno de los cementos más tempranos en formarse. También hemos observado que los feldespatos detríticos, englobados en concreciones calcíticas pedogenéticas o rizocreciones, no muestran el cemento syntaxial, por quedar aquéllos aislados penecontemporáneamente del sistema geoquímico diagenético (MORAD et al., 1989). Un hecho importante observado es la presencia constante (fig. 11C) de feldespatos (incluyendo plagioclasa) muy altera-

das a illita e I-E, junto con otros recrecidos y «restaurados». Su coexistencia podría explicar la fuente de los iones K^+ , de la SiO_2 y del Al_2O_3 , necesarios para la neoformación del feldespato potásico, por un proceso de disolución-precipitación, como el propuesto por MORAD et al. (1989). El carácter selectivo de la cementación feldespática, sobre los granos menos ilitizados, se de-

bería a que, según los diagramas de estabilidad, en el sistema $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, discutido por WARREN (1987), la illita es más estable que el feldespato-K para ambientes más amplios de pH. Un proceso parecido ocurre actualmente en las arcosas del Terciario fluvial de Baja California (WALKER, 1976; WALKER, WAUGH & CRONE, 1978; WAUGH, 1978), donde la hidrólisis y la

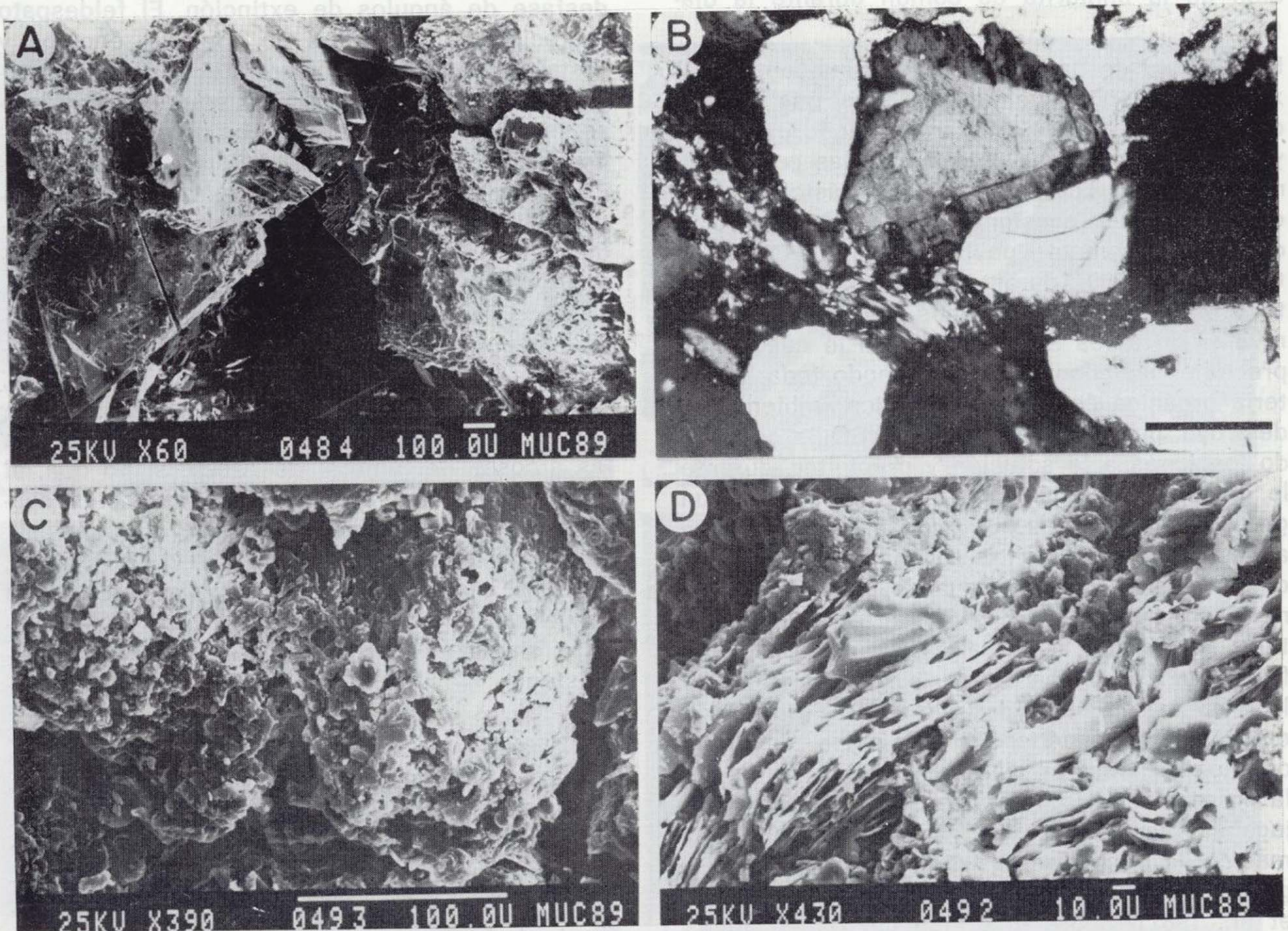


Figura 11A.—Microfotografía al M. E. B. de una arcosa en la que los feldespatos potásicos presentan un gran idiomorfismo, debido a su crecimiento secundario. En el centro de la fotografía, existe un poro que queda delimitado por las caras rectas del feldespato potásico.

Figura 11B.—Crecimiento secundario de feldespato potásico, en parte reemplazado por baritina (zona superior) y «pore-filling» de caolinita-dickita (centro) que reemplaza a parte del crecimiento secundario y a un fragmento de roca metamórfica de bajo grado. Nícoles cruzados. Escala: 0,2 mm.

Figura 11C.—Microfotografía al M. E. B. de dos feldespatos potásicos completamente alterados a interestratificados clorita-esmectita. Estos feldespatos coexisten en la misma muestra con otros idiomorfos y recrecidos, tales como los de la figura 11A.

Figura 11D.—Microfotografía al M. E. B. de moscovita alterándose a caolinita, a través de los espacios interlaminares.

das a illita e I-E, junto con otros recrecidos y «restaurados». Su coexistencia podría explicar la fuente de los iones K^+ , de la SiO_2 y del Al_2O_3 , necesarios para la neoformación del feldespato potásico, por un proceso de disolución-precipitación, como el propuesto por MORAD et al. (1989).

El carácter selectivo de la cementación feldespática, sobre los granos menos ilitizados, se de-

bería a que, según los diagramas de estabilidad, en el sistema $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, discutido por WARREN (1987), la illita es más estable que el feldespato-K para ambientes más amplios de pH. Un proceso parecido ocurre actualmente en las arcosas del Terciario fluvial de Baja California (WALKER, 1976; WALKER, WAUGH & CRONE, 1978; WAUGH, 1978), donde la hidrólisis y la

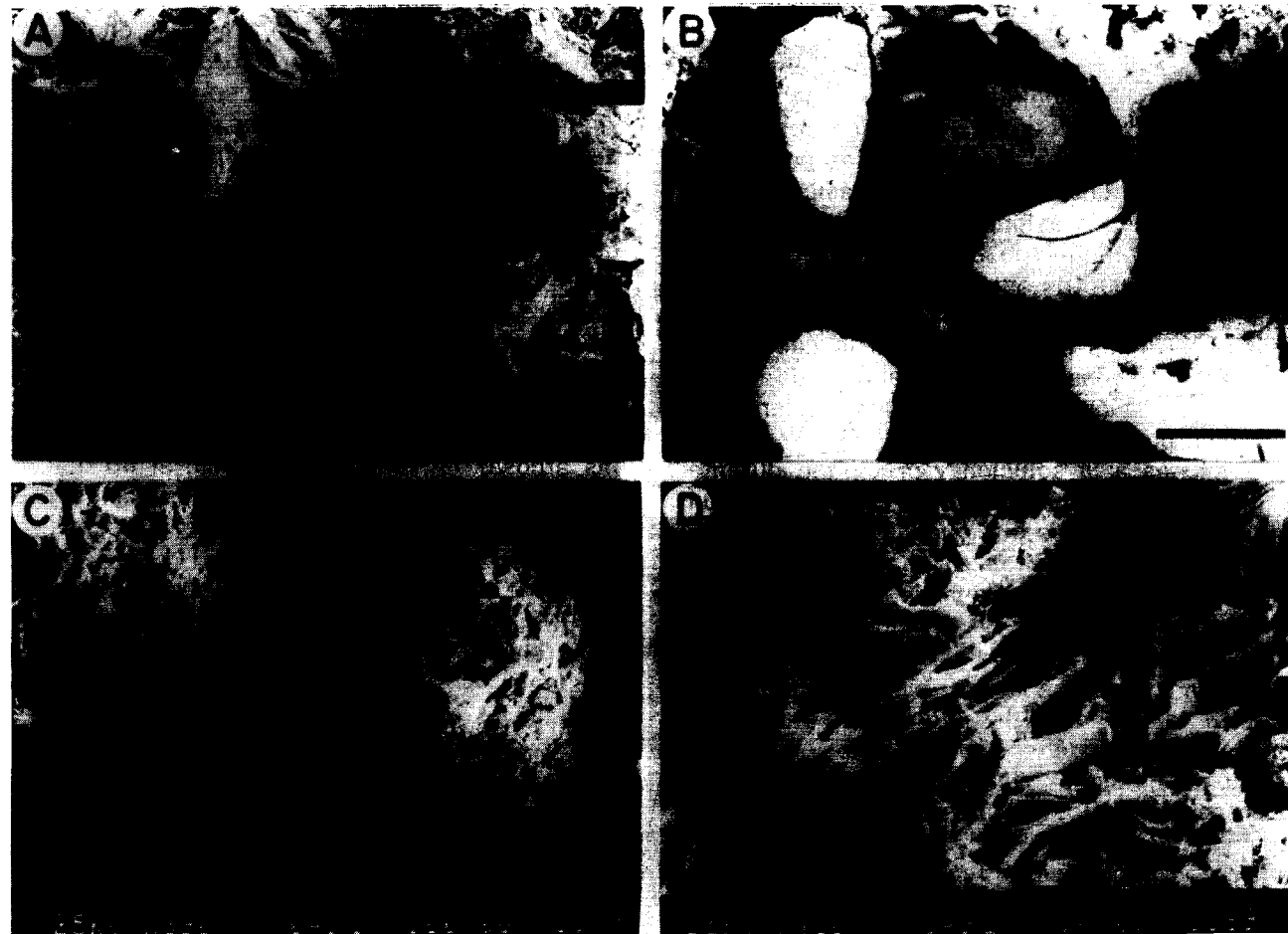


Figura 11A.—Microfotografía al M. E. B. de una arcosa en la que los feldespatos potásicos presentan un gran idiomorfismo, debido a su crecimiento secundario. En el centro de la fotografía, existe un poro que queda delimitado por las caras rectas del feldespato potásico.

Figura 11B.—Crecimiento secundario de feldespato potásico, en parte reemplazado por baritina (zona superior) y «pore-filling» de caolinita-dickita (centro) que reemplaza a parte del crecimiento secundario y a un fragmento de roca metamórfica de bajo grado. Nícoles cruzados. Escala: 0,2 mm.

Figura 11C.—Microfotografía al M. E. B. de dos feldespatos potásicos completamente alterados a interestratificados clorita-esmectita. Estos feldespatos coexisten en la misma muestra con otros idiomorfos y recrecidos, tales como los de la figura 11A.

Figura 11D.—Microfotografía al M. E. B. de moscovita alterándose a caolinita, a través de los espacios interlaminares.

autigénesis de los feldespatos potásicos tienen lugar sucesivamente por encima y por debajo del nivel freático, a muy poca profundidad de enterramiento, considerando que las condiciones de presión y temperatura son las ambientales.

Un problema que se plantea y que parece no resuelto aún (WAUGH, 1978) sería que al quedar los fluidos intersticiales enriquecidos en Ca^{+2} , Na^+ , SiO_2 y CO_3^{-2} , deberían precipitar seguidamente cemento de cuarzo y de calcita (WAUGH, 1978). Ahora bien, en las arcosas estudiadas no se forma cemento de cuarzo (o es menor del 1 por 10), y sí siderita, calcita, anhidrita, dolomita, etc., reflejando la riqueza en materia orgánica y la alta concentración salina y alcalina de las salmueras. Por ello, pensamos que la sílice, debido a la alta alcalinidad y según su comportamiento geoquímico (BLATT et al., 1972), por encima de $pH=9$, se concentraría en las aguas intersticiales, en vez de precipitar como cemento, yendo a depositarse en otras áreas de menor alcalinidad.

Con respecto a la estabilidad del feldespato potásico y su cemento, NAGTEGAAL (1978) y FÜCHTBAUER (1981) encuentran que donde mejor se mantienen los detríticos o se neoforman es en soluciones básicas, de alta concentración en álcalis y sílice, tal como en cuencas evaporíticas. Este hecho se confirma en el ambiente de salobre a evaporítico del Muschelkalk Medio de los Catalánides, antes citado, y también estudiado por uno de los autores (CASTELLTORT et al., 1987).

Además de las cementaciones, estas arcosas muestran otro proceso diagenético importante y generalizado, el reemplazamiento de moscovita por caolinita-dickita y la precipitación de estos minerales de arcilla como «pore-filling» (figs. 11B y D). El porcentaje de caolinita-dickita varía entre 0 y 5 por 100 del total y también su presencia está relacionada con hechos interesantes: Los feldespatos neoformados o recrecidos han sido preservados de la caolinitización, pero no ocurre igual con los alterados a illita e interestratificados I-E. Según muchos autores (HANCOCK & TAYLOR, 1978; SOMMER, 1978; BJORLYYKE et al., 1979, entre otros), la neoformación de caolinita se produce en sistemas abiertos durante períodos de entrada de flujos de aguas meteóricas. Por esto, y por ser el último proceso diagenético de la secuencia deducida por nosotros

(fig. 12), pensamos que el mismo puede haber tenido lugar en la telodiagénesis. No descartamos otros períodos para la caolinitización, tal vez ligados a una intensa actividad tectónica durante el tránsito, generalmente brusco, de las facies detríticas a las carbonatadas durante el Triásico. En aquellos momentos, la entrada de aguas meteóricas subterráneas, podría haber provocado el reemplazamiento de moscovita por caolinita, según el modelo propuesto por BJORLYYKE (1981). Este autor refiere la evidencia, cada vez mayor, de entrada de flujos meteóricos en las zonas de plataformas continentales y otras áreas de transición, por debajo de cientos de metros de sedimentos, provocando la caolinitización diagenética de la moscovita, la mayor pérdida de porosidad, en muchas areniscas reservorios de petróleo.

Tampoco podemos descartar, para explicar la alteración de la moscovita, en etapas mesodiagenéticas (Madura A), la expulsión de fluidos ricos en H^+ , durante la compactación de las lutitas intercaladas con nuestras arcosas, o la descarboxilación de la materia orgánica, en las mismas lutitas. La generación de CO_2 acidificaría, a su paso, los fluidos intersticiales de las arcosas más porosas, pudiendo provocar, finalmente, el paso de moscovita a caolinita, así como la disolución de los cementos carbonatados. Las dos posibilidades últimas descritas podrían confirmarse, haciendo un estudio detallado de la porosidad secundaria de las areniscas que, por el momento, no hemos efectuado.

Recientemente, BJORKUM & GJELSVIK (1988) han propuesto un modelo isoquímico para la coexistencia de cementos de caolinita, feldespato potásico e illita, indicando que, aunque termodinámicamente existe un campo muy pequeño de condiciones de co-precipitación para estos tres minerales, no obstante es frecuente su formación, como, por ejemplo, en el Jurásico del Mar del Norte. Las condiciones requeridas son: presencia de moscovita, agua intersticial sobresaturada en cuarzo y temperatura inferior a $50^{\circ}C$, ya que a mayor temperatura la caolinita autigénica y el feldespato potásico reaccionarían para formar illita (moscovita) y cemento de cuarzo. Estas condiciones podrían ser tenidas en cuenta y nos parecen aceptables para la coexistencia, en el Buntsandstein estudiado, de feldespato potásico autigénico, caolinita-dickita y otros feldes-

patos litizados, durante la telodiagénesis, con condiciones de presión y temperatura próximas a las superficiales.

1d) *Secuencia de los procesos diagenéticos y relación con el ambiente de sedimentación*

Con los datos mineralógicos y texturales de los cementos, expuestos en el capítulo precedente, hemos realizado un esquema de la secuencia temporal de los mismos, la cual queda reflejada en la figura 12. En el esquema parece existir cierto solapamiento entre algunos cementos que podrían suponerse formados simultáneamente. Esto no es del todo cierto, sino que el ambiente edáfico y diagenético temprano, inmediatamente posterior a la sedimentación de estas areniscas, debieron de ser sumamente complejos y cambiantes, de forma que parte de los procesos parecen estar superpuestos. Tampoco cabe duda de que existe una íntima relación entre ellos y su ambiente de sedimentación, como veremos al intentar reconstruir la historia de los procesos. Pensamos que en las zonas de la llanura del-

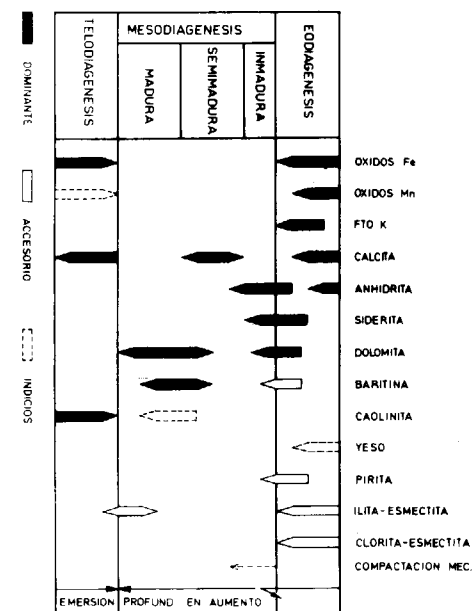


Figura 12.—Esquema de la secuencia de aparición de la mineralogía autigénica, a lo largo de las distintas etapas diagenéticas.

taica se formarían lagunas, en los períodos lluviosos, con funcionamiento de los flujos de aguas continentales, con lo cual proliferaría el desarrollo de microorganismos. Asimismo, en las márgenes arcillosas de estas charcas se desarrollaría una vegetación (macrofitas acuáticas y «céspedes costeros») que provocaría un sistema dominante de raíces horizontales (MOUNT & COHEN, 1984). Posteriormente, en los períodos de desecación de parte de la superficie encharcada, y como un proceso edáfico (difícilmente separado de la primera etapa diagenética de la materia orgánica de HESSE (1986) y otros autores, se forman las rizocreaciones, con alto contenido en Fe^{2+} y Mn^{2+} , precipitando, además abundantes óxidos de Fe y Mn. También en este período se depositan los «clay coats» arcillosos, por infiltración de arcilla, lo que por otro lado también indicaría ambientes sedimentarios caracterizados por altas concentraciones de sedimentos en suspensión y fluctuaciones en el nivel de las aguas, típicos de depósitos de llanuras deltaicas (MATLACK et al., 1989). Con la entrada de agua de mar en estas zonas y su posterior desecación, en períodos más áridos, se podrían desarrollar los cocos de cianobacterias, así como producirse, sobre el sedimento arcóscico expuesto a esta mayor aridez, el barniz biogénico, ya comentado. Se formaría cemento yesífero y algún nódulo de anhidrita que pueden tener, incluso, núcleo de baritina. En esta etapa, o inmediatamente después, tiene lugar, como reacción inorgánica y puede que con ayuda de la fase orgánica, la autigénesis del feldespato potásico, como cemento.

En la etapa diagenética siguiente, ya bajo enterramiento somero y favorecida por la gran riqueza bacteriana, al menos localmente, en la zona de reducción de nitratos (HESSE, 1986, y basado en datos de FRÖELICH et al., 1979) de la oxidación de la materia orgánica, comienza la reducción del Mn. La reducción del Fe ocurre posteriormente, a algo más de profundidad, y a veces se solapa con la zona de reducción de sulfatos, cuando el Eh ha sido rebajado ulteriormente. La reducción de Fe y Mn consume iones H, con lo que el pH se incrementa, siendo un prerrequisito para la precipitación de carbonatos diagenéticos tempranos en las concreciones. Estas pueden formarse a partir de glomérulos, a favor de niveles más ricos en materia orgánica, en vía de descomposición microbiana. En nuestro caso, las

concreciones formadas son de siderita y otros carbonatos más complejos de Fe y Mn. Su crecimiento no es desplazativo, como en el caso de los nódulos de anhidrita, sino que engloba, al ser en inicio una sustancia «pegajosa» mucilaginoso, a parte del sedimento encajante.

Según CURTIS & COLEMAN (1986), en los sedimentos de agua dulce, como puede ocurrir temporalmente en el ambiente deltaico del Buntsandstein estudiado, el SO_4^{2-} es escaso, y, en general, todos los solutos son escasos, con lo que el mayor control sobre las modificaciones diagenéticas tempranas son los iones procedentes de la alteración o degradación de los constituyentes detríticos (K^+ , Fe^{3+} , Mn^{4+} , etc.). El Fe hidratado es reducido, elevándose la concentración de Fe^{2+} , Fe/Ca y la alcalinidad. De este modo, en ausencia de sulfatos, la principal vía de degradación orgánica es la metanogénesis microbiana. Por ello, los carbonatos tempranos son de siderita ricos en Mn. Cabe destacar que el papel de hongos y bacterias es aún poco conocido en la precipitación de carbonatos diagenéticos, pareciendo ser importantes en estos procesos (ANDREWS, 1986; JONES & KAHLE, 1986), por lo que se deberían de tener en cuenta, sobre todo en cementos vadosos de areniscas de ambientes de transición, en climas áridos.

Por lo que se refiere a la mesodiagénesis, hemos podido constatar, por las relaciones texturales entre los granos, y de éstos con los cementos, que la diagénesis de enterramiento ha afectado muy poco a las arcosas, debido al cierre temprano de la porosidad primaria. Los procesos que según los modelos diagenéticos de NAGTEGAAL (1980) han contribuido a la pérdida de la mayor parte de la capacidad de reservorio de estas areniscas, han sido: a) cementación superficial («pedocements», «duricrusts» y «phreatic water cements»), y b) cementación temprana, cuando la compactación mecánica aún no se había llevado a cabo. Esta segunda tendría lugar en los primeros cientos de metros de enterramiento y se relacionaría con la formación de las concreciones sideríticas, así como de los cementos de anhidrita, dolomita y baritina.

CONCLUSIONES

Por los datos de que se dispone, cabe una doble interpretación genética para los sedimentos del

Buntsandstein del Umbral de Ateca: O bien se depositaron en un medio de transición, en áreas intra y supramareales, dentro de un sistema deltaico dominado por procesos de «crevassing»; o con menor probabilidad, corresponderían a sedimentos lacustres (lagunas costeras), bajo clima árido a semiárido, donde la sedimentación se realizaría a partir de flujos gravitatorios de elevada densidad.

Todos los datos obtenidos, tanto los sedimentológicos de campo como los de composición y diagénesis, indican que las series estudiadas serían las equivalentes laterales del Muschelkalk, Inferior y Medio, de la Cordillera Ibérica, en su extremo oriental, y de los Catalánides.

Petrológicamente, las areniscas estudiadas son arcosas y subarcosas procedentes de gneises del Macizo Hespérico, al igual que las del Buntsandstein de áreas próximas. Como única diferencia existiría una menor influencia de áreas fuentes de tipo metamórfico de bajo grado.

La riqueza en feldespato potásico frente a plagioclasa la hemos relacionado con climas áridos, áreas fuentes cratónicas y ambiente de sedimentación deltaica, si bien existe una pequeña removilización diagenética de la plagioclasa, siendo ésta reemplazada por feldespato potásico.

Los procesos diagenéticos que han afectado a las arcosas están en gran parte relacionados con procesos microbiológicos, lo que ha producido un gran espectro de texturas y mineralogías de cementos típicos del ambiente vadoso, hasta ahora poco conocidos en areniscas. Destaca la presencia de cementos muy tempranos de calcita y siderita con elevado contenido en Mn, que han impedido la compactación mecánica. Asimismo, es característica la presencia de arcilla infiltrada por bioturbación, siendo este proceso uno de los responsables del alto contenido en Mn. El Fe, a su vez, provendría de la alteración de las biotitas y otros minerales ferromagnesianos en las lutitas adyacentes y sería introducido por el agua fluvial, enriquecida en materia orgánica. Otro cemento importante es el de feldespato potásico, que al coexistir con feldespatos alterados a illita e interstratificados illita-esmectita y clorita-esmectita, sin señales de crecimiento autigénico, explicaría la fuente SiO_2 , Al_2O_3 y K^+ necesarios para neoformar el feldespato potásico, por un proceso de disolución-precipitación.

Mineralizadas en siderita y calcita ferrosa, ricas ambas en Mn, existen unas concreciones de tipo microgeodas, resultado de la actividad de hongos y bacterias, relacionadas con la etapa de reducción de nitratos y sulfatos, bajo un enterramiento somero.

Las concreciones que engloban a los granos detriticos de las arcosas también son ricas en Ba, Zn, Ni y Cu, lo que confirma su génesis microbiana, previamente supuesta por la morfología y relictos de hongos y bacterias en los carbonatos. Los primeros cementos carbonatados de las concreciones tienen una alta relación Mn/Fe y Fe/Mg, mientras que los más tardíos y profundos pierden Mn y ganan Mg.

Como procesos telodiagenéticos, existen cementos de calcita y caolinita, así como reemplazamientos de moscovita por caolinita, debidos todos ellos a la entrada de aguas meteóricas en los períodos de emersión y exumación de estas arcosas.

La secuencia de cementos encontrada no se parece a la citada en la bibliografía para el Buntsandstein de áreas próximas, ni a la de otras secuencias triásicas fluviales, ni de medios de transición deltaicos de la bibliografía, pero sí es bastante similar a la citada por CASTELLTORT et al. (1987), para ambientes de salobres a sabhkas costeras del Muschelkalk Medio de los Catalánides. Este hecho apoya la idea que por datos sedimentológicos de campo se había deducido, respecto a su equivalencia lateral con el M-2. Cabe también señalar que la secuencia de cementos, así como la complejidad de mineralogía y de texturas encontradas, reflejan el microambiente muy cambiante, existente en las primeras etapas diagenéticas, relacionado a su vez con un clima con períodos de gran aridez que favorecería las reacciones controladas por la alta salinidad y por microorganismos típicos de este ambiente.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer al Dr. D. Juan Rosell, del Departamento de Geología de la Universidad Autónoma de Barcelona, la ayuda prestada en la realización de este trabajo, tanto en los aspectos de campo como en la lectura crítica del manus-

crito. Al Dr. Gómez de Salazar, del Departamento de Metalurgia de la Facultad de Química de la U. C. M., y a la Sra. Dña. María Estrella Tortosa, de la E. T. S. I. A., Universidad Politécnica de Madrid, gracias por las horas dedicadas con el microscopio electrónico de barrido.

Al Dr. D. Ramón Más, del Departamento de Estratigrafía de la Facultad de Geología de Madrid, quiero agradecer la ayuda prestada en la iniciación a uno de nosotros (R. M.) en el campo de la catodoluminiscencia.

A la Dra. Isabel Zamarreño, del Instituto Jaime Almera, del C. S. I. C. de Barcelona, agradecemos las sugerencias realizadas para la interpretación de las concreciones sideríticas. Gracias también a los Sres. Eduardo Alegre y Francisco Luna, por su ayuda en la mecanografía del texto.

BIBLIOGRAFIA

- ANDREWS, J. S. (1986): *Microfacies and geochemistry of Middle Jurassic algal limestones from Scotland*. *Sedimentology*, 33, 499-520.
- ARRIBAS, J.; MARFIL, R. & DE LA PEÑA, J. A. (1985): *Provenance of Triassic feldspathic sandstones in the Iberian Range (Spain): Significance of quartz types*. *Jour. Sed. Petrology*, 55, 864-868.
- BASU, A.; YOUNG, W. W.; SUTTNER, L. J.; JAMES, W. C. & MACK, G. H. (1975): *Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation*. *Jour. Sed. Petrology*, 45, 873-882.
- BEARD, D. C. & WEYL, P. K. (1973): *Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand*. *The A.A.P.G. Bull.*, 57, 349-369.
- BJORKUM, P. A. & GJELSVIK, N. (1988): *An isochemical model for formation of authigenic kaolinite, k-feldspar and illite in sediments*. *Jour. Sed. Petrology*, 58, 506-511.
- BJORLYYKE, K. (1979): *Cementation of sandstone discussion*. *Jour. Sed. Petrology*, 49, 1358-1360.
- BJORLYYKE, K. (1980): *Clastic diagenesis and basin evolution*. *Rev. Ints. Inves. Geol.*, Universidad de Barcelona, 34, 21-44.
- BJORLYYKE, K. (1983): *Diagenetic reaction in sandstones*. In: PARKER and SELLWOOD (eds.): *Sediment diagenesis*, 169-213. Reidel Publishing Company.
- BLATT, H.; MIDDLETON, G. & MURRAY, R. (1972): *Origin of sedimentary rocks*. Princeton-Hall. Englewood Cliff, N. J., 634 pp.

BOLES, J. R. & RAMSEYER, K. (1987): *Diagenetic carbonate in Miocene sandstone reservoir, San Joaquin basin, California*. *The A.A.P.G. Bull.*, 71, 1475-1487.

BOWEN, H. J. M. (1956): *Strontium and barium in seawater and marine organisms*. *J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, 35, 451-460.

CASTELLTORT, J.; MARFIL, R. & 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.

CHOW, T. J. & GOLDBERG, E. D. (1960): *On the marine geochemistry of barium*. *Geochim. et cosmochim. Acta*, 20, 192-198.

CURTIS, C. D. & COLEMAN, M. L. (1986): *Controls on the precipitation of early diagenetic calcite, dolomite and siderite concretions in complex depositional sequences*. In: *Roles of organic matter in sediment diagenesis* (Ed.: D. L. GAUTIER). S.E.P.M. Special publication, 38, 23-33.

DE LA CRUZ, B.; MARFIL, R.; DE LA PEÑA, J. A., y ARRIBAS, J. (1987): *Procedencia y evolución diagenética de las areniscas Permo-Triásicas de la Cordillera Ibérica (Sierra de Albarracín-Boniches-Talayuelas), provincias de Teruel y Cuenca*. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11, 493-514.

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

DEHAIRS, F.; CHESSELET, R., and JEDWAB, J. (1980): *Discrete suspended particles of barite and the barium cycle in the Open Ocean*. *Earth and Planet Sci. letters*, 49, 528-550.

DICKINSON, W. R. (1970): *Interpreting detrital modes of graywacke and arkose*. *Jour. Sed. Petrology*, 40, 695-707.

ESTEBAN, M. & PRAY, L. C. (1983): *Pisoids and pisolite facies (Permian)*. In: *Coated grains* (ed. T. M. PERYT). Springer-Verlag, 503-537.

FUCHTBAUER, H. (1983): *Facies controls on sandstone diagenesis*. In: PARKER and SELLWOOD (Eds.): *Sediment diagenesis*, 269-288. Reidel Publishing Company.

GALLOWAY, W. E. (1974): *Deposition and diagenetic alteration of sandstone in Northeast Pacific arc-related basins: Implications for graywacke genesis*. *Geol. Soc. America Bull.*, 85, 379-390.

GARRIDO, A. & VILLENA, J. (1977): *El Triás germánico en España: Paleogeografía y estudio secuencial*. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, 37-56.

HANCOCK, N. J. & TAYLOR, A. M. (1978): *Clay mineral diagenesis and oil migration in the Middle Jurassic Brent sand Formation*. *Jl. Geol. Soc. Lond.*, 135, 69-72.

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.

HESSE, R. (1986): *Diagenesis: 11. Early diagenetic pore water, sediment interaction: modern offshore basins*. *Geoscience Canada*, 13, 165-196.

HUDSON, J. D. & ANDREWS, J. E. (1987): *The diagenesis of the Great Estuarine Group, Middle Jurassic, Inner Hebrides, Inner Scotland*. In: MARSHALL, J. D. (Ed.): *Diagenesis of Sedimentary sequences*. Geological Soc. Special Publication, 36, 259-276.

HURST, A. & IRWIN, H. (1982): *Geological modelling of clay diagenesis in sandstones*. *Clay Minerals*, 17, 5-22.

JOHANSEN (1988): *Origins of upper Paleozoic quartzose sandstones, American Southwest*. *Sediment Geology*, 56, 153-166.

JONES, B. & KAHLE, C. F. (1986): *Dendritic calcite crystals formed by calcification of algal filaments in a vadose environments*. *Jour. Sed. Petrology*, 56, 217-227.

KANTAROWICZ, J. D. (1985): *The petrology and diagenesis of Middle Jurassic clastic sediments Ravenscar group, Yorkshire*. *Sedimentology*, 32, 833-853.

KRUMBEIN, W. E.; COHEN, Y. & SHILD, M. (1977): *Solar Lake (Sinai). 4. Stromatolitic cyanobacterial mats*. *Limnology and oceanography*, 22, 635-656.

KRUMBEIN, W. E., and GIELE, C. (1979): *Calcification in a cocoid cyanobacterium associated with the formation of desert stromatolites*. *Sedimentology*, 26, 593-604.

KRUMBEIN, W. E. & JENS, K. (1981): *Biogenic rock varnish of the Negev Desert (Israel). An ecological study on iron and manganese transformation by cyanobacteria and fungi*. *Oecologia*, 50, 25-28.

MARFIL, R.; DE LA CRUZ, B., y DE LA PEÑA, J. A. (1977): *Procesos diagenéticos en las areniscas del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica*. *Cuad. Geol. Ibérica*, 14, 411-422.

MATLACK, K. S.; HOUSEKNECHT, D. W. & APPLIN, K. R. (1989): *Emplacement of clay into sand by infiltration*. *Jour. Sed. Petrology*, 59, 77-87.

MATTER, A. & RAMSEYER, K. (1985): *Cathodoluminescence microscopy as a tool for provenance studies of sandstones*. In: G. G. ZUFFA (Ed.): *Provenance of arenites*, Reidel Publishing Company, 191-211.

MEYERS, W. J. (1974): *Carbonate cement stratigraphy of the Lake Valley Formation (Mississippian) Sacramento Mountains, New Mexico*. *Jour. Sed. Petrology*, 44, 837-861.

MONTY, CL. (1981): *Spongiostromate VS. porostromate stromatolite and oncolites*. In: *Phanerozoic stromatolites* (Ed. by CL. MONTY). Springer-Verlag, 1-4.

MONTY, CL. & HARDIE, L. A. (1976): *The geological significance of the freshwater blue green algal calcareous marsh*. In: *Stromatolites* (Ed. by M. R. WALTER). Developments in Sedimentology, 20, 447-477.

MOUNT, J. F. & COHEN, A. S. (1984): *Petrology and geochemistry of rhizoliths from Plio-Pleistocene fluvial and marginal lacustrine deposits, East Lake Turkana, Kenya*. *Jour. Sed. Petrology*, 54, 262-275.

MORAD, S.; MARFIL, R. & DE LA PEÑA, J. A. (1989): *Diagenetic K-feldspar pseudomorphs in the Triassic Buntsandstein sandstones of the Iberian Range, Spain*. Sedimentology, 36, 635-650.

NAGTEGAAL, P. J. C. (1978): *Sandstone framework instability as a function of burial diagenesis*. J. Geol. Soc. London, 135, 101-105.

NEALSON, K. H. (1983): *The microbial iron cycle and the microbial manganese cycle*. In: *Microbial Geochemistry*. Ed. W. E. KRUMBEIN, Ph., D. Blackwell Scientific publications, 159-221.

SCHMIDT, V. & McDONALD, D. A. (1979): *The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis*. S. E. P. M.: *Special Publication*, 26, 175-207.

SENTCHORDI, E., y MARFIL, R. (1983): *Estudio petrológico de las facies Saxoniense y Buntsandstein de la zona de El Pobo de Dueñas (Cordillera Ibérica)*. Bol. Geol. Min., XCIV, V, 448-471.

SOMMER, F. (1978): *Diagenesis of Jurassic sandstones in the Vilkng graben*. J. Geol. Soc. Lond., 135, 63-67.

STABLEIN III, N. K. & DAPPLES, E. C. (1977): *Feldspars of the Tunnel city groups (Cambrian), Western Wisconsin*. Jour. Sed. Petrology, 47, 1512-1528.

STONECIPHER, S. A.; WINN, R. R., Jr. & BISHOP, M. G. (1984): *Diagenesis of the Frontier Formation Moxa Arch: A function of sandstone Geometry, texture and composi-*

tion, and fluid flux. In: *Clastic Diagenesis*, A.A.P.G. Memoir, 37, 289-316.

TURNER, P. (1980): *Continental red beds*. Development in Sedimentology, 29, 562 pp.

WALKER, T. R. (1976): *Diagenetic origin of continental red beds*. In: FALKE, H. (Ed.): *The Continental Permian in Central, West and South Europe*. Reidel, Dorchecht, Holland, 240-282.

WALKER, T. R. & WAUG, B. (1973): *Intrastratal alteration of silicate minerals in late Tertiary fluvial arkose, Baja California, Mexico*. Geol. Soc. Am. Abs. with Progs., 7, 853-854.

WALKER, T. R.; WAUG, B. & CRONE, A. J. (1978): *Diagenesis in first cycle desert alluvium of cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico*. Bull. Geol. Soc. Am., 89, 19-32.

WARREN, E. A. (1987): *The application of a solution-mineral equilibrium model to the diagenesis of Carboniferous sandstones, Bothamsall oilfield, East Midlands, England*. In: MARSHALL, J. D. (Ed.): *Diagenesis of Sedimentary Sequences*. Geological Society Special Publications, 36, 55-69.

WAUGH, B. (1978): *Authigenic K-feldspar in British Permian-Triassic sandstones*. J. Geol. Soc. Lond., 135, 51-56.

WILSON, M. D. & PITTMAN, E. D. (1977): *Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis*. Jour. Sed. Petrology, 47, 3-31.

Original recibido: Noviembre de 1989.

Original aceptado: Diciembre de 1989.

Trilobites del Museo GeoMinero. I. *Platypeltoides magrebiensis* n. sp. (Asaphina, Nileidae), del Ordovícico inferior del Anti-Atlas central (Marruecos).

Por I. RABANO (*)

RESUMEN

Se describe una nueva especie de un nileido gigante, *Platypeltoides magrebiensis* n.sp., procedente de la Formación Pizarras Inferiores de Fezouata del Anti-Atlas central marroquí, en niveles atribuidos al Tremadoc Superior. Asimismo, se discute la posible presencia de la especie en el Grupo Oumat el Ham de Zemmur (N de Mauritania).

Palabras clave: Trilobites, Asaphina, Nueva especie, Ordovícico, Marruecos, Museo GeoMinero.

ABSTRACT

A giant nileid, *Platypeltoides magrebiensis* n.sp., from Upper Tremadoc levels of the Lower Fezouata Shales Formation of the central moroccan Anti-Atlas, is described. Its possible presence in the Oumat el Ham Group of Zemmur (N Mauritania) is also discussed.

Key words: Trilobites, Asaphina, New species, Ordovician, Morocco, GeoMinero Museum.

INTRODUCCION

Con este trabajo pretendemos comenzar una serie de estudios monográficos centrados en la riquísima colección de trilobites del Museo GeoMinero del ITGE. Esta fue iniciada en el siglo pasado con motivo de los trabajos de la Comisión para la Carta Geológica de Madrid y General del Reino (creada en 1849), y se vio incrementada con los estudios de numerosos autores (entre otros, PRADO, MALLADA, HERNANDEZ SAMPELAYO y ALMELA), a los que se suman diversas aportaciones modernas. La parte más importante de la colección está formada por trilobites ordovícicos y devónicos, procedentes muchos de ellos de localidades inaccesibles o prácticamente agotadas en la actualidad, que aparecen citadas en los trabajos de los autores antes mencionados, y por cuya sola razón es interesante emprender una labor detallada de revisión taxonómica. Esta tarea fue anticipada únicamente en los trabajos de BADILLO (1959), quien realizó un catálogo de los fósiles cámbricos del Museo;

(*) Museo GeoMinero. Instituto Tecnológico GeoMinero de España. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

y por nosotros en una pequeña nota acerca del trabajo de SCHULZ (1835), quien encontró en Galicia los primeros trilobites ordovícicos del Macizo Hespérico, conservados igualmente en el Museo GeoMinero (RABANO et al., en prensa). El trabajo con el que iniciamos esta serie monográfica se centra, no obstante, en el estudio de un trilobites gigante norteafricano que ha pasado a formar parte recientemente de las colecciones del Museo, y que reviste gran interés por representar una nueva especie que contribuye al conocimiento de la filogenia del grupo y a la reconstrucción de las vinculaciones paleogeográficas existentes entre las plataformas situadas en paleolatitudes elevadas en la periferia del paleocontinente de Gondwana durante el Ordovícico.

ASPECTOS GEOLOGICOS DE LA LOCALIDAD FOSILIFERA

Los ejemplares estudiados proceden del célebre yacimiento de trilobites ordovícicos gigantes

del «puente de Tansikht» descubierto por CHOUBERT et al (1955), al este de Agdz, en el Anti-Atlas central marroquí (Yebel Bani). El horizonte fosilífero corresponde a la unidad más antigua del Grupo pelítico de las Feijas Externas, que en el Anti-Atlas meridional constituye planicies y depresiones topográficas enmarcadas por los relieves en cuesta de las areniscas de los Grupos Tabanite (Cámbrico Medio) y Primer Bani (Llandeilo). En la región de Agdz, este nivel con trilobites gigantes se localiza hacia la parte baja de la Formación de las Pizarras inferiores de Fezouata (Tremadoc-Arenig?), aproximadamente a 15 m. del techo del tramo de cuarcitas groseras que constituyen la base local de la Formación pizarrosa. El horizonte fosilífero aparece representado también en otras tres localidades del Anti-Atlas, si bien ocupa una posición estratigráficamente más elevada dentro de la misma unidad, como ocurre en el flanco sur de Yebel Sarhro, donde se ubica entre 25-35 m. por encima de los niveles con *Rhabdinopora flabelliformis* (EICHWALD) del Tremadoc Inferior (DESTOMBES y WILLEFERT, 1959). En la región de Zagora su aparición se registra 120 m. por encima de los niveles con graptolitos anisograptidos del Tremadoc (DESTOMBES in DESTOMBES et al., 1985).

En todos los casos mencionados, el horizonte de trilobites reúne otros elementos de las familias Asaphidae (*Asaphellus*), Remopleurididae (*Apatokephalus*), Orometopidae (*Orometopus*), Dikelocephalinidae (*Dikelocephalina*), Cheiruridae (*Parapilekia?*), Homalonotidae (*Bavarilla*), junto a algunos braquiópodos (*Ranorthis*), equinodermos (*Rhopalocystis*, *Aristocystites*, *Palaeosphaerontes?*) y raros graptolitos (*Dictyonema* sp.). Con respecto a los trilobites nileidos, *Platypeltoides* se encuentra por el momento representado únicamente en Tansikht, si bien en Zagora ha sido citado también el género *Symphysurus* en este mismo horizonte (DESTOMBES in DESTOMBES et al., 1985, p. 189).

Con el fin de certificar la procedencia de nuestro material, hemos realizado diversas comprobaciones petrológicas sobre muestras de roca tomadas de la matriz del holotipo de *Platypeltoides magrebiensis* n.sp. El estudio en lámina delgada y por difracción de rayos X (polvo, agregado orientado, a.o. a 550° C, a.o. tratado con vapores de etilén-glicol a 60° C) ha mostrado que se trata de una pizarra arcillosa silicificada, de

color verde azulado en fractura fresca, cuyos principales minerales de arcilla son caolinita > illita > clorita, y posiblemente también algo de pirofilita. Como accesorios se observan biotita, moscovita, piritita y materia orgánica, así como pirolusita restringida a las juntas estilolíticas. La abundancia de caolinita criptocristalina en la matriz semiisótropa de la roca sugiere que el proceso de silicificación podría denotar alguna influencia hidrotermal. Estos resultados concuerdan con la litología y circunstancias del yacimiento de Tansikht.

ESTUDIO SISTEMÁTICO

Los términos utilizados en la descripción son los propuestos por HARRINGTON et al. (1959). Las medidas realizadas sobre el caparazón, recogidas en la tabla 1, son las siguientes:

- A: Longitud (sag.) total del cefalón.
- C: Longitud (exsag.) palpebral.
- D5: Distancia (exsag.) entre el extremo posterior del lóbulo palpebral y el margen posterior del cefalón.
- I: Anchura (tr.) máxima del cefalón.
- J1: Anchura (tr.) del cranidio en el margen posterior.
- K: Anchura (tr.) basal de la glabella.
- K5: Anchura (tr.) de la glabella en el lóbulo frontal.
- LC: Longitud (sag.) total del caparazón.
- W: Anchura (tr.) máxima del pigidio.
- X: Anchura (tr.) anterior del raquis pigidial.
- Y: Longitud (sag.) total del raquis pigidial.
- Z: Longitud (sag.) total del pigidio.

Suborden ASAPHINA SALTER, 1864 *emend.* FORTY & CHATTERTON, 1988

Superfamilia CYCLOPYGACEA RAYMOND, 1925

Familia NILEIDAE ANGELIN, 1854

Género *Platypeltoides* PRIBYL, 1948

Especie tipo

Platypeltis croftii CALLAWAY, 1877.

Platypeltoides magrebiensis n.sp.
(figs. 1a-b)

1955 *Platypeltoides croftii* CALLAWAY —
CHOUBERT et al., p. 1592.

cf. 1969 *Platypeltoides* sp. — DESTOMBES et
al., p. 192, lám. 5; fig. 1, lám. 4, fig. 14.

Derivación del nombre

En alusión al área de distribución de la especie,

relativa al Magreb. La palabra deriva del árabe clásico «magrib» (=poniente; magreb en árabe dialectal y español), que designa el conjunto de territorios islámicos del NO de Africa.

Holotipo

Caparazón completo MGM 901X (fig. 1b).

Localidad tipo

Puente de Tansikht, al este de Agdz (parte central del Yebel Bani, Anti-Atlas marroquí).

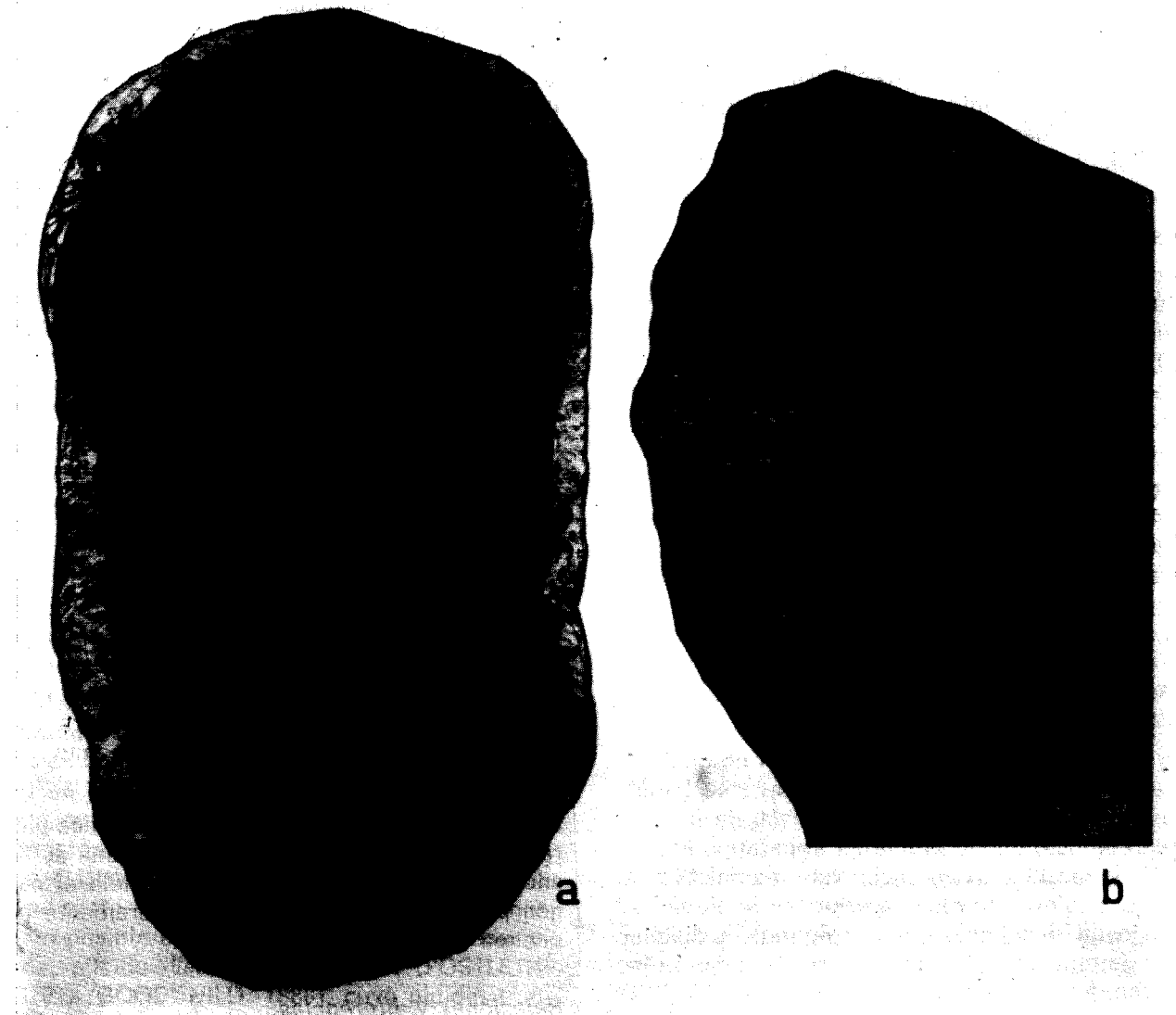


Figura 1.—*Platypeltoides magrebiensis* n.sp. a. Paratipo, ejemplar adulto de gran talla. MGM 902X (×0,5); b. Holotipo de la especie. MGM 901X (×2). Fotografías de ULY MARTIN.

Platypeltoides magrebiensis n.sp.
(figs. 1a-b)

1955 *Platypeltoides crofti* CALLAWAY —
CHOUBERT et al., p. 1592.

cf. 1969 *Platypeltoides* sp. — DESTOMBES et
al., p. 192, lám. 5; fig. 1, lám. 4, fig. 14.

Derivación del nombre

En alusión al área de distribución de la especie,

relativa al Magreb. La palabra deriva del árabe clásico «magrib» (=poniente; magreb en árabe dialectal y español), que designa el conjunto de territorios islámicos del NO de Africa.

Holotipo

Caparazón completo MGM 901X (fig. 1b).

Localidad tipo

Puente de Tansikht, al este de Agdz (parte central del Yebel Bani, Anti-Atlas marroquí).

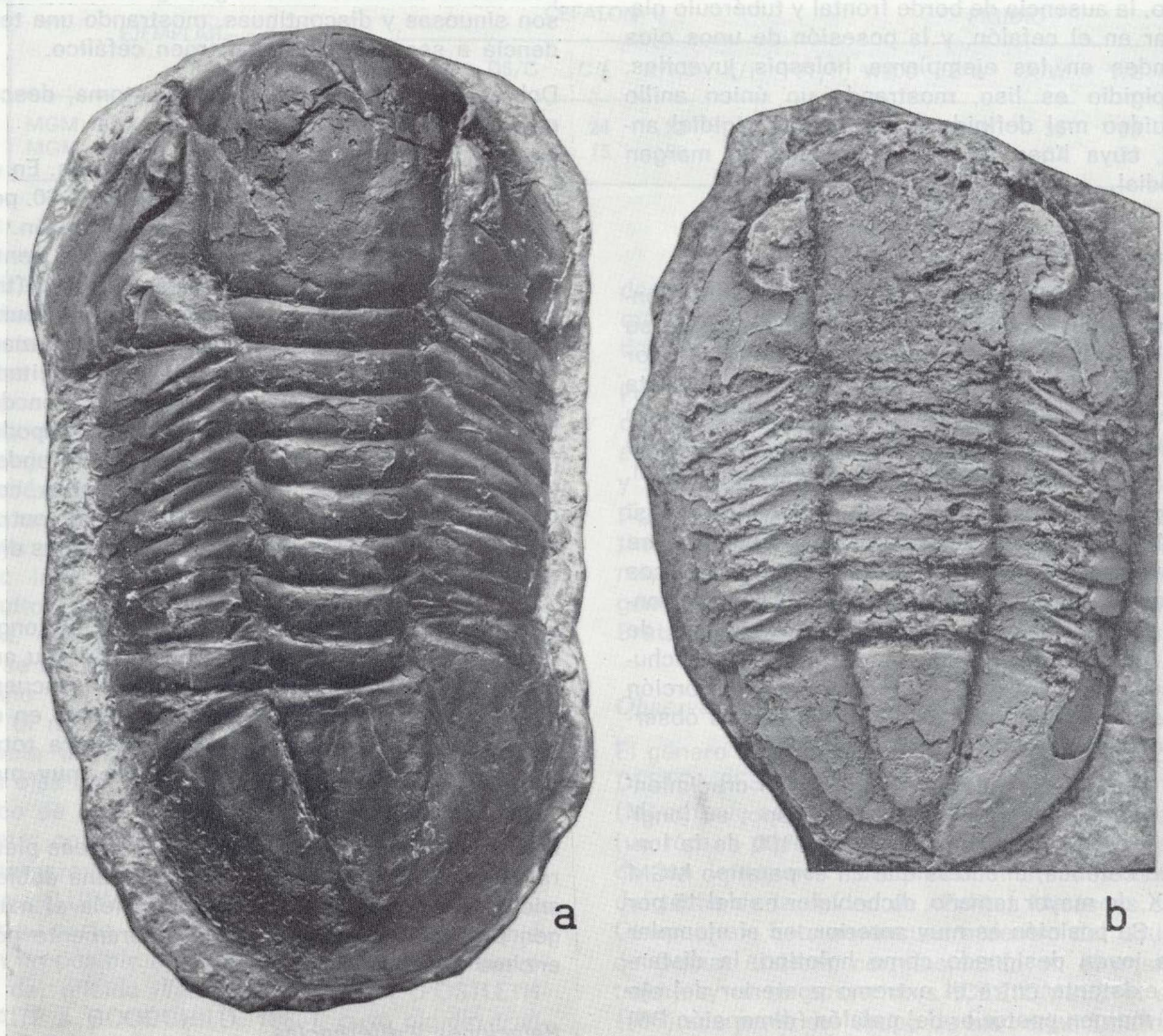


Figura 1.—*Platypeltoides magrebiensis* n.sp. a. Paratipo, ejemplar adulto de gran talla. MGM 902X ($\times 0,5$); b. Holotipo de la especie. MGM 901X ($\times 2$). Fotografías de ULY MARTIN.

Estrato tipo

Grupo pelítico de Feijas Externas, Formación Fezouata inferior, niveles de pizarras verde azuladas atribuidas al Tremadoc Superior.

Paratipo

Caparazón completo MGM 902X.

Diagnos

Una especie del género *Platypeltoides* que se caracteriza por su gran tamaño, su relieve moderado, la ausencia de borde frontal y tubérculo glabellar en el cefalón, y la posesión de unos ojos grandes en los ejemplares holaspis juveniles. El pigidio es liso, mostrando un único anillo raquídeo mal definido y una doblez pigidial ancha, cuya línea interna es paralela al margen pigidial.

Descripción

El contorno del cefalón es semicircular. Su longitud (sag.) es algo mayor que la mitad de su anchura (tr.) y representa a su vez el 35-37 por 100 de la longitud total del caparazón. En vista lateral, el abombamiento es muy moderado; la mitad anterior de la glabela cae suavemente hacia el margen anterior. No hay borde frontal.

La glabela es muy ancha (tr.) y lisa. Ocupa casi el 40 por 100 de la anchura (tr.) cefálica, y se encuentra limitada lateralmente por unos surcos dorsales rectos y bien definidos. El lóbulo frontal está ligeramente expandido por delante de los lóbulos palpebrales; en esta zona su anchura es 1,2-1,3 veces la medida en la porción basal. No hay surco occipital y no hemos observado ningún tubérculo glabellar.

Los ojos son grandes y presentan un crecimiento alométrico negativo. En el holotipo, su longitud (exsag.) representa el 24 por 100 de la longitud cefálica, mientras que en el paratipo MGM 902X, de mayor tamaño, dicho valor es del 15 por 100. Su posición es muy anterior; en el ejemplar más joven designado como holotipo, la distancia existente entre el extremo posterior del ojo y el margen posterior del cefalón (dimensión D5) es el 75 por 100 de la longitud palpebral (dimensión C), mientras que en el caparazón adulto MGM 902X la relación se invierte: la longitud

palpebral (C) es el 88 por 100 de la dimensión D5.

Las suturas faciales postoculares presentan un trazado sigmoidal en sentido caudal y cortan el margen posterior del cefalón en la mitad de su longitud (tr.).

Las librigenas poseen un contorno subtriangular, y no presentan surcos. Los ángulos genales son redondeados, y se proyectan ligeramente en sentido posterior, no existiendo puntas genales. La doblez ventral de la librigena presenta crestas en terrazas paralelas entre sí a nivel del ojo y por detrás de éste; en el ángulo genal, las líneas son sinuosas y discontinuas, mostrando una tendencia a ser paralelas al margen cefálico.

Dobleza ventral del cefalón e hipostoma, desconocidos.

El tórax está constituido por 7 segmentos. En el holotipo, su anchura (tr.) representa el 60 por 100 de la longitud (sag.) total del caparazón. El raquis es ancho y levemente fusiforme en sentido caudal; en el 4.º segmento, su anchura (tr.) representa 1,2 veces la anchura de la pleura, mientras que en el último segmento ambas magnitudes son equivalentes. Se encuentra limitado lateralmente por unos surcos dorsales bien definidos, en los que se aprecian un par de apodemas por segmento. Surcos pleurales profundos y oblicuos. Extremos pleurales redondeados, con facetas articulares amplias y dobleces ventrales cortas (tr.); que no alcanzan los extremos distales de los surcos pleurales.

El contorno del pigidio es semicircular; su longitud (sag.) representa el 62-67 por 100 de su anchura (tr.). El raquis es fusiforme y se encuentra bien definido lateral y posteriormente; en el margen anterior ocupa 1/3 de la anchura total del pigidio. Presenta un único anillo muy mal definido.

A excepción de la faceta articular, las áreas pleurales son lisas, y en ellas se aprecia una doblez ancha, cuya línea interna corre paralela al margen pigidial y se une al raquis ligeramente por encima de su extremo posterior.

Relaciones y diferencias

Platypeltoides magrebiensis n.sp. tiene un aspecto muy parecido al de *P. crofti* (CALLAWAY,

TABLA 1
Medidas (en mm.) de *Platypeltoides magrebiensis* n.sp.

EJEMPLAR	CEFALON							PIGIDIO				LC
	A	C	D5	I	K	K5	J1	W	X	Y	Z	
MGM 901X	20	8	6	33	13	18	24	27	9	14	17	53
MGM 902X	98	24	27	152	41	52	122	130	44	64	88	277

TABLA 2
Relaciones (expresadas en %) entre las diferentes medidas de *Platypeltoides magrebiensis* n.sp.

EJEMPLAR	CEFALON							PIGIDIO			
	A/LC	A/I	D5/C	C/I	K/K5	K/I	J1/I	W/LC	Z/W	X/W	Y/Z
MGM 901X	37	60	75	24	72	39	72	50	62	33	82
MGM 902X	35	64	112	15	78	39	80	35	67	33	72

1877), del Tremadoc de Gran Bretaña, diferenciándose de éste por su mayor tamaño, el borde posterior de las mejillas inclinado hacia atrás, unos surcos de las fixigenas más pronunciados, y por la mayor anchura de los surcos de la faceta articular del pigidio. No obstante, los adultos de ambas especies resultan muy similares, pudiéndose considerar *P. magrebiensis* n.sp. como una forma pedomórfica derivada de *P. crofti*, cuya primera aparición se registra en el Tremadoc Inferior. En este sentido, los ejemplares adultos de *P. crofti* figurados por LAKE (1942, lám. 44, figs. 8-9) poseen unos ojos diminutos si se los compara con ejemplares del mismo tamaño de *P. magrebiensis*. El ejemplar juvenil de la nueva especie, designado como holotipo, revela un crecimiento alométrico negativo de los ojos con relación al adulto, pero éste se produce de una forma retardada, pudiéndose interpretar como un caso de neotenia. Este tipo de heterocronía ya ha sido documentado en trilobites (LUDVIGSEN, 1979; McNAMARA, 1981). Por su parte, FORTEY y OWENS (1987) describieron un posible carácter neoténico en el desarrollo del nileido *Illaenopsis harrisoni* (POSTLETHWAITE & GOODCHILD, 1886), cuyo pigidio transitorio es el más grande conocido entre todos los trilobites. Como en el caso que nos ocupa, la retención de caracteres neoténicos durante el

desarrollo puede estar asociada con el gran tamaño que alcanzan los adultos de ambos nileidos (*I. harrisoni* y *P. magrebiensis* n.sp.).

Por otra parte, *P. magrebiensis* n.sp. se diferencia de las restantes formas del género por su enorme tamaño, la ausencia de borde frontal y tubérculo glabellar, la nula segmentación del pigidio, etc. Juzgando la distribución de las distintas formas de *Platypeltoides*, *P. magrebiensis* n.sp. representaría la forma más meridional del género, frente a las especies conocidas en Gran Bretaña, Baltoescandinavia y Kazakstán (URSS).

Observaciones

El género *Platypeltoides* ha sido identificado por DESTOMBES et al. (1969) en la región de Zemmur (Mauritania septentrional), sobre dos ejemplares (un tórax + pigidio y un hipostoma) procedentes de los lentejones carbonatados situados cerca del techo de la unidad de «Pelitas Micáceas con Glauconita». Esta se encuadra dentro del Grupo de Oumat el Ham, correlacionado en el mismo trabajo y otros posteriores (DESTOMBES et al., 1985) con parte del Grupo de las Feijas Externas del Anti-Atlas marroquí. El aspecto y dimensiones del tórax + pigidio figurado es prácticamente idéntico al de *P. magrebiensis* n.sp., que vería

ampliada así su distribución al N de Mauritania. En caso de poder demostrarse esta identidad, el hipostoma de la especie norteafricana sería típicamente nileido, de contorno subcuadrangular amplio, con el cuerpo central mal definido y afilado hacia atrás, y con bordes posterolaterales anchos (tr. y exsag.). Existen unas máculas pronunciadas, y una indentación central en la entalladura del borde posterior, que aparece recubierto por crestas en terraza. La edad de los ejemplares mauritanos parece, por el contrario, algo más moderna que la serie tipo de *P. magrebiensis* n.sp., encontrándose acompañados por géneros como *Anacheirurus*, *Nileus*, *Bavarilla*, *Prionocheilus* y *Megistaspis* (*Ekeraspis*), que indicarían una edad Moriduniense (Arenig Inferior) para estos niveles situados estratigráficamente por encima de los de *Araneograptus murrayi* (HALL) presentes en el Oued Leglaga y Gara Bouya Ali. Los trilobites presentes en los horizontes con *Platypeltoides* mauritanos, así como sus circunstancias estratigráficas, permiten correlacionarlos con niveles semejantes de las Pizarras Superiores de Fezouata del Anti-Atlas, donde este género aún no ha sido encontrado. Sin embargo, sí son comunes en Marruecos los trilobites *Megalaspidella*, *Basilicus*, *Apatokephalus*, *Plesiomegalaspis*, *Symphysurus*, *Ampyx*, *Bavarilla*, *Euloma*, *Neseuretus*, *Bathycheilus*, *Colpocoryphe*, *Platycoryphe*, *Pterygometopus*, *Ceraurinnella*. La composición taxonómica de estos horizontes recuerda bastante, tanto por su contenido en trilobites como en equinodermos, a los niveles del Tremadoc Superior que constituyen la localidad tipo de *P. magrebiensis* n.sp. Por esta razón pensamos que la distribución de la especie podría abarcar desde el Tremadoc Superior hasta el Arenig más inferior.

Finalmente, sólo nos cabe hacer unas breves consideraciones acerca de la distorsión que muestran algunos caracteres visibles en el paratipo MGM 902X de la nueva especie (fig. 1a). Estos se manifiestan por la asimetría existente entre las mejillas y las áreas costales pigidiales, así como en la presencia de un anillo torácico supernumerario. La razón estriba en una desafortunada reconstrucción del ejemplar tras su rotura inicial, que posiblemente se produjo durante su extracción en el yacimiento. De este modo, el trilobite presenta una fractura oblicua desde el ángulo anterior izquierdo al posterior derecho del caparazón, que fue pegado despla-

zando ambos trozos en sentido antihorario. Con ello el ejemplar ganó en longitud, reconstruyéndose con pasta arcillosa tanto la mejilla izquierda (fixígena sin surco y rama postocular de la sutura facial desmesurada) como el último segmento torácico y el borde posterior pigidial. Este tipo de reconstrucciones (con un consiguiente aumento de longitud sagital) es ciertamente frecuente entre los medios comerciales naturalistas marroquíes.

Distribución

Tremadoc Superior del Anti-Atlas (Marruecos) y posiblemente también Moriduniense (Arenig Inferior) de la región de Zemmur (Mauritania).

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. R. A. Fortey (British Museum, Londres), por sus informaciones acerca de la sistemática de los nileidos; al Dr. J. C. Gutiérrez Marco (Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM), por su asesoramiento estratigráfico; a las Dras. R. Marfil Pérez y R. M. Castaño (Dpto. Petrología, Univ. Complutense), por la realización del estudio petrológico; a D. Gilberto Herrero López y Dña. María Luisa Fernández Lidón (Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM), por la confección de la lámina delgada y los difractogramas obtenidos a partir de la roca matriz del trilobite. Finalmente, al arabista D. Jorge Jiménez Esteban, por su colaboración en la derivación nominal de la nueva especie y la castellanización de algunos topónimos marroquíes.

BIBLIOGRAFIA

- BADILLO, L. (1959): *Catálogo de especies fósiles del Museo del Instituto Tecnológico GeoMinero de España. I. Cambriano*. Notas y Com. IGME, 55, pp. 71-124.
- CHUBERT, G.; HINDERMEYER, J., y HUPE, P. (1955): *Découverte du Trémadoc dans l'Anti-Atlas (Maroc)*. C. R. Acad. Sci., 241, pp. 1592-1594.
- DESTOMBES, J., y WILLEFERT, S. (1959): *Sur la présence de Dictyonema dans le Trémadoc de l'Anti-Atlas (Maroc)*. C. R. Acad. Sci., 249, pp. 1246-1247.
- DESTOMBES, J.; HOLLARD, H., y WILLEFERT, S. (1985): *Lower Palaeozoic rocks of Morocco*, pp. 91-336, in HOLLAND, C. H. (ed.): *Lower Palaeozoic of north-western and west central Africa*. John Wiley & Sons, Londres.

DESTOMBES, J.; SOUGY, J., y WILLEFERT, S. (1969): *Révisions et découvertes paléontologiques (Brachiopodes, Trilobites et Graptolites) dans le Cambro-Ordovicien du Zemmur (Mauritanie septentrionale)*. Bull. Soc. géol. France (7), 11, pp. 185-206.

FORTEY, R. A., y OWENS, R. M. (1987): *The Arenig Series in South Wales*. Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.), 41 (3), pp. 69-307.

HARRINGTON, H. J.; MOORE, R. C., y STUBBLEFIELD, C. J. (1959): *Morphological terms applied to Trilobites*, pp. O117-O126 in MOORE, R. C. (ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology*, part O, Arthropoda 1. Univ. Kansas Press, Lawrence.

LAKE, P. (1942): *Monograph on the British Cambrian trilobites*. Palaeontogr. Soc. (Monogr.), 13, pp. 307-332.

LUDVIGSEN, R. (1979): *The Ordovician trilobite Pseudogygites KOBAYASHI in eastern and Arctic North America*. Life Sci. Contr. Roy. Ontario Mus., 120, pp. 1-41.

McNAMARA, K. J. (1981): *The role of pedomorphosis in the evolution of Cambrian trilobites*. Open-File Rep., U.S. Geol. Surv., 81-743, pp. 126-129.

RABANO, I.; GUTIERREZ MARCO, J. C., y ESTEBAN ARLEGUI, J. (en prensa): *Los primeros fósiles encontrados en Galicia, redescubiertos en la colección Schulz del Museo GeoMinero (ITGE, Madrid)*. Cuad. Lab. Xeol. Laxe.

SCHULZ, G. (1835): *Descripción geognóstica del Reino de Galicia, acompañada de un mapa petrográfico de este país*. Imp. de los Herederos de Collado, 52 pp., Madrid.

Original recibido: Mayo de 1989.

Original aceptado: Noviembre de 1989.

Nota sobre los peces Osteictios de las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec (Lérida).

Por J. E. GOMEZ PALLEROLA (*)

RESUMEN

Se describen catorce géneros de peces Osteictios (trece Actinopterygios y un Crossopterygion), con nuevos ejemplares de las calizas litográficas del Montsec: «*Holophagus*» *leridae*, *Coelodus* sp., *Lepidotus ilergetis*, *Propterus vidali*, *Notagogus ferreri*, *Caturus tarraconensis*, *Ophiopsis montsechensis*, *Vidalmia catalunica*, *Amiopsis woodwardi*, *Pleuropholis* sp., *Rubiesichthys gregalis*, «*Leptolepis*» *iltirdai* nov. sp., «*Leptolepis*» *crusafonti* y «*Anaethalion*» *vidali*.

Palabras clave: Písces, Osteichthyes, Descripción, Medio lacustre, Cretácico Inferior, Montsec, España.

ABSTRACT

Fourteen genera of Osteictian fishes (thirteen Actinopterygian and one Crossopterygian), with news exemplars from the lithographic limestones of Montsec (Barriasian-Valanginian transition) are described: «*Holophagus*» *leridae*, *Coelodus* sp., *Lepidotus ilergetis*, *Propterus vidali*, *Notagogus ferreri*, *Caturus tarraconensis*, *Ophiopsis montsechensis*, *Vidalmia catalunica*, *Amiopsis woodwardi*, *Pleuropholis* sp., *Rubiesichthys gregalis*, «*Leptolepis*» *iltirdai* nov. sp., «*Leptolepis*» *crusafonti* and «*Anaethalion*» *vidali*.

Key words: Pisces, Osteichthyes, Description, Lacustrine environment, Lower Cretaceous, Montsec, Spain.

INTRODUCCION

Contexto geológico

Las calizas micríticas de la Pedrera de Meià, con un espesor de 50 m., son una facies de desarrollo de calizas con caráceas (GARRIDO MEGIAS-RIOS ARAGÜES, 1972) (Unidad N₂ de PEYBERNES, 1976), depositadas en un medio lacustre.

Otro yacimiento, situado a unos 4 kilómetros de distancia, hacia el este, en los alrededores de la población de Santa María de Meià, suministra igualmente ictiofauna, siendo este yacimiento una prolongación del de la Pedrera, estando representado por los mismos ejemplares que en ésta, excepción hecha de los elasmobranquios y los coelacántidos, siendo el resto de la fauna y flora de características similares.

Un tercer yacimiento, denominado El Reguer, cercano al de La Cabrúa y situado entre el de La

Pedrera y este último, ha suministrado en los inicios de su explotación científica insectos, plantas, coprolitos y ostrácodos (LACASA y MARTINEZ, 1986).

El yacimiento de calizas litográficas (Mudstone laminado), incluido dentro de las calizas con carófitas del Montsec, estaba situado entre el continente del Ebro al sur y el dominio marino pirenaico al norte (BARALE et al., 1984). La finura del grano de la piedra indican un medio deposicional tranquilo bajo control esencialmente climático en una laguna o sistema lacustre cercano a la costa. Estos depósitos fueron datados por PEYBERNES y OERTLI (1972) de edad Berriasense Superior-Valanginiense y ratificados mediante la fauna de ostrácodos por BRENNER, GELDMACHER y SCHROEDER (1974) (fig. 1).

SINOPSIS DE LA FAUNA Y FLORA

Las calizas litográficas del Montsec han sumi-

(*) Calle Taquígrafo Martí, número 5, 2.º A. 25008 Lérida.

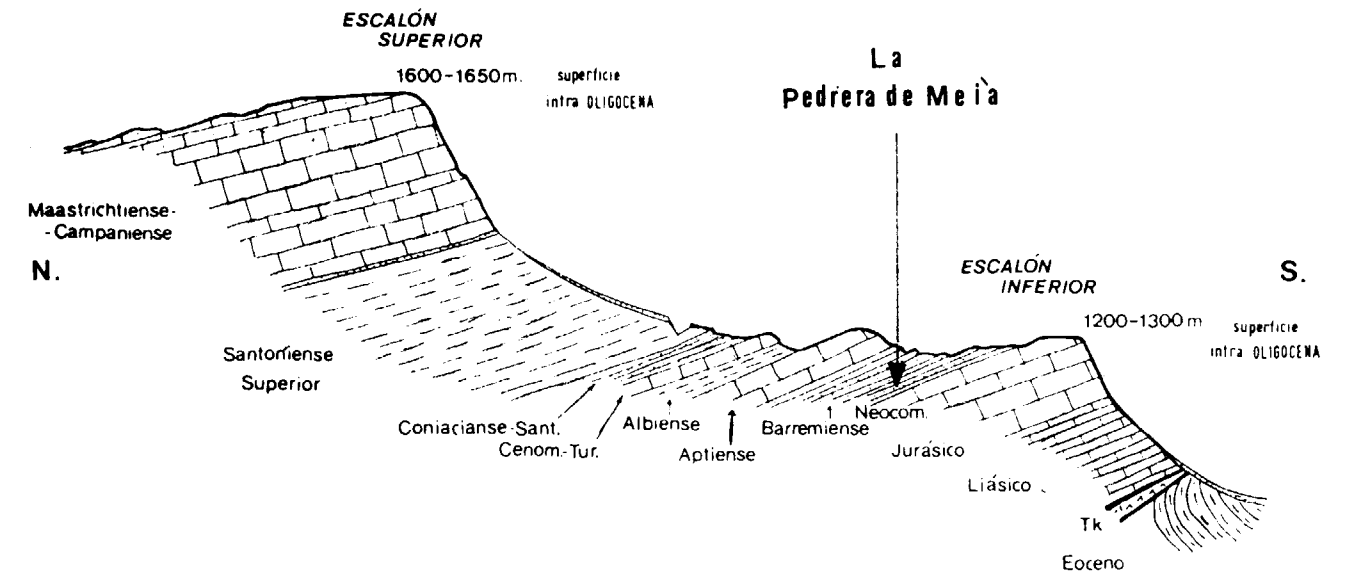


Figura 1.—Corte esquemático transversal de la vertiente sur del Montsec de Rubies (tomado de J. L. PEÑA, 1983).

nistrado hasta la fecha abundante fauna y flora. Entre los vertebrados destacan los peces, que cuentan con diecisiete especies distintas. Tres especies de reptiles y tres de anuros. Las aves están representadas por el hallazgo de nueve plumas de cobertura y una penna. Ultimamente se han localizado restos óseos de un ave (LACASA, 1986).

Entre los invertebrados destacan los insectos, representados por once órdenes. Los crustáceos cuentan con dos especies de decápodos (últimamente he recogido varios ejemplares de Isópodos flabelliformes que guardan un gran parecido con el género *Palaega*). Los ostrácodos son muy abundantes en los niveles superiores y, asimismo, los gasterópodos. Los bivalvos están representados por el género *Neomiodon*.

La flora es muy interesante, y cuenta con numerosas especies pertenecientes a las Equisetales, Filicales, Pteridospermales, Gynkyoales, Cycadales, Caytoniales, Bennettiales, Coniferales y Ranales. Numerosa es también la representación de la microflora (véase BARALE et al., 1984).

ANTECEDENTES HISTORICOS

A raíz de la apertura con fines comerciales de

una cantera a principios de siglo en las calizas litográficas de La Pedrera de Meià, se confeccionó por H. E. SAUVAGE (1903) una primera lista de peces:

Spirangium (huevo de elasmobranquio)
Undina? *leridae*
Lepidotus sp.
Lepidotus ilergetis
Propterus vidali
Microdon aff. *egertoni*
Caturus tarraconensis
Megalurus woodwardi
Aspidorynchus?
Leptolepis voithi
Aethalion vidali
Aethalion gigas
Vidalia catalunica

VIDAL (1915) aporta los siguientes nuevos ejemplares:

Undina penicillata
Lepidotus aff. *itieri*
Megalurus sauvagei
Hybodius woodwardi

E. I. WHITE (1938) indica que el nombre genérico *Aethalion* MÜNSTER, 1842, empleado hasta entonces, corresponde por la ley de prioridad a

un insecto hemíptero, y propuso el nuevo término *Anaethalion*.

E. I. WHITE y J. A. MOY-THOMAS (1940) señalan los siguientes cambios de nomenclatura:

— *Lepidotes* (AGASSIZ, 1832) sustituye a *Lepidotus* (AGASSIZ, 1833) por la ley de prioridad.

— *Vidalamia* (WHITE y MOY-THOMAS, 1941) sustituye a *Vidalia* (SAUVAGE, 1903), ya que el nombre *Vidalia* había sido utilizado previamente para un género de insectos.

FERRER CONDAL (1951) comenta la ictiofauna de las calizas litográficas del Montsec con nuevos ejemplares de especies ya conocidas: *L. voithi*, *A. vidali*, *A. gigas*, *Microdon* aff. *egertoni*, adjuntando la fotografía de un nuevo ejemplar, del que no indica su posición taxonómica. En el mismo trabajo señala que *A. gigas* y *A. vidali* pertenecen a la misma especie. En 1957 aporta los siguientes peces: *Propterus vidali*, *Caturus* sp. y *Lepidotes* sp.

WENZ (1964) estudia el nuevo ejemplar hallado por el Dr. FERRER (1951) y lo clasifica como *Notagogus ferreri* en honor de su descubridor.

NYBELIN (1967) considera que la presencia de una nadadera anal alargada en *A. vidali* establece una diferencia de orden genérico para este pez.

WENZ (1968) describe la fauna ictiológica del Montsec, incluyendo los nuevos géneros:

Amiopsis sp.
Ophiopsis montsechensis
Coelodus sp.
Pleuropholis sp.
Leptolepis crusafonti

Al mismo tiempo indica el cambio de *Undina* por *Holophagus* por razones de prioridad. Señala, igualmente, que el ejemplar clasificado por VIDAL (1915) como *Megalurus sauvagei*, es, dada su mala conservación, de posición taxonómica dudosa, por lo que no lo incluye en la lista de peces que da esta autora.

WENZ (1971) realiza un completo trabajo sobre *Vidalamia catalunica*, emplazándolo dentro de los AMIIDAE, refutando la clasificación de SAUVAGE (1903), que colocaba este género dentro de los LEPTOLEPIDAE.

FOREY (1973) hace un estudio, entre otros ejem-

plares, de *A. vidali*, indicando por vez primera varios detalles del cráneo y el esqueleto caudal de este Teleósteo. PATTERSON y ROSEN (1977) estudian, entre otros teleósteos, el esqueleto caudal y algunos detalles del cráneo de *A. vidali*, colocándolo dentro de los ELOPOMORPHA incertae sedis.

LACASA (1981) publica un trabajo sobre el yacimiento de La Pedrera de Meià, en el que hace una breve reseña de cada uno de los holotipos de la ictiofauna del Montsec.

GOMEZ PALLEROLA (1982) incluye varios ejemplares correspondientes a once peces distintos del yacimiento de La Pedrera, sin establecer ninguna nueva especie.

WENZ (1984) establece el nuevo género *Rubiesichthys gregalis*, perteneciente a la familia CHANIDAE.

GOMEZ PALLEROLA (1985) da a conocer un nuevo ejemplar para las calizas litográficas del Montsec, el elasmobranquio *Lonchidion* sp. Este mismo autor (1988) aporta un nuevo elasmobranquio de posición sistemática indeterminada.

WENZ (1988) considera que el pez *Urocles woodwardi* (SAUVAGE, 1903) corresponde en realidad a *Amiopsis woodwardi*.

ÁLGUNAS OBSERVACIONES SOBRE ESTA NOTA

1. Como quiera que todos los ejemplares incluidos en este trabajo pertenecen al mismo yacimiento, La Pedrera de Meià-La Cabrúa, indicamos aquí el Locus Typicus y el Stratum Typicum, válido para todos los ejemplares descritos.

— Locus typicus:
La Pedrera de Meià-La Cabrúa, Sierra del Montsec, provincia de Lérida (España).

— Stratum typicum:
Mudstone laminado (= calizas litográficas), con fauna y flora (Unidad N₂ de PEYBERNES, 1976), del Berriasiense Superior - Valanginiense Inferior (Neocomiense).

2. Se da la diagnosis de cada género y de cada especie en base al holotipo, describiéndose a continuación los nuevos topotipos, en algunos casos con datos inéditos respecto al holotipo correspondiente.

3. Todos los ejemplares aquí descritos pertenecen a la colección personal del autor, salvo las excepciones que se indican en el texto.

4. El presente trabajo puede considerarse como una segunda parte de mi anterior artículo (1988): «Nota sobre los peces elasmobranquios de las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec (Lérida)».

TAXONES REPRESENTADOS

Como he indicado anteriormente, las calizas litográficas del Montsec han suministrado hasta la fecha diecisiete especies de peces distintas, de entre ellos sólo dos, *Vidalamia catalunica* y *Rubiesichthys gregalis*, son géneros nuevos. Los peces de pequeño tamaño: «*Leptolepis*» *iltirdai* nov. sp., «*L.*» *crusafonti*, *Rubiesichthys gregalis* y *Notagogus ferreri*, son los más abundantes. En cambio, los ejemplares de mayor talla hallados son escasos en su conjunto.

La mayoría de peces se encuentran extinguidos, pero algunos pueden considerarse como sus descendientes; así, por ejemplo, *Chanos chanos*, pequeño pez que vive actualmente en las costas de la zona indopacífica, pero con antepasados dulceacuícolas, puede considerarse como un género próximo a *Rubiesichthys*.

Muy raramente se encuentran dos o más peces sobre el mismo plano de una placa caliza, y en caso de producirse dicha asociación, los ejemplares son todos de la misma especie; presentamos aquí una laja de caliza en la que aparecen tres ejemplares de *Notagogus ferreri* (fig. 2), y otra en la que aparecen un *Notagogus ferreri* y un «*Leptolepis*» *crusafonti* (fig. 3), caso excepcional en el yacimiento.

Son muy numerosos los coprolitos (limbricarias) de peces, algunos de ellos de gran tamaño, siendo a veces visibles en ellos dientes o huesecillos no digeridos que permiten identificar al animal que fue ingerido. Los dientes de *Coelodus* son los más frecuentes, lo que indica que este género era abundante.

También aparece raramente algún ejemplar en el que es visible el contenido estomacal; así, poseemos un «*Leptolepis*» *iltirdai* nov. sp., en cuyo interior aparecen restos de otros «*Leptolepis*» más pequeños (fig. 4).

La ictiofauna del yacimiento se desglosa del modo siguiente:

ELASMOBRANCHII	3
CROSSOPTERYGII	1
ACTINOPTERYGII	13

De entre estos últimos, cuatro son Halecóstomos incertae sedis, cuatro Halecomorfos y cinco Teleósteos.

Transcribo a continuación la lista actualizada de peces:

ELASMOBRANCHII
HYBODONTIDAE: *Hybodus woodwardi* (1) (mr).
Lissodus sp. (= *Lonchidion* sp.) (mr).
INCERTAE SEDIS: Seláceo indeterminado (mr).

CROSSOPTERYGII
COELACANTHIDAE: «*Holophagus*» *leridae* (mr).

ACTINOPTERYGII
HALECOSTOMI incertae sedis.
GYRODONTIDAE: *Coelodus* sp. (a).
SEMIONOTIDAE: *Lepidotes ilergetis* (r).
MACROSEMIIDAE: *Propterus vidali* (r).
Notagogus ferreri (a).

HALECOSTOMI.
HALECOMORPHI.
CATURIDAE: *Caturus tarraconensis* (r).
OPHIOPSIDAE: *Ophiopsis montsechensis* (r).
AMIIDAE: *Vidalamia catalunica* (mr).
Amiopsis woodwardi (r).

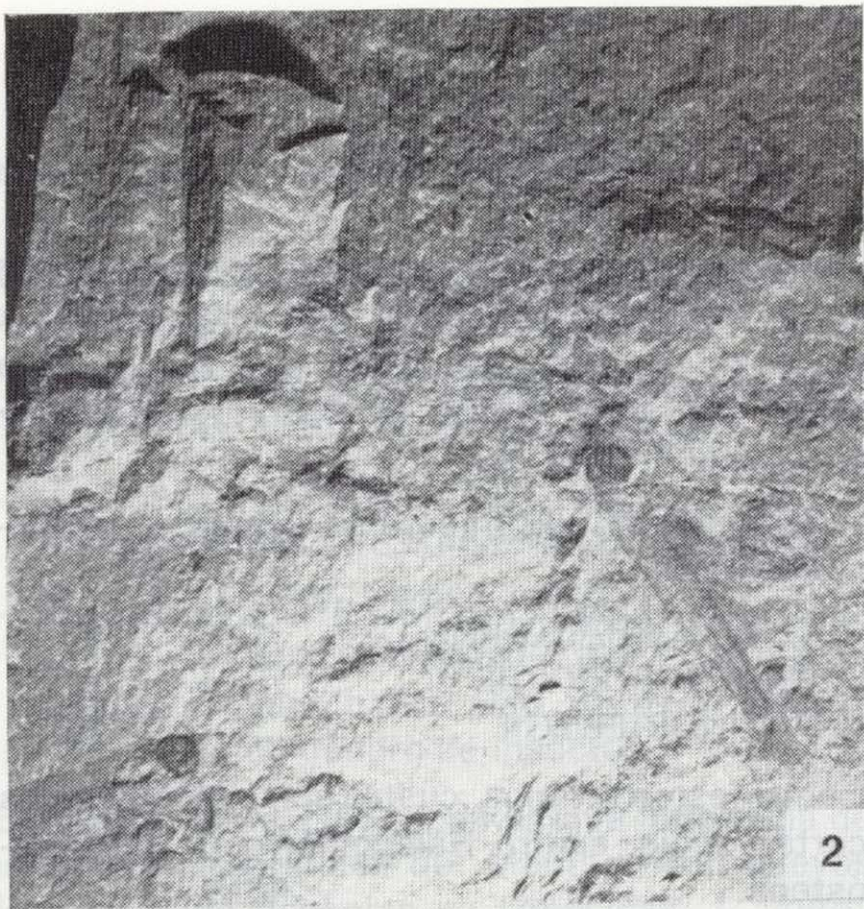
HALECOSTOMI.
TELEOSTEI.
PLEUROPHOLIDAE: *Pleuropholis* sp. (mr).
CHANIDAE: *Rubiesichthys gregalis* (a).
TELEOSTEI incertae sedis:

«*Leptolepis*» *iltirdai* nov. sp. (ma).
«*Leptolepis*» *crusafonti* (a).

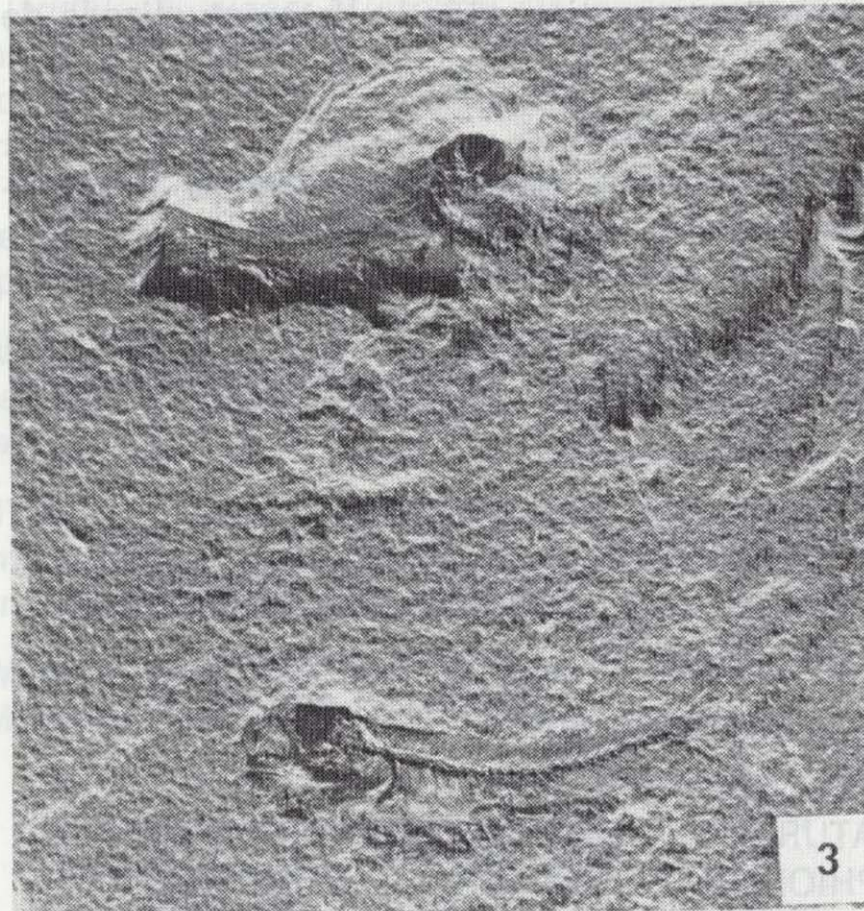
ELOPOMORPHA incertae sedis:
«*Anaethalion*» *vidali* (a).

(mr): Muy raro. (r): Raro. (a): Abundante. (ma): Muy abundante.

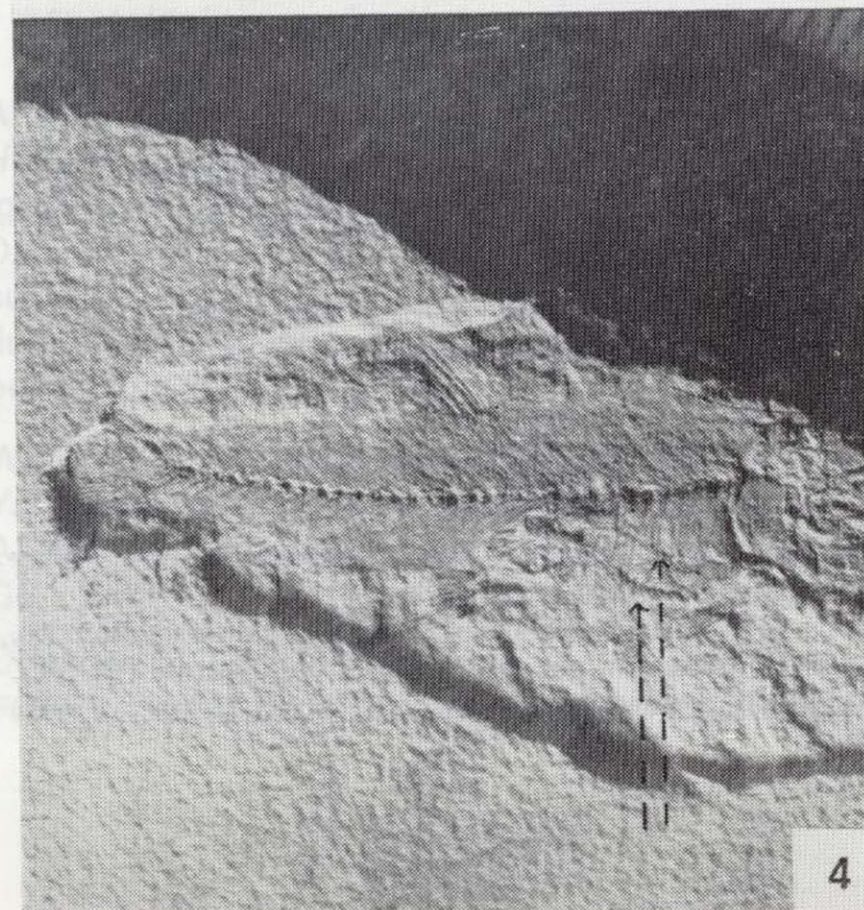
(1) La presencia del género *Hybodus*, en el yacimiento, ha sido confirmada por el hallazgo de dientes (GOMEZ PALLEROLA, 1985, 1988).



2



3



4

El holotipo de *Hybodus woodwardi* VIDAL, 1915, MGB 505 a-b, carece de una diagnosis correcta a nivel de género y especie, ya que la presencia de una espina dorsal con dentículos, la configuración de las costillas (15 pares en *H. woodwardi*) y la forma de las basidorsales y basiventrals del esqueleto axial no son suficientes para definir el género. La especie está establecida sin compararla a las otras especies de *Hybodus*.

Lissodus (= *Lonchidion*) posee las espinas dorsales de forma y estructura igual a las de *Hybodus*; como este género, ha aparecido también en el yacimiento, GOMEZ PALLEROLA (1985, 1988), la confusión a base de fragmentos parciales entre ambos géneros es evidente. Es necesario, pues, recurrir a la comparación histológica de los dientes para diferenciar uno u otro género.

Nótese en la lista de peces que acabo de dar cómo el número de ejemplares correspondientes a los teleosteos es abundante o muy abundante, lo que indica que estos peces ya comenzaban a reemplazar a los holosteos de períodos anteriores.

Existe un claro paralelismo entre la ictiofauna del yacimiento del Montsec y las de Solnhofen y Cerin, algunos peces presentan diferencias mínimas: *Pleuropholis*, *Caturus*, *Ophiopsis*, etc.

SISTEMATICA

Utilizaremos en este trabajo la clasificación dada por PATTERSON (1973).

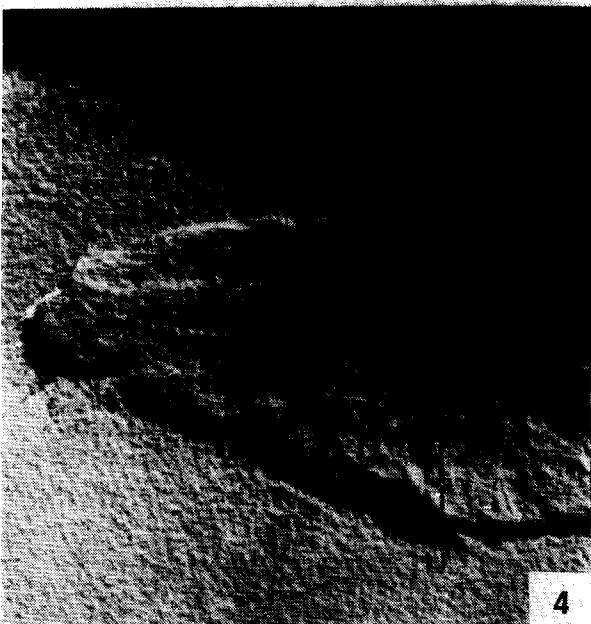
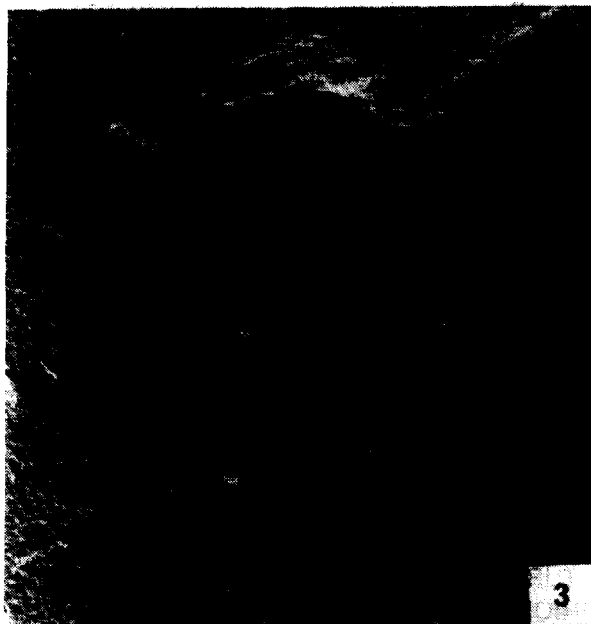
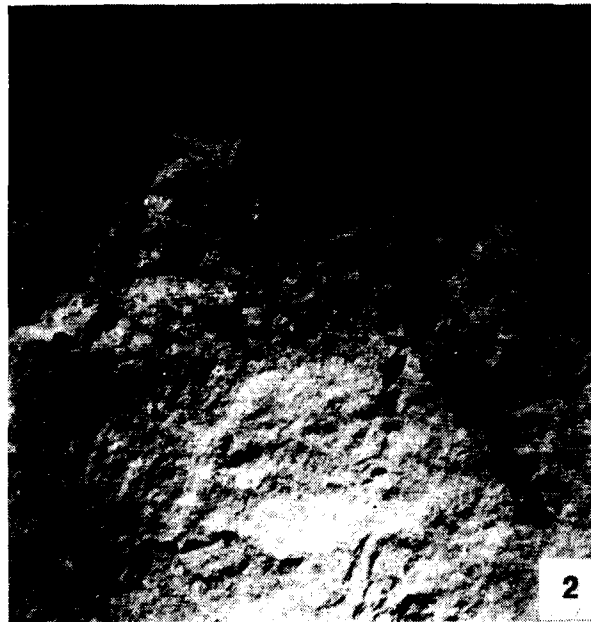
La Subclase ACTINOPTERYGII incluye a la infraclase NEOPTERYGII REGAN (1923), NELSON (1969a) y PATTERSON (1973).

La infraclase NEOPTERYGII comprende dos divisiones: GINGLYMODI (LEPISOSTEIDAE) y HA-

Figura 2.—Asociación de tres ejemplares de *Notagogus ferreri*.

Figura 3.—Asociación de *Notagogus ferreri* (arriba) y «*Leptolepis*» *crusafonti* (abajo).

Figura 4.—«*Leptolepis*» *iltirdai* nov. sp. conteniendo en su estómago restos de otros «*leptolepis*» más pequeños.



El holotipo de *Hybodus woodwardi* VIDAL, 1915, MGB 505 a-b, carece de una diagnosis correcta a nivel de género y especie, ya que la presencia de una espina dorsal con denticulos, la configuración de las costillas (15 pares en *H. woodwardi*) y la forma de las basidorsales y basiventrals del esqueleto axial no son suficientes para definir el género. La especie está establecida sin compararla a las otras especies de *Hybodus*.

Lissodus (= *Lonchidion*) posee las espinas dorsales de forma y estructura igual a las de *Hybodus*; como este género, ha aparecido también en el yacimiento, GOMEZ PALLEROLA (1985, 1988), la confusión a base de fragmentos parciales entre ambos géneros es evidente. Es necesario, pues, recurrir a la comparación histológica de los dientes para diferenciar uno u otro género.

Nótese en la lista de peces que acabo de dar cómo el número de ejemplares correspondientes a los teleosteos es abundante o muy abundante, lo que indica que estos peces ya comenzaban a reemplazar a los holosteos de períodos anteriores.

Existe un claro paralelismo entre la ictiofauna del yacimiento del Montsec y las de Solnhofen y Cerin, algunos peces presentan diferencias mínimas: *Pleuropholis*, *Caturus*, *Ophiopsis*, etc.

SISTEMATICA

Utilizaremos en este trabajo la clasificación dada por PATTERSON (1973).

La Subclase ACTINOPTERYGII incluye a la infraclase NEOPTERYGII REGAN (1923), NELSON (1969a) y PATTERSON (1973).

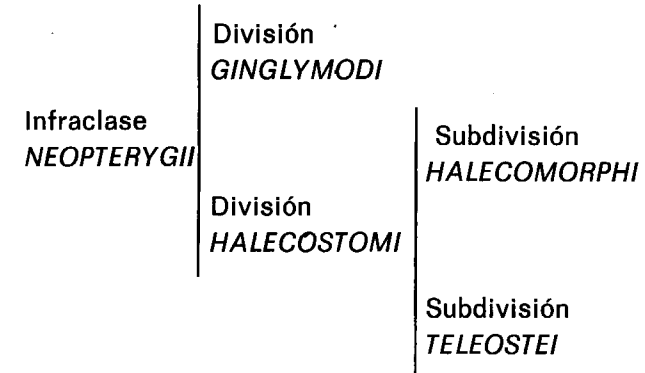
La infraclase NEOPTERYGII comprende dos divisiones: GINGLYMODI (LEPISOSTEIDAE) y HA-

Figura 2.—Asociación de tres ejemplares de *Notagodus ferreri*.

Figura 3.—Asociación de *Notagodus ferreri* (arriba) y «*Leptolepis*» *crusafonti* (abajo).

Figura 4.—«*Leptolepis*» *iltirdai* nov. sp. conteniendo en su estómago restos de otros «*leptolepis*» más pequeños.

LEOSTOMI, y esta última contiene dos subdivisiones: HALECOMORPHI (AMIIFORMES) y TELEOSTEI.



Para los TELEOSTEI emplearemos la clasificación de PATTERSON y ROSEN (1977).

Utilizaremos la sistemática clásica para el Crosopterigio.

ABREVIACIONES DE LAS INSTITUCIONES

- BMNH: British Museum (Natural History).
- MGB: Museo de Geología de Barcelona.
- MGSB: Museo de Geología del Seminario de Barcelona.
- IPS: Instituto de Paleontología de Sabadell.
- IEI: Instituto de Estudios Ilerdenses (Lérida).

- Clase: OSTEICTHYES
- Subclase: CROSSOPTERYGII
- Orden: ACTINISTIA
- Suborden: COELACANTHOIDEI
- Familia: COELACANTHIDAE

Género «*Holophagus*» EGERTON = *Undina* MÜNSTER

Diagnosis

Pez de gran talla, aletas lobuladas salvo la primera dorsal, que es radial. Escamas brillantes y de tamaño pequeño-mediano (variable según las especies). Aleta caudal dificerca, como en todos los COELACANTHIDAE. Aletas adheridas al esqueleto axial mediante gruesas placas basales.

Distribución

«*Holophagus*» se ha localizado en facies marinas del Sinemuriense (Liásico) de Gran Bretaña y del Toarciense del norte de Europa. El género sinónimo *Undina* se cita en el ?Hettangiense (Liásico), en el Portlandiense de Gran Bretaña y en el Kimmeridgiense del norte de Europa. Igualmente se cita con signo de interrogación en el Hauteriviense Superior-Barremiense Inferior de Las Hoyas (Cuenca).

GAYET (1975) indica que los yacimientos donde han aparecido coelacántidos jurásicos: Cerin, Solnhofen, Eichstadt, Nüsplingen y Kelheim, son de escasa profundidad, lo cual podría dar origen a una migración en profundidad característica de los coelacántidos actuales, que podría remontarse al menos hasta el Cenomaniense Inferior (aunque *Macropoma* haya persistido hasta el Turoniense en aguas relativamente poco profundas). *Latimeria chalumnae* MILLOT y ANTHONY (1958), representante de los COELACANTHIDAE en la actualidad, y adaptado a las aguas profundas, podría confirmar esta hipótesis.

En la distribución mundial que SCHAEFFER y PATTERSON (1984) dan sobre la ictiofauna del Jurásico aparece el nombre de *Trachymetopon* como sinónimo de «*Holophagus*», sinónimo éste que no conocemos en nuestra bibliografía.

«*Holophagus*» *leridae* (SAUVAGE, 1903) (1) (fig. 5)

- 1903 *Undina leridae* SAUVAGE, 1903, p. 7, lámina 1, fig. 1.
- 1915 *Undina penicillata* MÜNSTER, 1842 - VIDAL, p. 33, lám. 1, fig. 1.
- 1968 *Holophagus leridae* (SAUV.) - WENZ, p. 117.
- 1981 *Holophagus leridae* (SAUV.) - LACASA, p. 131.
- 1988 ?«*Holophagus*» *leridae* (SAUV.) - SANZ, WENZ et alii, p. 622, lám. 2, fig. 7.

(1) Este fósil aparece como *H. leridae* en el ejemplar MGSB 27304.

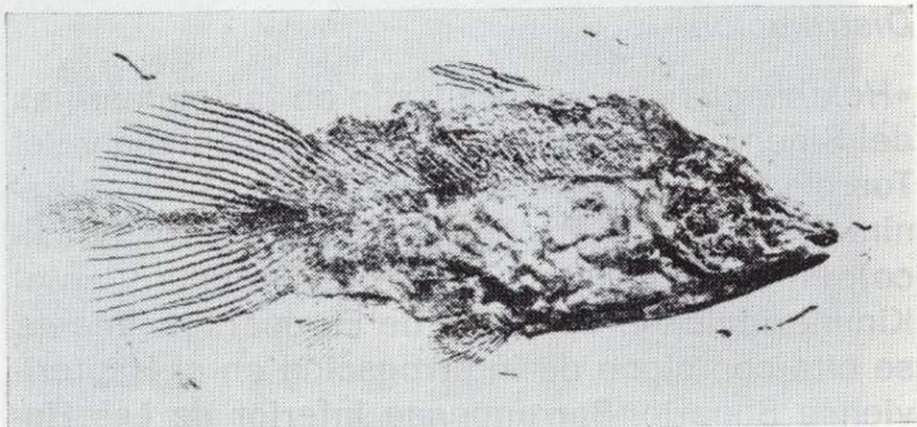


Figura 5.—«*Holophagus*» *leridae* MGB 566 (vaciado en yeso).

Material

- Holotipo: MGB 563.
- MGSB 27304.
- MGB 566 (vaciado en yeso del ejemplar MGB 565).

Diagnosis

Pez de unos 500 mm. de longitud en el holotipo. No existe descripción alguna respecto al cráneo de «*Holophagus*» *leridae* de los ejemplares del Montsec (el ejemplar hallado recientemente en el yacimiento de Las Hoyas y atribuible con signo de interrogación a «*H.*» *leridae* se caracteriza por un corto escudo frontoetmoidal, de manera particular en el área del hocico y por la ausencia de ornamentación en el techo craneal). La aleta caudal está compuesta en los ejemplares del Montsec por 24-26 gruesos radios en número igual en cada lóbulo (el lóbulo mediano o suplementario no se distingue en el holotipo). Las neurapófisis y las hemapófisis de la parte posterior de la región caudal son largas. La aleta anal está muy retirada y es de poca extensión, compuesta por 14-15 radios. La dorsal posterior se inserta un poco antes del comienzo de la anal. La primera dorsal es corta y comienza antes de las pέλvicas; éstas son cortas y están separadas de la anal por un espacio que es igual a una vez y media al que separa la base de esta última de la base de la caudal. Las escamas poseen fuertes estrías irregulares de ganoína.

Existe otro ejemplar de «*Holophagus*» *leridae*, una de cuyas caras se encuentra en la colección FERRER CONDAL de La Fuliola (Lérida), y la

otra corresponde al ejemplar MGSB 27304. Este fósil está casi completo, faltándole tan sólo la primera aleta dorsal y el lóbulo suplementario. Es curioso constatar en todos los ejemplares conocidos hasta la fecha la disolución química de algunas partes del mismo, especialmente del esqueleto axial.

Descripción

El ejemplar de «*Holophagus*» *leridae*, MGB 565, 566, mide 360 mm. de longitud y carece de la segunda nadadora dorsal y de la pectoral derecha. En las aletas pέλvicas sólo se ven 11 radios, en la anal 16 y en la primera dorsal tan sólo 6 radios. El primer lóbulo de la caudal posee 24-26 radios, estando dividido por el lóbulo suplementario en dos mitades exactas. El lóbulo suplementario posee 25 radios. Las espinas neurales son largas y las hemales no se distinguen con claridad.

Discusión

SAUVAGE (1903) indicaba que este fósil es similar a *Macropoma* (*Coccoderma*) *substriolatum* HUSCLEY, 1886, pl. X, fig. 4 del Kimmeridgiense de Cottenham. Las articulaciones de los radios de la aleta caudal principal son más numerosas que en las de *Heptanema willemeesi* VETTER, 1881, de las calizas litográficas de Baviera. La forma del cuerpo y la posición de las ventrales es diferente. Por el tipo de escamas de «*H.*» *leridae*, vemos que es diferente a *H. (Undina) cirinensis* de Cerin, que posee numerosos tubérculos esmaltados en las mismas. Igualmente, el número de radios de las pέλvicas es distinto (19 en *U. cirinensis*).

«*Holophagus*» cf. *leridae* (fig. 6)

Descripción

Poseemos dos aletas seguramente pέλvicas, que interpretamos como correspondientes a «*Holophagus*» cf. *leridae*; estas aletas son lobuladas y poseen alrededor de 15-16 radios. Las aletas constan de una placa basal respectivamente que mide 30 mm., faltando en ambas el comienzo de

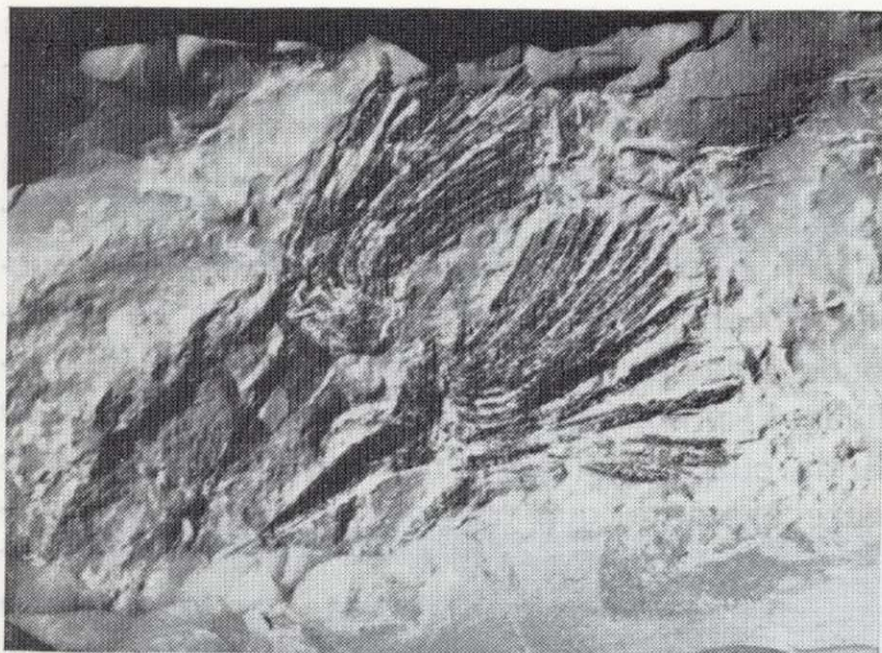


Figura 6.—Aletas pélvicas de «*Holophagus*» cf. *Ieridae*.

las mismas. La parte que corresponde a los radios mide 40 mm. Así pues, la longitud total de las aletas con la placa basilar incluida es de 70 mm. Las placas sufren un poco más adelante de la mitad de su recorrido un notable estrechamiento, llegando tan sólo a tener 1,5 mm. de anchura. Las escamas son cicloides, brillantes y lisas (únicamente se aprecian los anillos concéntricos de crecimiento); su tamaño es pequeño, 2-3 mm.

Subclase: ACTINOPTERYGII
 Infraclase: NEOPTERYGII PATTERSON, 1973
 División: HALECOSTOMI Incer. sed.
 PATTERSON 1973
 Familia: GYRODONTIDAE

Género *Coelodus* HECKEL, 1856

Especie tipo: *Coelodus Saturnus* HECKEL, 1856

Diagnosis

Presencia en todos los ejemplares de una zona sin osificar situada entre el supraoccipital dérmico, el frontal y el parietal. Dentición compuesta por series longitudinales con cinco filas en el vómer y tres en el esplenial de aspecto circular u oval, el externo puede estar subdividido y el interno comportar dientes bastante irregulares. Presencia de escamas en la parte anterior del cuerpo.

Distribución

El género *Coelodus* se halla en el Barremiense de Baía dos Lagosteiros (Cabo Espichel), en el Cenomaniense Medio de Cacém, Nazaré y Colline du Pendão (Belas). En el Cenomaniense Superior de Barcarena. En el Turoniense de Sargento-Mor en Portugal. En el Cretácico de Cataluña, Aptiense de Cap de Vinyet, Morella (Castellón), en el Turoniense de Cuenca. En el Portlandiense de Italia y en facies no marinas del Portlandiense y Wealdiense de Gran Bretaña.

Coelodus sp. (1) (figs. 7-15)

- 1903 *Microdon* aff. *egertoni* THIOLLIERE - SAUVAGE, p. 10, lám. 4, fig. 4.
 1951 *Microdon* aff. *egertoni* THIOLLIERE - FERRER CONDAL, p. 52, lám. 2, fig. 2.
 1963 *Microdon* cf. *egertoni* THIOLL. - BAUZA et al., p. 221, lám. 1, fig. 7.
 1968 *Coelodus* HECKEL - WENZ, p. 118.
 1981 *Coelodus* HECKEL - LACASA, p. 123.
 1981 *Microdon* aff. *egertoni* LACASA, p. 124.
 1982 *Microdon* aff. *egertoni* GOMEZ PALLEROLA, p. 7, fots. 12-13.
 1984 *Coelodus* n. sp. - BARALE et al., p. 281, fig. 2.

Material

— Catorce ejemplares de la colección personal del autor.

Diagnosis

Pez de cuerpo elevado con el perfil dorsal aumentando desde la parte posterior del cráneo hasta el comienzo de la dorsal y descendiendo gradualmente desde el inicio de esta aleta hasta el comienzo de la caudal. Perfil ventral, elevándose desde la parte posterior e inferior del cráneo hasta el inicio de la anal y descendiendo de forma gradual desde el comienzo de ésta hasta el inicio de la caudal. Aparato opercular con dos

(1) Según comunicación personal de la Dra. WENZ, *Coelodus* del Montsec corresponde a una especie nueva (WENZ, en prensa).

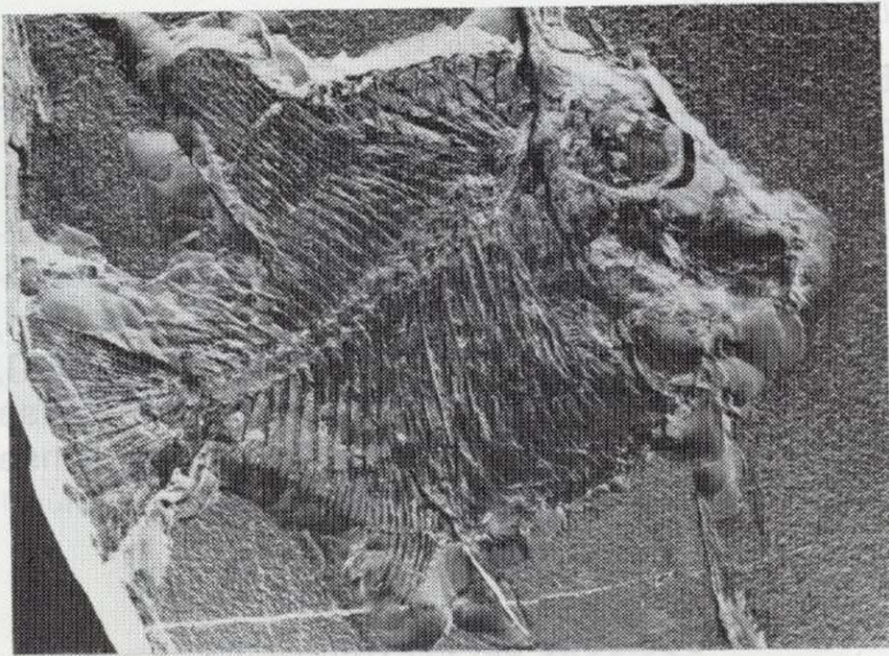


Figura 7.—*Coelodus* sp.

huesos dérmicos que se unen estrechamente. Presencia de una foseta craneal ubicada entre el frontal y los huesos parietales. Aleta dorsal con unos 41 radios. Aleta anal con aproximadamente 34 radios. Cinco hileras de dientes en el vómer y tres en el esplenial. Dos tipos distintos de escamas, unas situadas en el flanco anterior dorsal y en el flanco anterior ventral y otras situadas interiormente en la parte ventral del pez. Caudal con 21-22 radios lisos en el tercio proximal y segmentados posteriormente. Todos los radios de esta aleta ramificados. Cinco o seis probables hipurales. Esqueleto axial desprovisto de vértebras óseas como en los demás representantes de la familia GYRODONTIDAE.

Descripción

Todos los ejemplares hallados de *Coelodus* en los yacimientos del Montsec son de pequeña talla, ya que ninguno logra alcanzar los 250 mm. Los dos ejemplares completos que presentamos en esta nota miden, respectivamente, 155 mm. y 108 mm. El cráneo de *Coelodus* del Montsec posee el extremo de la región occipital acabado en punta como *Microdon*, pero en éste el supra-occipital, el parietal y el frontal se encuentran soldados. Existe, como hemos indicado en la

diagnosis, una laguna ósea alojada entre estos huesos, que según LEHMAN (1966) podría servir para la inserción de los músculos provenientes del tronco. El cleitro es muy alargado. El perfil dorsal del pez es de aspecto más triangular que el ventral, que es más redondeado. Los huesos del aparato opercular recubiertos de numerosos alvéolos que guardan una disposición radiada. El preopérculo del género *Coelodus* es de forma cuadrangular y posee dos huesos unidos estrechamente, que en rigor se pueden considerar como dos preopérculos. La mandíbula inferior es extraordinariamente robusta, en el dentario se aprecian dos dientes. El cerato-hial es de aspecto cuadrangular.

Los dientes vomerianos forman una placa estrecha y alargada como se ve en el cráneo de nuestros ejemplares, y aún mejor en una placa dentaria suelta, en la que se aprecia claramente las cinco hileras de dientes, una central y dos latero-interna y latero-externa, respectivamente, a cada lado. Todas las hileras constan de seis dientes, estando la placa incompleta. Los dientes centrales son ovalados y horizontales, más anchos que altos, y van descendiendo gradualmente de altura y anchura; así, el último es aproximadamente la mitad de ancho que el primero de la serie.

Los dientes de las hileras latero-internas y latero-externas son más pequeños y ovalados, pero en posición vertical, apreciándose en los latero-internos de la parte izquierda una ligera depresión en la superficie, también en su parte izquierda. La placa dentaria esplenial es más ancha que la vomeriana. Los dientes están puestos en hileras—tres hileras principales—, siendo todos horizontales y de forma ovalada o con la parte central estrechada.

En uno de nuestros ejemplares, parecen existir dos hileras más: una latero-externa izquierda, con dientes ovalados-circulares, y otra latero-interna derecha, con dientes ovalados verticales muy pequeños. Esperamos el hallazgo de una placa esplenial completa para poder confirmar o refutar esta apreciación.

En la descripción de SAUVAGE (1903) sobre *Microdon* aff. *egertoni*, nos dice este autor que la dorsal consta de 20 a 22 radios; nosotros hemos

podido constatar la presencia de al menos 41 radios en esta aleta y de unos 34 radios en la anal.

Las aletas pectorales poseen unos 30 radios y están situadas por encima de la zona de escamas

de la parte anterior del cuerpo. Las pélvicas, con cinco radios, se ubican en la parte inferior del pez después de la última hilera de escamas y un poco antes del comienzo de la anal. En la parte anterior del tronco existen una serie de huesos espiniformes de sostén que al cru-

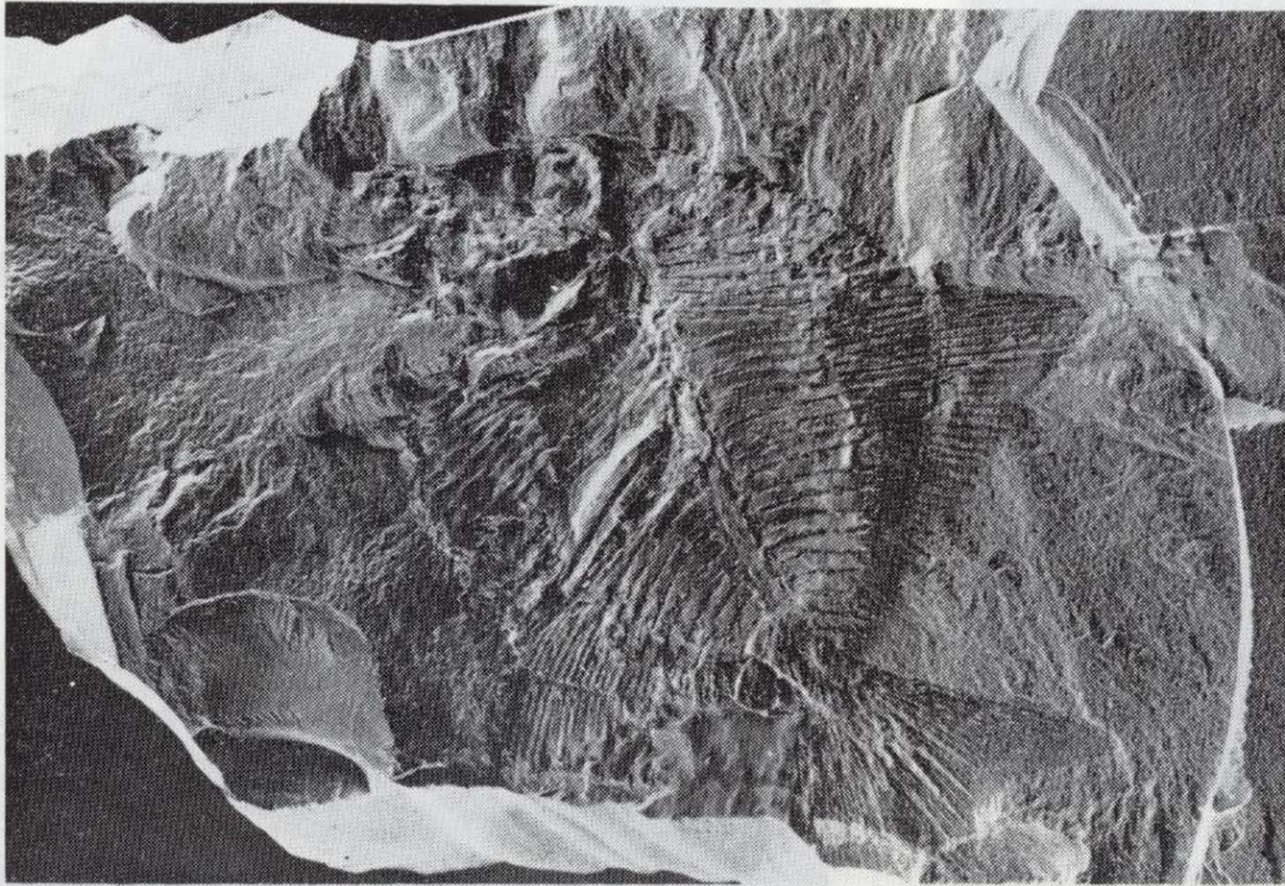


Figura 8.—*Coelodus* sp.

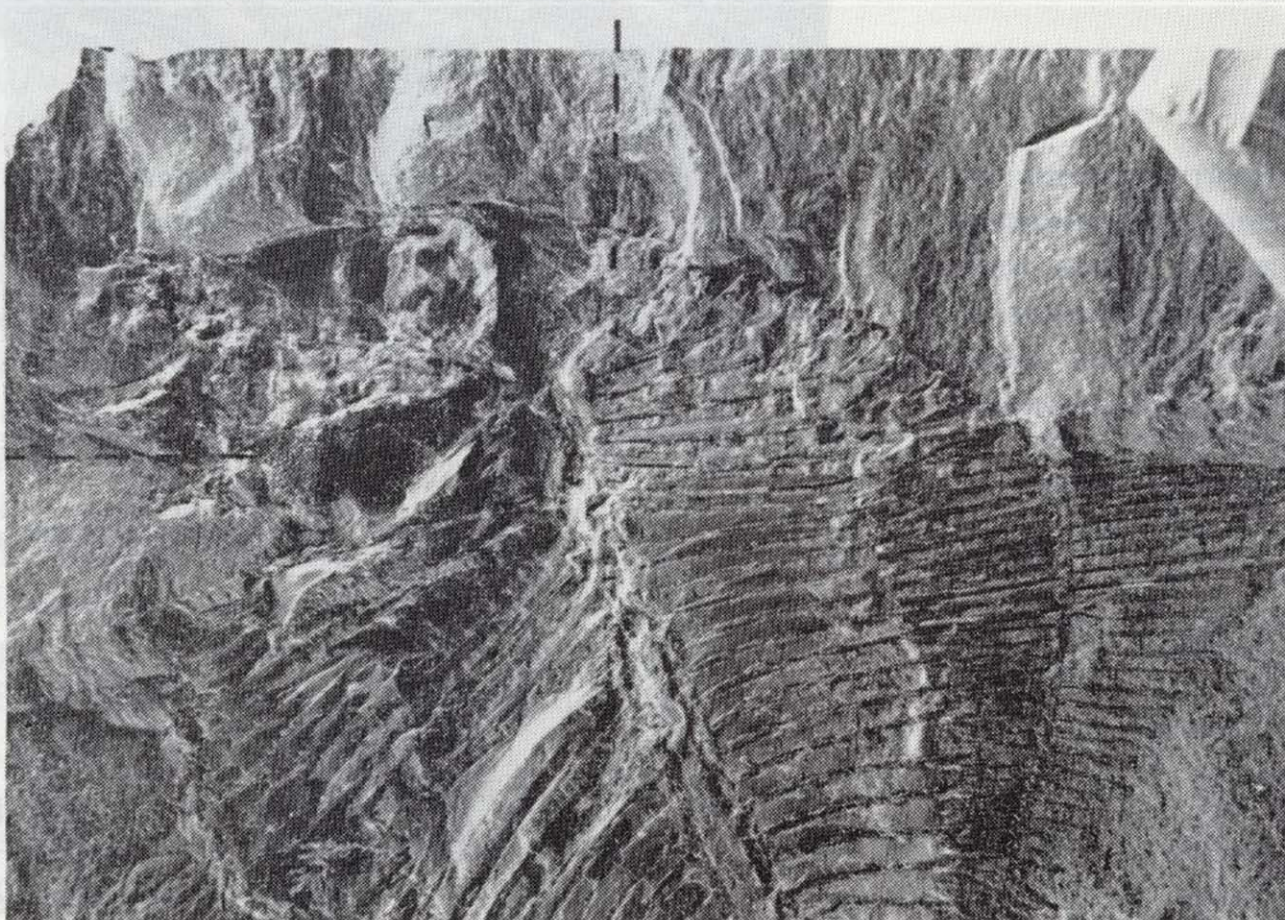


Figura 9.—Ubicación de la fosa craneal sin osificar del ejemplar de *Coelodus* sp. de la figura 8, y detalle del aparato opercular.

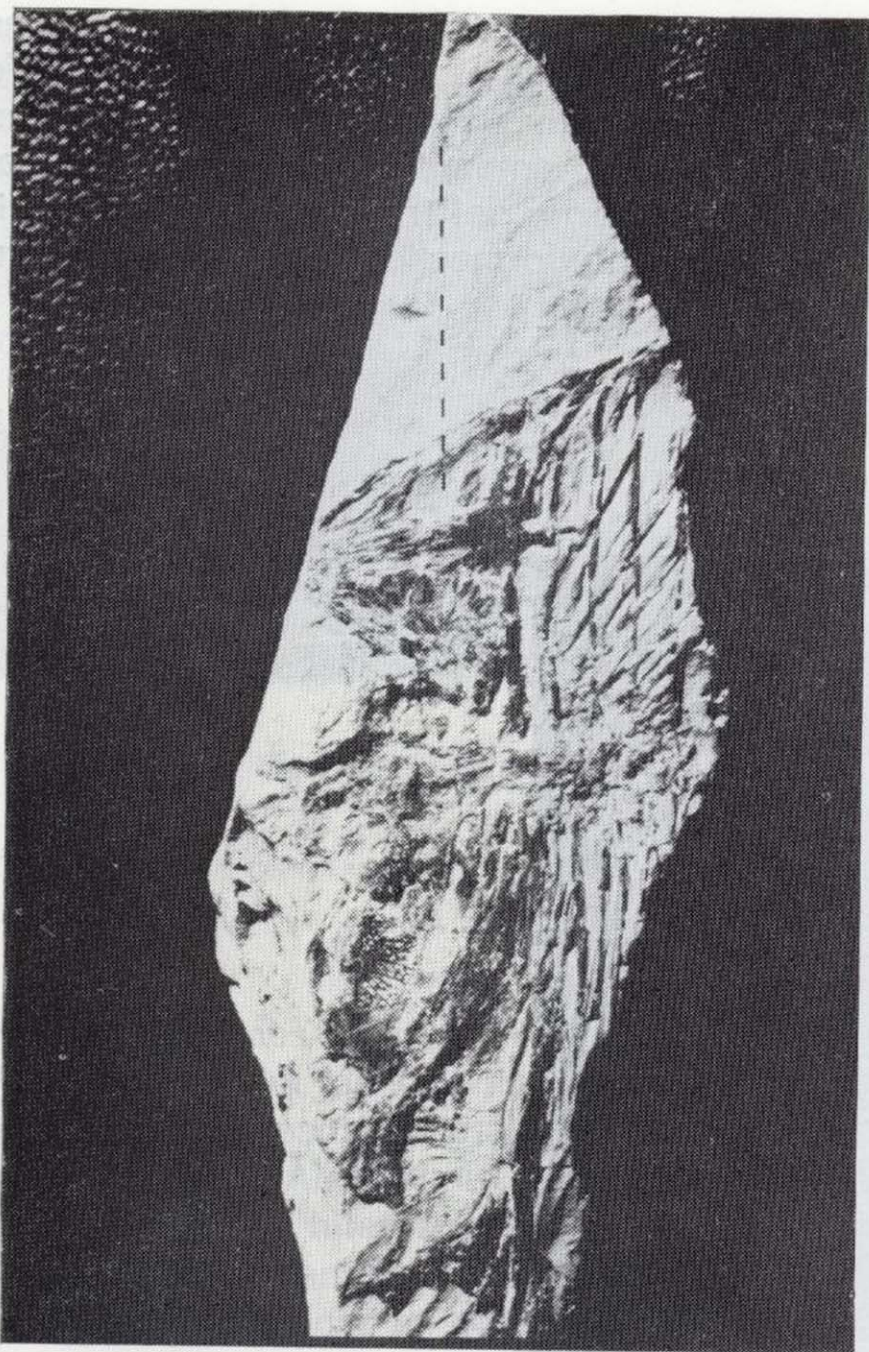


Figura 10.—Situación de la foseta craneal en otro ejemplar de *Coelodus* sp.

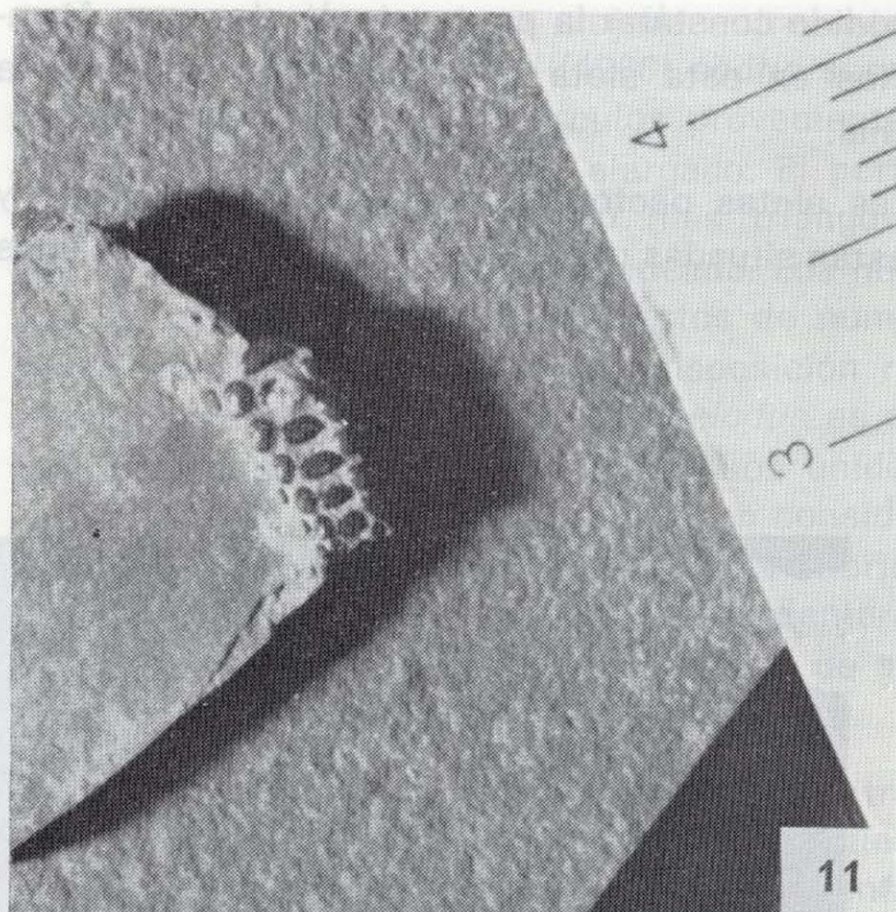


Figura 11.—Placa dentaria mostrando los dientes vomerianos de *Coelodus* sp.

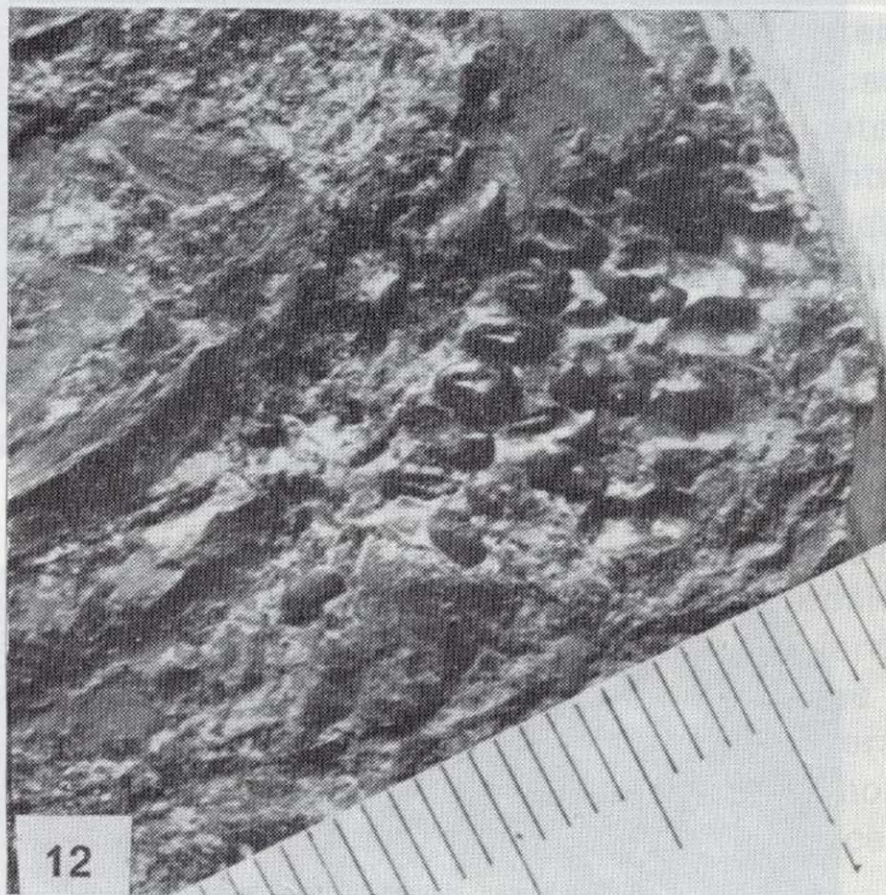


Figura 12.—Placa dentaria mostrando los dientes espleniales de *Coelodus* sp.

zarse con las espinas neurales forman un entramado de rombos característico. Las escamas interiores son alargadas, más anchas en la base y con la superficie recubierta de numerosos alvéolos. Tanto en el perfil dorsal anterior (entre el borde posterior del cráneo y el nacimiento de la dorsal) como en el perfil ventral anterior, se encuentran unas escamas ganoides especiales que poseen cuatro terminaciones espiniformes y escalonadas, respectivamente. La caudal consta de 21-23 radios, los 6 radios centrales son más largos que los dos que llevan respectivamente a su lado, formando como un lóbulo central redondeado. Parece existir 5 ó 6 hipurales, los tres centrales más cortos y anchos que los otros. Los radios no están segmentados en su tercio proximal, siendo su segmentación a partir

de esta distancia. Aproximadamente en la mitad de la longitud de los mismos, se dicotomiza, volviéndose a dicotomizar en su tercio distal, de suerte que se producen cuatro terminaciones.

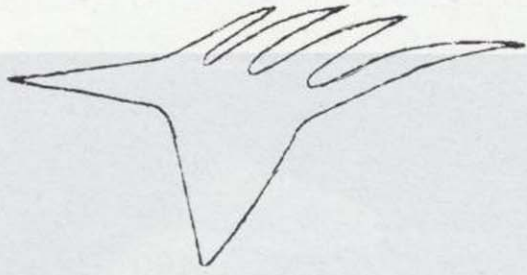


Figura 13.—Escama dorsal del ejemplar de *Coelodus* sp. de la figura 9.

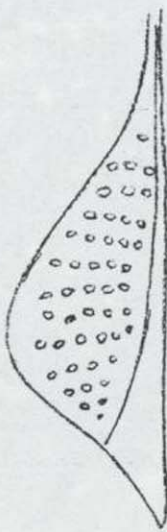


Figura 14.—Escama ventral del mismo ejemplar.

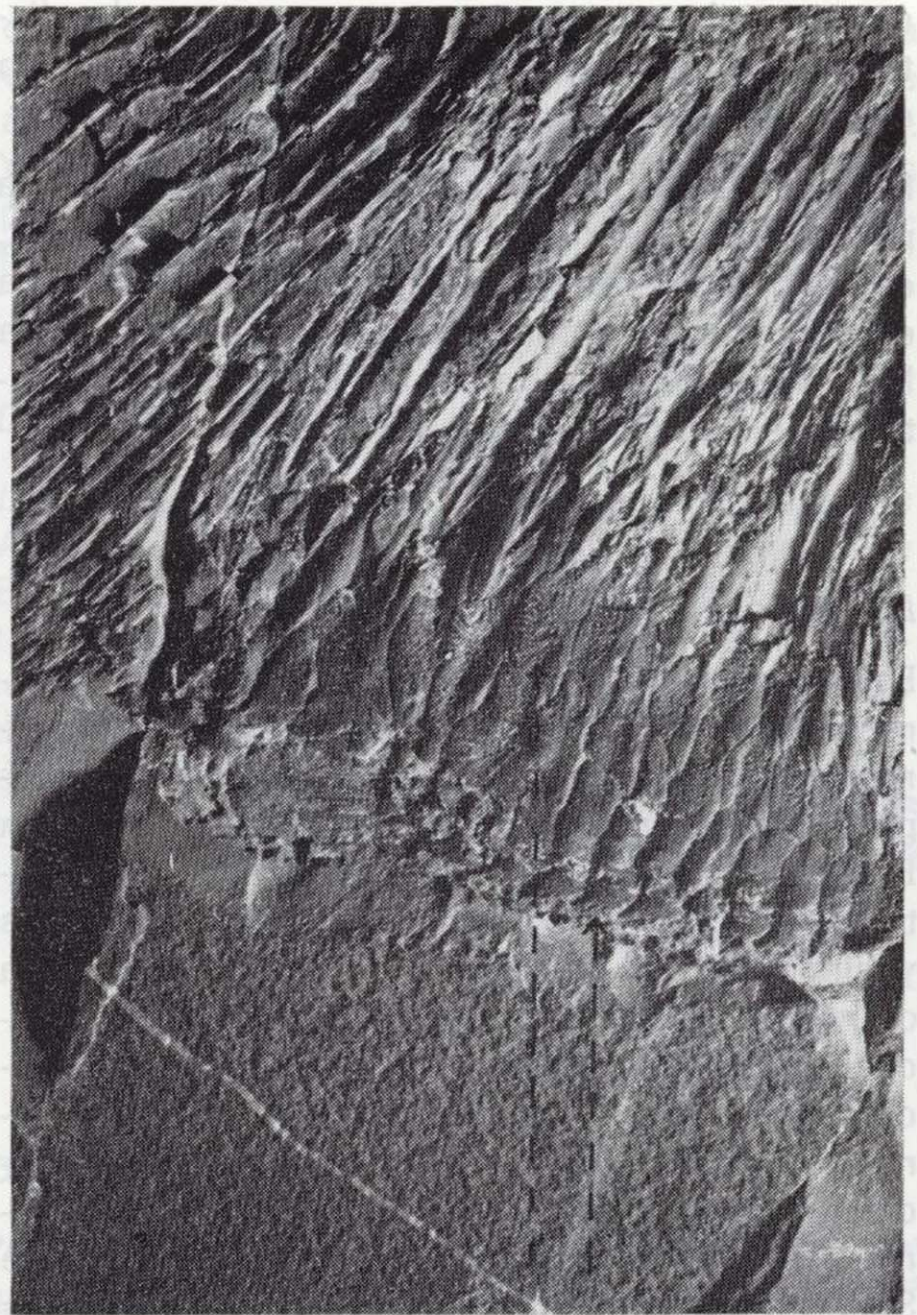


Figura 15.—Los dos tipos de escamas en el mismo ejemplar.

Discusión

SAUVAGE (1903) identificó el género *Microdon* en las calizas litográficas del Montsec y lo clasificó como affinis a *M. egertoni* de Cerin, con el que realmente guarda gran parecido en la forma, pero no en su dentición. WENZ (1968) considera que juntamente con la existencia de *Microdon* existe la presencia de *Coelodus* sp. en los yacimientos del Montsec. BARALE et al. (1984) indican en la última lista de peces confeccionada la existencia de *Microdon* con signo de interrogación, y en un gráfico sobre un ensayo de la fauna y flora del yacimiento, dan *Coelodus* como nueva especie, sin indicar ningún nombre al respecto. WENZ (1968) compara *Coelodus* del Montsec con *C. jordani* SAINT-SEINE, 1949, sin hallar parecido con esta especie. Finalmente, esta autora ha creado una nueva especie para *Coelodus* de los yacimientos leridanos.

En el trabajo de JONET (1981) sobre los vertebrados del Cretácico portugués, figuran unas escamas: Pl. II de ganoideos incertae sedis, que son similares a las escamas del borde dorsal anterior y del borde ventral anterior, como en aquellos yacimientos aparece *Coelodus*, quizá corresponda a este género.

Familia MACROSEMIIDAE THOLLIERE, 1939
 — Holotipo: MGB 522.

Familia: SEMIONOTIDAE WOODWARD, 1890
 Género: *Lepidotes* AGASSIZ, 1832
 Especie tipo: *Cyprinus elvensis* DE BLAINVILLE

Diagnosis

Pez con frecuencia de gran tamaño; posee el

cuerpo cubierto por gruesas escamas de distintas formas, según la posición que ocupan en el mismo: cuadradas, rectangulares, rómbicas.

La aleta dorsal se encuentra muy retrasada, la pectoral es grande, la caudal hemiheterocerca, estando todas guarnecidas por fulcros. La boca es pequeña, un anillo de huesos dérmicos rodea los infra y supraorbitales. El número de suborbitales es variable, según las especies.

Distribución

Este género es exclusivamente mesozoico, aparece en el Retiense, alcanzando hasta el Cenomaniense Superior. Su distribución es muy amplia, y se encuentra en facies marinas de Gran Bretaña, Alemania, Francia, Portugal, España (Aptiense de Morella, Castellón), Italia, en varios yacimientos del continente africano, en América del Norte, Central y del Sur, en Asia. Se encuentra igualmente en varios yacimientos de facies no marinas: Jurásico Superior del Zaire, Jurásico Inferior de China, India, y en el Portlandiense, Wealdense de Gran Bretaña y, últimamente, se ha localizado en el Hauteriviense Superior - Barremiense Inferior de Las Hoyas (Cuenca).

Lepidotus ilergetis SAUVAGE, 1903 (figs. 16, 17)

1903 *Lepidotus ilergetis* SAUVAGE - p. 8, lám. 1, fig. 3.

1981 *Lepidotus ilergetis* SAUVAGE 1903 - LA-CASA, p. 121.

Material

- Holotipo: MGB 525.
- MGB 30362, ejemplar que comprende el cráneo y una porción de la parte anterior del tronco.
- Un ejemplar fragmentario que comprende la parte media y posterior que se encuentra en la colección personal del autor.

Figura 16.—*Lepidotus ilergetis*.

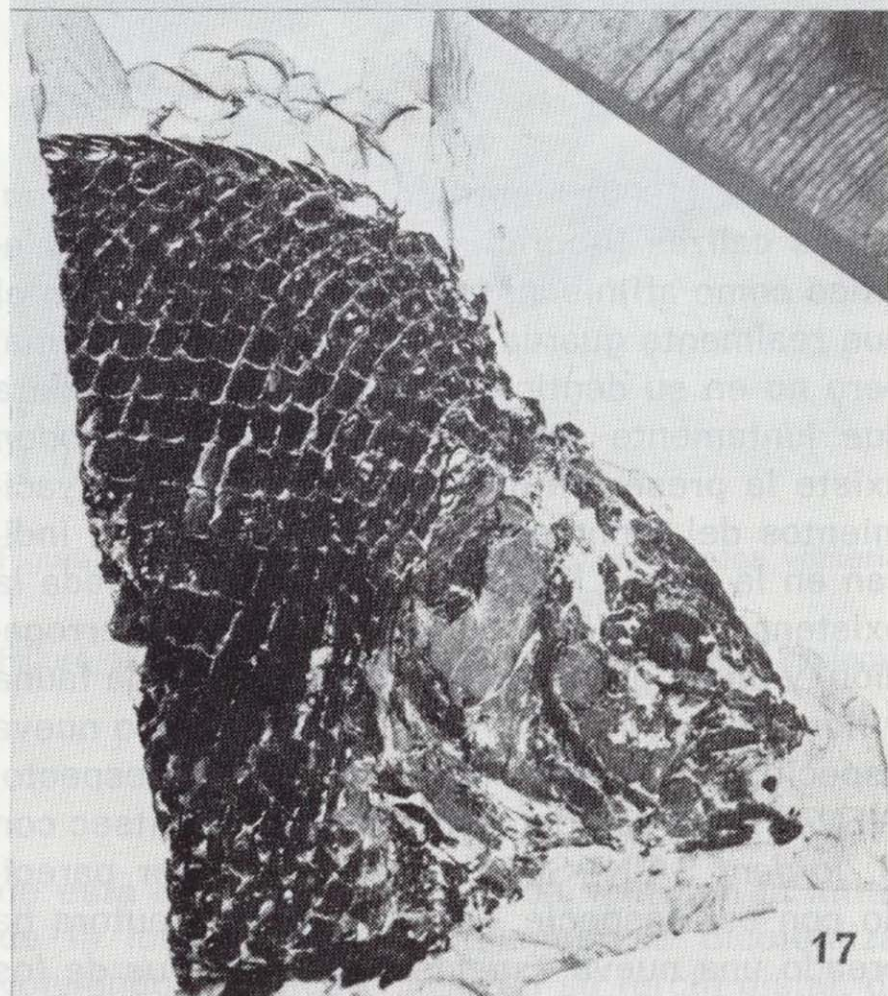
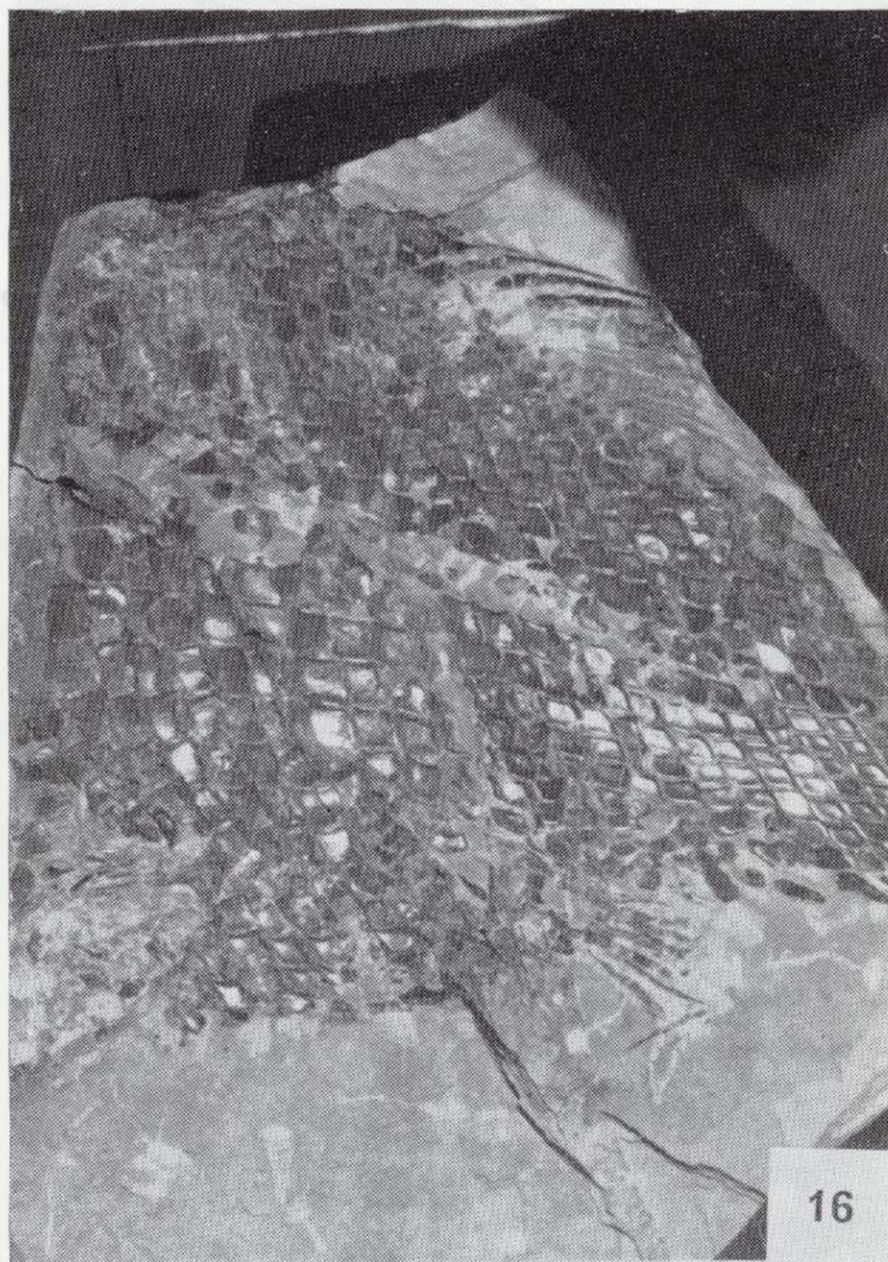


Figura 17.—Cráneo y fragmento de la parte anterior de *Lepidotus ilergetis* MGB 30362.

cuerpo cubierto por gruesas escamas de distintas formas, según la posición que ocupan en el mismo: cuadradas, rectangulares, rómbicas.

La aleta dorsal se encuentra muy retrasada, la pectoral es grande, la caudal hemiheterocerca, estando todas guarnecidas por fulcros. La boca es pequeña, un anillo de huesos dérmicos rodea los infra y supraorbitales. El número de suborbitales es variable, según las especies.

Distribución

Este género es exclusivamente mesozoico, aparece en el Retiense, alcanzando hasta el Cenomaniense Superior. Su distribución es muy amplia, y se encuentra en facies marinas de Gran Bretaña, Alemania, Francia, Portugal, España (Aptiense de Morella, Castellón), Italia, en varios yacimientos del continente africano, en América del Norte, Central y del Sur, en Asia. Se encuentra igualmente en varios yacimientos de facies no marinas: Jurásico Superior del Zaire, Jurásico Inferior de China, India, y en el Portlandiense, Wealdense de Gran Bretaña y, últimamente, se ha localizado en el Hauteriviense Superior-Barremiense Inferior de Las Hoyas (Cuenca).

Lepidotus ilergetis SAUVAGE, 1903 (figs. 16, 17)

1903 *Lepidotus ilergetis* SAUVAGE - p. 8, lám. 1, fig. 3.

1981 *Lepidotus ilergetis* SAUVAGE 1903 - LA-CASA, p. 121.

Material

- Holotipo: MGB 525.
- MGB 30362, ejemplar que comprende el cráneo y una porción de la parte anterior del tronco.
- Un ejemplar fragmentario que comprende la parte media y posterior que se encuentra en la colección personal del autor.

Figura 16.—*Lepidotus ilergetis*.



Figura 17.—Cráneo y fragmento de la parte anterior de *Lepidotus ilergetis* MGB 30362.

Diagnosis

Acentuada inclinación del perfil antero-dorsal del tronco. Recias escamas estilliformes situadas en el borde de esta zona. Aleta dorsal grande provista de gruesos fulcros, el final de la cual es perpendicular al perfil dorsal del cuerpo, con 10-12 radios ramificados. Cráneo de tamaño mediano con la boca pequeña provista de dientes cónicos. La fosa ocular está rodeada por algunos huesos infraorbitales de poco relieve. Debajo de ellos aparecen 4-5 huesos suborbitales. El preopérculo es alargado y estrecho, con la base ligeramente arqueada. Interopérculo de pequeñas dimensiones. Borde inferior del opérculo agudo. Subopérculo pequeño. Escamas gruesas, las de la parte anterior del cuerpo más grandes que las de la parte posterior. Su superficie es lisa, con alrededor de 33-35 hileras a lo largo del cuerpo. La anal se encuentra retrasada y compuesta por unos diez radios ramificados. La caudal consta de 13-14 radios bifurcados en su parte anterior y ramificados en la posterior. Gruesos fulcros en ambos lados de la misma. Pectoral con unos 20 radios.

Descripción

El nuevo ejemplar que presentamos aquí mide 215 mm. de longitud. En él se aprecia la aleta dorsal, la ventral, la anal y parte de la caudal. La dorsal se encuentra retrasada y consta, al igual que el holotipo, de 12 radios muy gruesos con fulcros, naciendo casi a la misma altura del final de la ventral y acabando más atrás del inicio de la anal. Se aprecian 7 radios de la ventral, aunque ésta no está completa, provistos de recios fulcros. En la anal, igualmente con gruesos fulcros, se ven unos 11 radios, pero de manera poco manifiesta. Las escamas de la parte anterior son más altas que anchas y mucho más grandes que las de la parte posterior, que son más anchas que altas. Las escamas son rómbicas, lisas y muy gruesas. Es notorio en el ejemplar que describimos el gran ensanchamiento que alcanza en la parte media del cuerpo. A veces se encuentran en las limbricarias dientes semiesféricos atribuibles a *Lepidotus*. Nuestro ejemplar completo mediría aproximadamente unos 250 mm. de longitud. El pez del Museo de Geología de Barcelona es de gran talla, posee un

cráneo pequeño en proporción al cuerpo. La boca es pequeña y con dientes cónicos, de los que se aprecian claramente dos situados en el dentario. Varios de los huesos del cráneo están recubiertos por tubérculos de ganoína. Las escamas del perfil dorsal anterior acaban en punta.

Discusión

Lepidotus ilergetis es similar a *L. notoapterus* AGASSIZ, 1835, de las calizas litográficas de Baviera y el Bugey, en el declive de la parte anterior del tronco y el tamaño grande del opérculo, pero es diferente la posición de las aletas dorsal y anal, acabando la primera más atrás que la dorsal de *L. notoapterus*, y la segunda, que termina cerca de la base de la caudal.

Lepidotus sp.
(fig. 18)

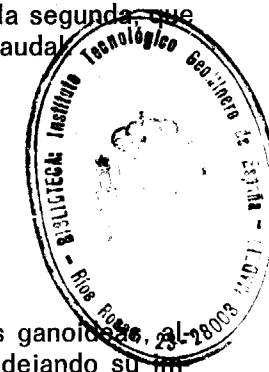
Descripción

Poseo un grupo de siete escamas ganoíneas, algunas de las cuales han saltado dejando su impresión, que pueden atribuirse a un *Lepidotus* de gran talla. Una de las escamas mide 13 mm. de alto por 11 mm. de ancho (sin los salientes). Las escamas romboidales de *Lepidotus* poseen unos salientes que se ocultan debajo de las escamas más próximas, y que no son visibles en el pez. Dichas escamas son muy gruesas y lisas en la superficie y en los bordes; al ser más altas que anchas, deben corresponder a la parte anterior del pez.

Familia MACROSEMIIDAE THIOLLIERE, 1858

La familia MACROSEMIIDAE fue establecida por THIOLLIERE (1858). WOODWARD (1895) la consideraba emparentada con CATURIDAE.

SAINT-SEINE (1949) opinaba que dicha familia, al igual que AMIIDAE, era descendiente de los EUGNATHIDAE del Triásico. Según este autor, exceptuando *Histonotus*, los restantes Macro-



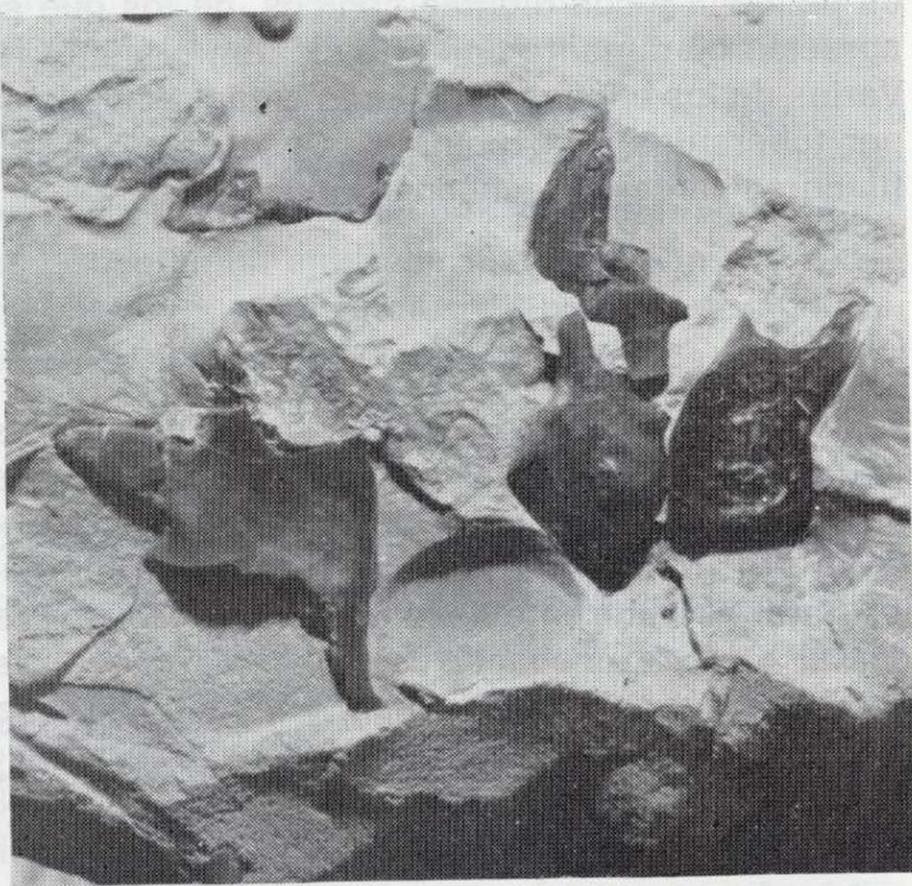


Figura 18.—Grupo de escamas de *Lepidotes* sp.

semiidos de Cerin: *Macrosemius* (= *Disticholepis*) y *Notagogus*, forman un grupo a la vez homogéneo y polimorfo.

BARTRAM (1977) opina, en su estudio sobre los MACROSEMIIDAE, que esta familia es monofilética. *Macrosemius* es sinónimo de *Disticholepis*. Otros fósiles pertenecientes a los MACROSEMIIDAE son: *Enchelyolepis* y *?Eusemius*.

Dos son, hasta la fecha, los representantes de esta familia en las calizas litográficas del Montsec: *Propterus* y *Notagogus*.

Género *Propterus* AGASSIZ, 1834

Especie tipo: *Propterus microstomus*
AGASSIZ, 1834

Diagnosis

MACROSEMIIDAE de pequeño o mediano tamaño, caracterizado por el perfil dorsal del cuerpo ligeramente curvado al nivel del primer radio de la aleta dorsal. Supratemporales reducidos. Comisura temporal circundada por los parietales. Sutura fronto-parietal dentada. Dientes puntiagu-

dos. Pequeña apertura de la articulación mandibular. El margen anterodorsal del metapterigoide formando un ángulo obtuso.

El opercular, guarnecido por tubérculos de ganoína. Radios branquiostegos desprovistos de ganoína. Aleta pectoral con cerca de 16 lepidotricos. Aleta pélvica provista de 6 radios con fulcros. Aleta dorsal dividida en dos partes, los radios de la primera más largos que los de la segunda, con fulcros. Aleta caudal fuertemente bifurcada, con 6-8 radios en el lóbulo superior, guarnecidos por gruesos fulcros en ambos lados. Escamas ganoides, enteras, regulares, más altas que anchas, las de la parte ventral de aspecto cicloide.

Distribución

La difusión de *Propterus* es escasa, habiéndose encontrado únicamente en Europa: Kimmeridgiense de Baviera: *P. microstomus*, *P. gracilis*, *P. elongatus*, *P. speciosus* y *P. conidens*. En el Barremiense-Albiense de Pietraroia, Castelamare y Benvenuto (Italia) y en el Wealdiense de Bernissart (Bélgica).

Propterus vidali SAUVAGE, 1903
(figs. 19-21)

- 1903 *Propterus vidali* SAUVAGE - p. 9, lám. 2, fig. 1.
1956 *Propterus vidali* SAUV. - FERRER CONDAL, p. 20, lám. 1, fig. 1.
1977 *Propterus vidali* SAUV. - BARTRAM, p. 183.
1981 *Propterus vidali* SAUV. - LACASA, p. 118.
1982 *Propterus vidali* SAUV. - GOMEZ, p. 7, figs. 2-3, fots. 9-10.

Material

- Holotipo: MGB 550 y MGB 579.
— Seis ejemplares de la colección del autor.

Diagnosis

Propterus con el cráneo alargado. Opérculo y

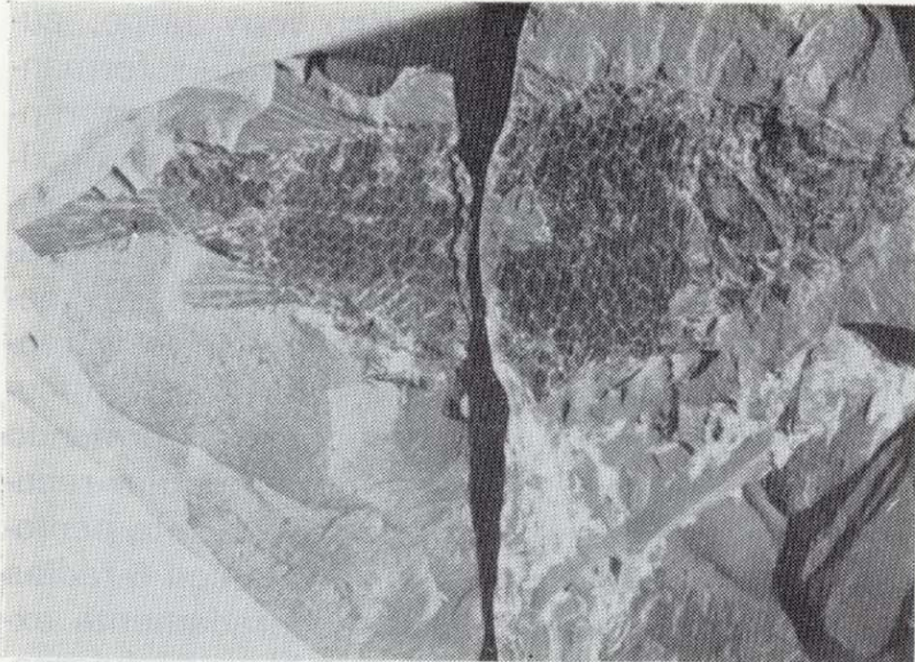


Figura 19.—Fragmentos de la parte anterior y posterior de dos *Propterus vidali* de tamaño aproximado, unidos para dar una visión completa del pez.

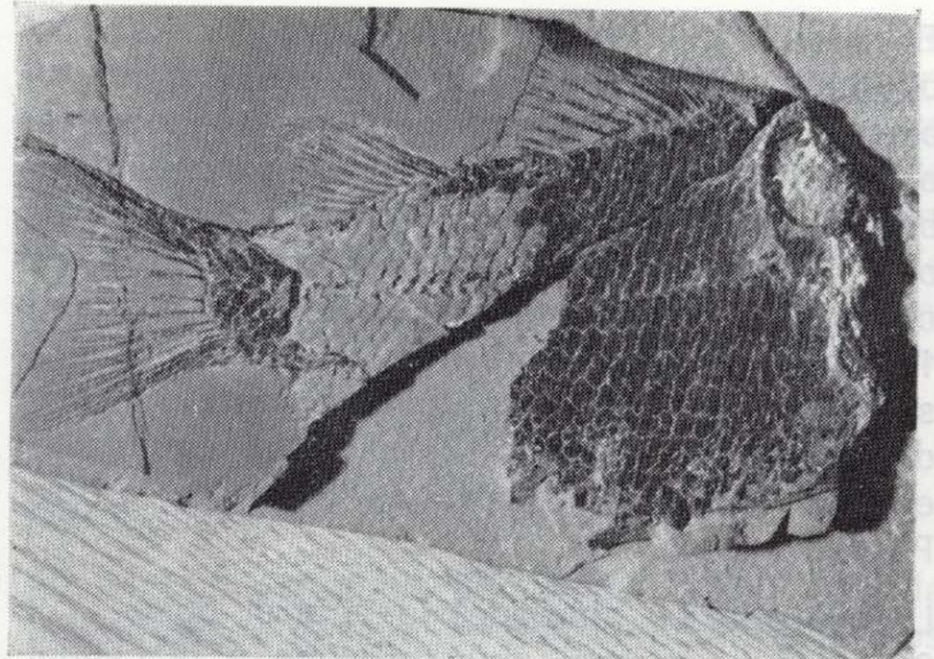


Figura 21.—*Propterus vidali*.

Obsérvese la proximidad de los dos lóbulos dorsales.

subopérculo recubiertos de ganoína, radios de la primera aleta dorsal más largos que los de la segunda, bifurcados y posteriormente ramificados, guarnecidos por una hilera de fulcros. Primer lóbulo dorsal con unos 12 radios, mientras que en el segundo hay 11. El comienzo de la dorsal principal se produce aproximadamente en el primer tercio de la distancia del tronco, sin contar el cráneo y la caudal. Perfil dorsal curvado descendiendo gradualmente hacia la boca en la parte anterior y hasta el comienzo de la caudal en su parte posterior. Pedículo caudal recio, con una nadadera que ocupa casi la cuarta parte del cuerpo, fuertemente bifurcada. Los lepidotricos, gruesos en la base, se ramifican en su extremo distal, con 10-14 radios poco diferenciados por estar muy juntos, con recios fulcros en ambos lados. Aleta anal emergiendo cerca de la caudal, es corta y está compuesta por unos 6-7 radios. Escamas lisas, enteras, aunque ligeramente dentadas, más altas que anchas. Se cuentan unas 40 hileras a lo largo del cuerpo.

Descripción

Como ya he indicado, poseo de esta especie varios ejemplares; adjunto dos *Propterus* fragmentados (uno con la parte anterior del cuerpo y el otro con la posterior), que al tener aproximadamente el mismo tamaño se complementan mutuamente y dan una mejor idea de cómo era el pez completo. El tamaño aproximado de estos peces sería de unos 150 mm.



Figura 20.—Cráneo de *Propterus vidali*.

El cráneo de *P. vidali* es alargado, y tiene el opérculo y el subopérculo recubiertos de tubérculos de ganoína. De donde está situado el ojo hasta el final de la boca hay una considerable distancia, mucho mayor que en *P. elongatus* o *P. microstomus*, por ejemplo. Los dientes son cónicos y muy puntiagudos. En otro fósil de 115 mm. se ven claramente las dos aletas dorsales, la primera de las cuales nace muy cerca del cráneo y tiene unos 12 radios; la segunda 11, estando ambas muy próximas la una de la otra. Poseen fulcros.

La pectoral es alargada, la ventral posee 7 u 8 radios, y la anal, muy próxima a la caudal, igualmente 7 u 8. La caudal es homocerca. Este pez es parecido a *Notagogus*, el cual también posee las dos dorsales muy juntas. En opinión de algunos autores la familia MACROSEMIIDAE es monofilética.

Discusión

El género *Propterus* del Montsec es remarcable por la presencia de fulcros en la aleta dorsal posterior, por sus escamas gruesas y muy levemente pectinadas y por los lepidotricos de la aleta caudal fuertemente ramificados. *P. vidali* es parecido a *P. microstomus* AGASSIZ de las calizas litográficas de Baviera, pero difiere de él en los dos lóbulos dorsales, siendo el primero más largo que en *P. vidali*, y el segundo mucho más corto. Se diferencia enteramente de *P. elongatus* WAGNER porque éste tiene las dos aletas dorsales completamente juntas, de *P. scacchi* COSTA, 1850 por la ausencia de fulcros en la dorsal posterior en este último, entre otras diferencias.

Género *Notagogus* AGASSIZ, 1835
Especie tipo: *Notagogus pentlandi*
AGASSIZ, 1835

Diagnosís

Pequeño MACROSEMIIDAE fusiforme, caracterizado por el desdoblamiento de la aleta dorsal en dos lóbulos distintos. Los huesos del techo craneal están cubiertos por una uniforme capa de ganoína. Canales sensoriales del cráneo de pequeño diámetro, sutura frontoparietal ligera-

mente sinuosa, dermopterótico muy largo, ausencia de supratemporal. Supraorbitales formando una o dos hileras. Dermoesfenótico comprendido dentro del techo craneal. Expansión maxilar asimétrica. Dientes del maxilar pequeños, robustos, formando una larga hilera. Dentario suavemente curvado, el borde anterodorsal del metapterigoide formando un ángulo agudo; el ectopterigoide constituido por una hilera de denticulos; el borde anterior del preopercular formando una curva regular. Superficie del opercular recubierta por una capa lisa de ganoína. Aleta pectoral con 16 lepidotricos, aleta pélvica con 6 radios con fulcros; base de la anal moderadamente extendida, la parte basal guarnecida por fulcros. Aleta dorsal ramificada, todos los lóbulos con un ligero perfil convexo. Aleta caudal con 5 ó 6 radios en el lóbulo superior con fulcros, los radios de la misma fuertemente bifurcados. Las escamas formando un contorno aproximadamente exagonal, ligeramente pectinados en su parte posterior, ausencia de ganoína en las escamas ventrales, adquiriendo forma cicloide. Los centros vertebrales, bien osificados.

Distribución

El género *Notagogus* sólo aparece en facies marinas de Europa. Se ha localizado en el Kimmeridgiense de Baviera, con las especies *N. denticulatus*, *N. macropterus*, *N. decoratus*. En el Kimmeridgiense de Cerin con *N. inimontis* y *N. ornatus*. La especie tipo *N. pentlandi* procede de Torre d'Orlando, cerca de Castelmare, Nápoles, yacimiento considerado como Cenomaniense. Ultimamente se ha localizado en el Hauteriviense Superior-Barremiense Inferior de Las Hoyas (Cuenca).

Notagogus ferreri WENZ, 1964 (1)
(figs. 2, 3, 22)

- 1964 *Notagogus ferreri* WENZ - p. 269-272, figuras 1-2.
1977 *Notagogus ferreri* WENZ - BARTRAM, página 204.
1981 *Notagogus ferreri* WENZ - LACASA, p. 117.

(1) Recientemente se ha localizado esta especie en Las Hoyas (Cuenca).

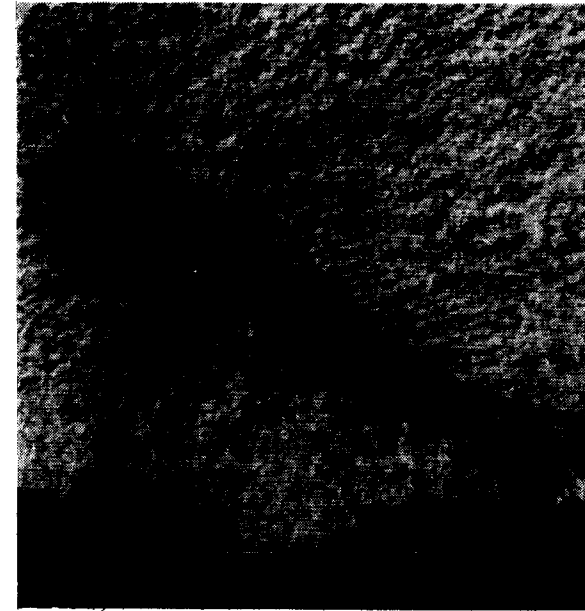


Figura 22.—*Notagogus ferreri*.

1982 *Notagogus ferreri* WENZ - GOMEZ PALLEROLA, p. 7, fot. 1.

1988 *Notagogus ferreri* WENZ - SANZ, WENZ et alii, p. 620, lám. 2, fig. 3.

— Holotipo: Colección del Dr. FERRER CONDAL, La Fuliola (Lérida).

— 20 ejemplares de la colección del autor.

Diagnosís

WENZ (1964) da la siguiente diagnosis de la especie:

Notagogus de pequeña talla, cabeza voluminosa, más larga que la altura máxima del cuerpo, comprendida tres veces en la longitud del cuerpo sin la caudal. Boca poco hendida. Articulación cuadrato-mandibular situada al nivel del borde anterior de la órbita. Dientes mandibulares robustos, todos iguales y dispuestos en una sola hilera, 24 vértebras con los centros vertebrales bien osificados. Aleta dorsal dividida en dos lóbulos

de extensión y elevación similar, 12 lepidotricos en el lóbulo anterior y 11 en el lóbulo posterior. Aleta pectoral con 9 lepidotricos. Aleta pélvica opuesta al último cuarto del lóbulo anterior de la dorsal con 7 lepidotricos. Anal con 7 radios, opuesta al tercer radio del lóbulo posterior de la dorsal. Caudal no escotada, con el borde posterior libre cortado recto, con 10 lepidotricos. Presencia de fulcros en los bordes de esta aleta.

Descripción

El holotipo estudiado por WENZ (1964) tiene la conservación del cráneo algo deficiente. Hemos observado en nuestros ejemplares las siguientes características: la cabeza es alargada, posee un parietal y un supratemporal grandes, la órbita del ojo se encuentra muy adelantada y elevada (casi tocando el borde del cráneo) y se halla cruzada horizontalmente por un grueso paraesfenoides ligeramente curvado hacia arriba. El dentario es estrecho y levemente curvado (curvatura que se aprecia en diversos MACROSEMIIDAE). El premaxilar es muy robusto, con pequeños dientes cónicos. Se cuentan unos 8 radios branquiostegos. El opérculo es grande, el subopérculo estrecho. Los huesos dérmicos están revestidos de una capa de ganoína lisa.

En el esqueleto axial se cuentan unas 24 vértebras. La aleta pectoral tiene 9 radios, la pélvica 7 y la anal igualmente 7. Poseemos dos ejemplares de notable conservación en los que observamos que las espinas hemales no son todas iguales; así, en uno de los fósiles, las espinas situadas a la altura del radio 5 y hasta el 11 del primer lóbulo dorsal, son más cortas y gruesas que las otras (en el otro fósil están situadas entre el radio 4 y el 12). WENZ (1964) señala, en su trabajo, con una línea de puntos, estas espinas, ya que no se distinguían bien en aquel ejemplar, suponiendo que debían presentar el mismo estado de osificación que las otras. Los centros vertebrales están bien osificados, siendo un poco más largos que altos y ligeramente estrechos en el centro. Se observan restos de pigmentación en algunas zonas del cuerpo. Existe una pequeña mancha en negro situada en la región caudal (detrás del final de la columna vertebral); esta mancha se debe a la pigmentación en esta zona. Es de aspecto más o menos triangular y visible en varios de los *Notagogus* que poseo.

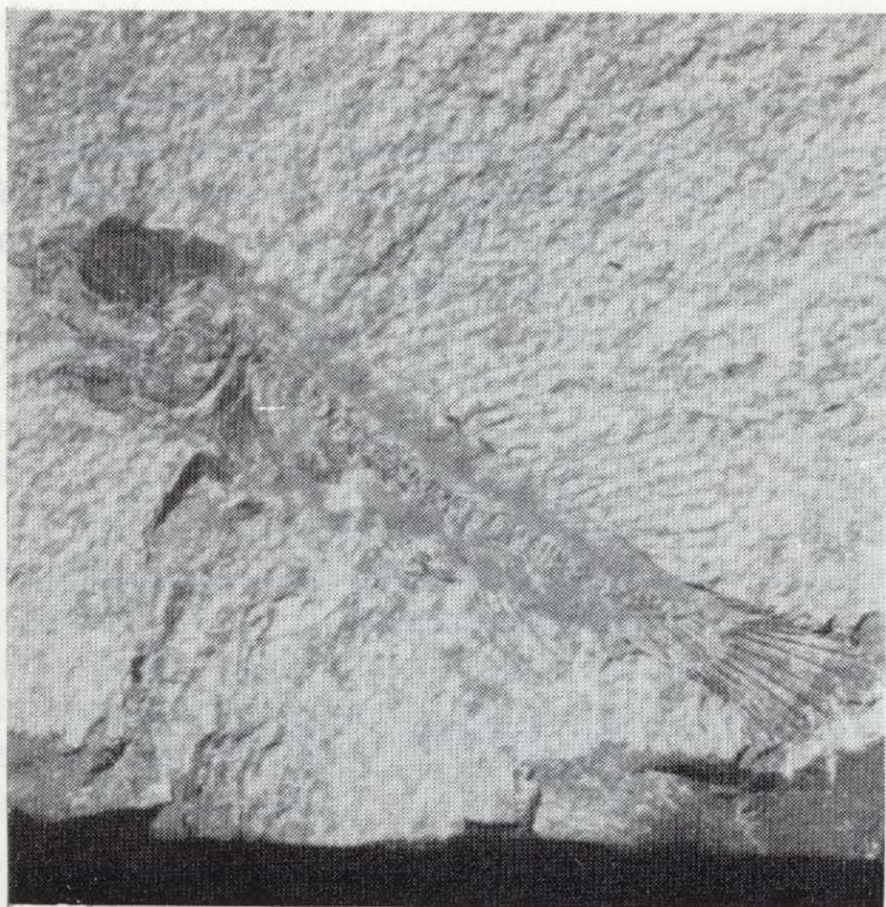


Figura 22.—*Notagogus ferreri*.

1982 *Notagogus ferreri* WENZ - GOMEZ PALLEROLA, p. 7, fot. 1.

1988 *Notagogus ferreri* WENZ - SANZ, WENZ et alii, p. 620, lám. 2, fig. 3.

— Holotipo: Colección del Dr. FERRER CONDAL, La Fuliola (Lérida).

— 20 ejemplares de la colección del autor.

Diagnosis

WENZ (1964) da la siguiente diagnosis de la especie:

Notagogus de pequeña talla, cabeza voluminosa, más larga que la altura máxima del cuerpo, comprendida tres veces en la longitud del cuerpo sin la caudal. Boca poco hendida. Articulación cuadrato-mandibular situada al nivel del borde anterior de la órbita. Dientes mandibulares robustos, todos iguales y dispuestos en una sola hilera, 24 vértebras con los centros vertebrales bien osificados. Aleta dorsal dividida en dos lóbulos

de extensión y elevación similar, 12 lepidotricos en el lóbulo anterior y 11 en el lóbulo posterior. Aleta pectoral con 9 lepidotricos. Aleta pélvica opuesta al último cuarto del lóbulo anterior de la dorsal con 7 lepidotricos. Anal con 7 radios, opuesta al tercer radio del lóbulo posterior de la dorsal. Caudal no escotada, con el borde posterior libre cortado recto, con 10 lepidotricos. Presencia de fulcros en los bordes de esta aleta.

Descripción

El holotipo estudiado por WENZ (1964) tiene la conservación del cráneo algo deficiente. Hemos observado en nuestros ejemplares las siguientes características: la cabeza es alargada, posee un parietal y un supratemporal grandes, la órbita del ojo se encuentra muy adelantada y elevada (casi tocando el borde del cráneo) y se halla cruzada horizontalmente por un grueso paraesfenoides ligeramente curvado hacia arriba. El dentario es estrecho y levemente curvado (curvatura que se aprecia en diversos MACROSEMII-DAE). El premaxilar es muy robusto, con pequeños dientes cónicos. Se cuentan unos 8 radios branquióstegos. El opérculo es grande, el subopérculo estrecho. Los huesos dérmicos están revestidos de una capa de ganoína lisa.

En el esqueleto axial se cuentan unas 24 vértebras. La aleta pectoral tiene 9 radios, la pélvica 7 y la anal igualmente 7. Poseemos dos ejemplares de notable conservación en los que observamos que las espinas hemales no son todas iguales; así, en uno de los fósiles, las espinas situadas a la altura del radio 5 y hasta el 11 del primer lóbulo dorsal, son más cortas y gruesas que las otras (en el otro fósil están situadas entre el radio 4 y el 12). WENZ (1964) señala, en su trabajo, con una línea de puntos, estas espinas, ya que no se distinguían bien en aquel ejemplar, suponiendo que debían presentar el mismo estado de osificación que las otras. Los centros vertebrales están bien osificados, siendo un poco más largos que altos y ligeramente estrechos en el centro. Se observan restos de pigmentación en algunas zonas del cuerpo. Existe una pequeña mancha en negro situada en la región caudal (detrás del final de la columna vertebral); esta mancha se debe a la pigmentación en esta zona. Es de aspecto más o menos triangular y visible en varios de los *Notagogus* que poseo.

Discusión

Notagogus ferreri posee unas dimensiones que oscilan entre los 25 mm. y 35 mm. (la mayoría). BARTRAM (1977) indica que los 6 radios que tiene el lóbulo inferior de *N. ferreri* contrasta con los 8 usuales en la familia MACROSEMII-DAE, y que en individuos jóvenes de *N. pentlandi* hay igualmente 8 radios; por todo ello concluye que el *N. ferreri* puede ser un ejemplar inmaduro. Los diversos ejemplares de *N. ferreri* que hemos ido recogiendo son todos de pequeña talla y ofrecen las mismas características que el holotipo; por tanto, esta especie no es inmadura, sino que se encuentra desarrollada totalmente. (Los otros *notagogus* conocidos tienen unas dimensiones situadas entre los 60 y 70 mm.).

N. ferreri se aproxima a *N. inimontis* y a *N. decoratus* por las proporciones generales de la cabeza y el cuerpo y por la presencia de lóbulos casi iguales en la nadadera dorsal, y se aleja de ellos por el reducido número de radios en las aletas pectorales y en la caudal. *N. pentlandi* y *N. denticulatus* difieren de *N. ferreri* por la presencia de un lóbulo anterior de la dorsal dos veces más extendido que el lóbulo posterior. La disposición de los dientes de *N. denticulatus* es igualmente distinta. *N. macropterus* tiene las aletas más desarrolladas, y *N. ornatus* tiene una forma más robusta y la posición de las nadaderas y las proporciones de las mismas son distintas. *N. ferreri* difiere de todos los *Notagogus* conocidos por el grado de osificación de las vértebras.

Subdivisión HALECOMORPHI PATTERSON, 1973

Familia CATURIDAE OWEN, 1860

Género *Caturus* AGASSIZ, 1834

Especie tipo: *Caturus furcatus* AGASSIZ

Diagnosis

El género *Caturus* se distingue de los demás géneros de esta familia (*Furo*, *Osteorachis* y *Heterolepidotus*) por la presencia en el borde externo de los frontales de la región orbital de varias filas (al menos tres) de supraorbitales dispuestos como si fueran tejas planas que se recubren parcialmente.

Distribución

La distribución de este género es bastante extensa, habiéndose localizado en varios yacimientos de Europa occidental, Cuba, Brasil, oeste de los Estados Unidos, este de Groenlandia. Y en facies no marinas del Wealdiense de Gran Bretaña, y últimamente en el Hauteriviense Superior-Barremiense Inferior de Las Hoyas (Cuenca).

Caturus tarraconensis SAUVAGE, 1903 (figs. 23-26)

- 1903 *Caturus tarraconensis* SAUVAGE - p. 11, lám. 4, fig. 1.
1981 *Caturus tarraconensis* SAUV. - LACASA, p. 113.
1982 *Caturus tarraconensis* SAUV. - GOMEZ, p. 3, fot. 3.

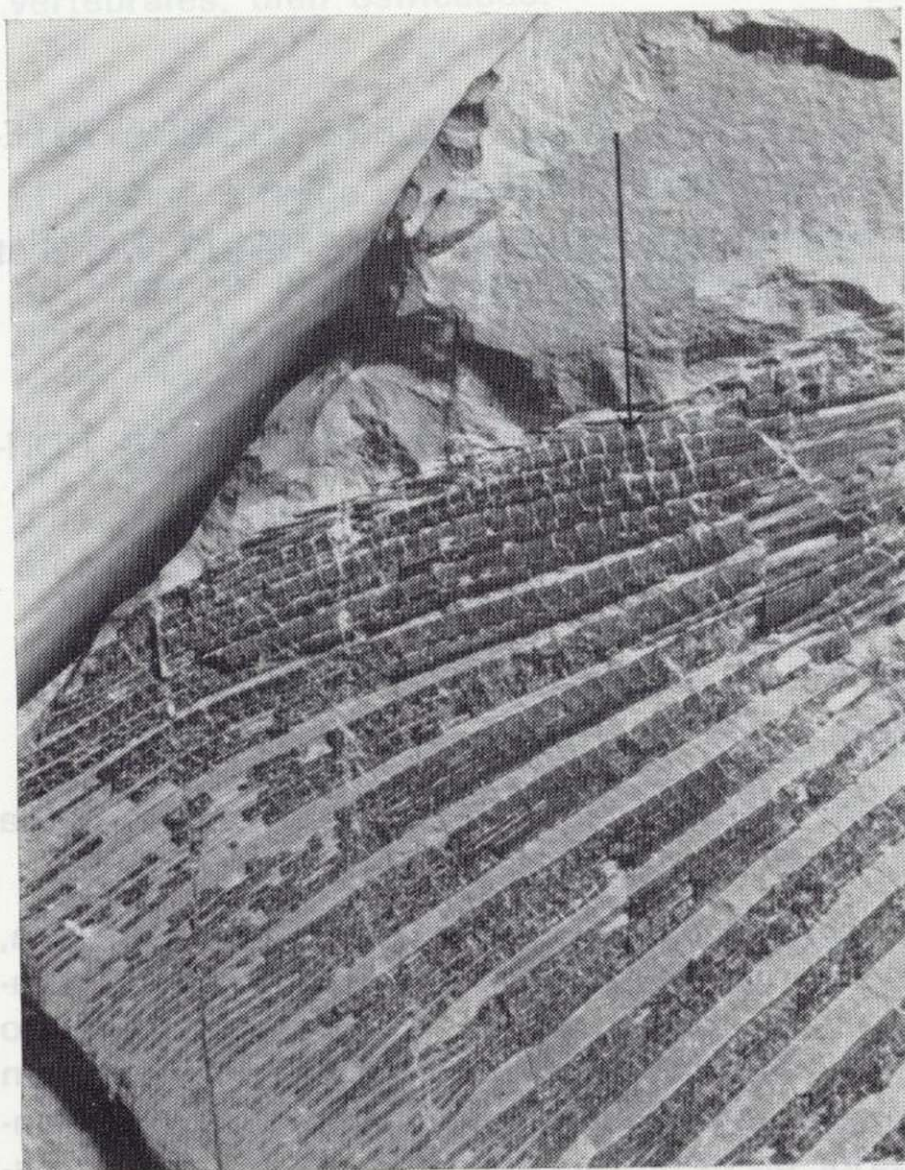


Figura 23.—Lepidotricos del exoesqueleto caudal de *Caturus tarraconensis*. Obsérvense las protuberancias longitudinales de los mismos.

Material

- Holotipo: MGB 514.
- El ejemplar IEI, LC-2045-A.
- Cinco ejemplares de la colección personal del autor.

Diagnosis

Boca alargada provista de recios dientes. Nadadera dorsal situada a la altura de entre la pélvica y la anal. Anal corta compuesta por unos 12 radios. La pélvica colocada más cerca de la anal que de la pectoral. Nadadera caudal formada por unos 35-36 lepidótricos recios, homocerca exteriormente y levemente semiheterocerca en su forma interior. Los tres primeros hipurales claramente separados.

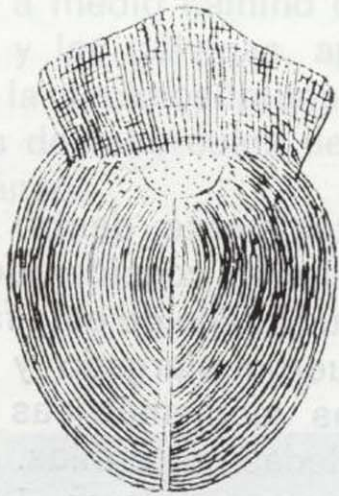


Figura 24.—Escama de *Caturus tarraconensis*.

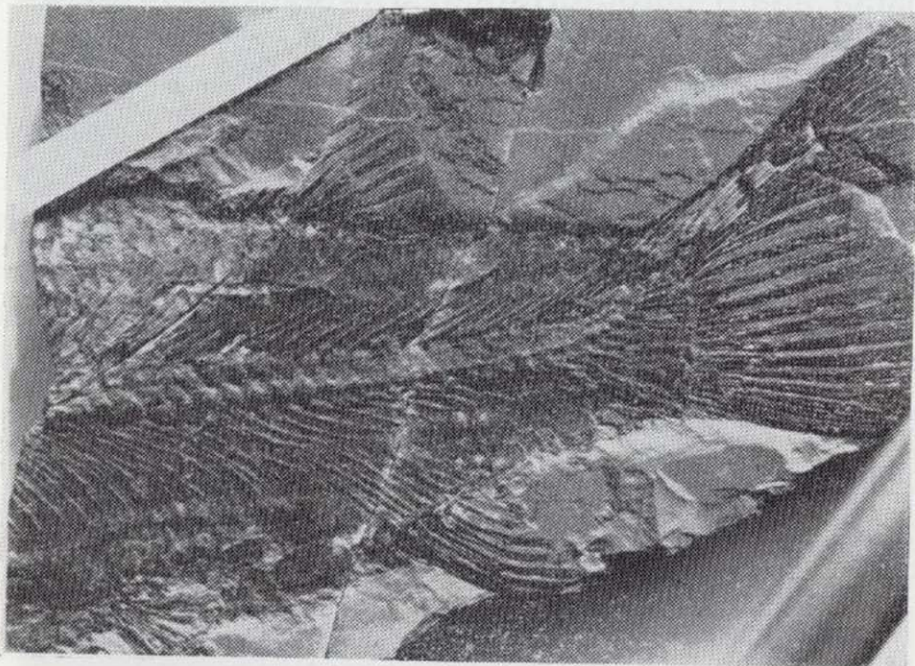


Figura 25.—Parte media y posterior de *Caturus tarraconensis*.

Descripción

No distinguimos en ninguno de nuestros ejemplares la disposición en forma de tejas planas de los supraorbitales, ya que la conservación en ellos es deficiente. En uno de los ejemplares que poseemos observamos que la órbita del ojo se encuentra situada más adelante y más arriba que en *C. drieri*. El opercular y el subopercular tienen finas estrías. El premaxilar y el maxilar no se distinguen bien. El dentario aparece en nuestro fósil mucho más corto que el premaxilar-maxilar y provisto de una sola hilera de dientes cónicos y puntiagudos. Destacan en el cráneo los numerosos radios branquióstegos, contamos 14, pero faltan algunos de los anteriores; están curvados ligeramente al principio y se van curvando cada vez más, son lisos y se encuentran todos completamente juntos. La aleta pectoral es larga y consta de unos 13 radios bifurcados y segmentados desde un poco más atrás de la mitad hasta el extremo de los mismos. La dorsal posee 13 radios y se encuentra muy retrasada — SAUVAGE (1903)—, no indicaba el número de radios de esta aleta. La caudal cuenta con menor número de radios de los que indicaba este autor (35 ó 36), en nuestros ejemplares no llegan a 30. Es característico en *C. tarraconensis* la densa escamación que posee. Existen escamas de gran tamaño, entre 20 mm. y 30 mm. (a veces sueltas), lo que indica que podían llegar a alcanzar gran talla. Estas escamas son cicloides-ctenoides, con líneas concéntricas de crecimiento muy visibles, teniendo en el extremo una serie de numerosas líneas ligeramente onduladas, debajo de las cuales hay pequeños tubérculos.

Algunos ejemplares de *Caturus* presentan fusionados los hipurales anteriores (1-3) —en el caso de *C. dartoni*, *C. heterurus* y *C. smithwoodwardi*—. En cambio, *C. tarraconensis* las tiene separadas. Constatamos en los lóbulos de la aleta caudal y principalmente en el ventral, series de pequeños relieves horizontales siguiendo la dirección de los radios y de aspecto ganoideo. No podemos confirmar la presencia de Hemicordacentra en nuestros ejemplares, porque la densa escamación que recubre la columna vertebral hace difícil confirmarlo.

El ejemplar del museo del IEI de Lérida: LC-2045-A, mide 210 mm. y está completo (salvo una pequeña porción del lóbulo superior del esqueleto caudal, este fósil coincide exactamente

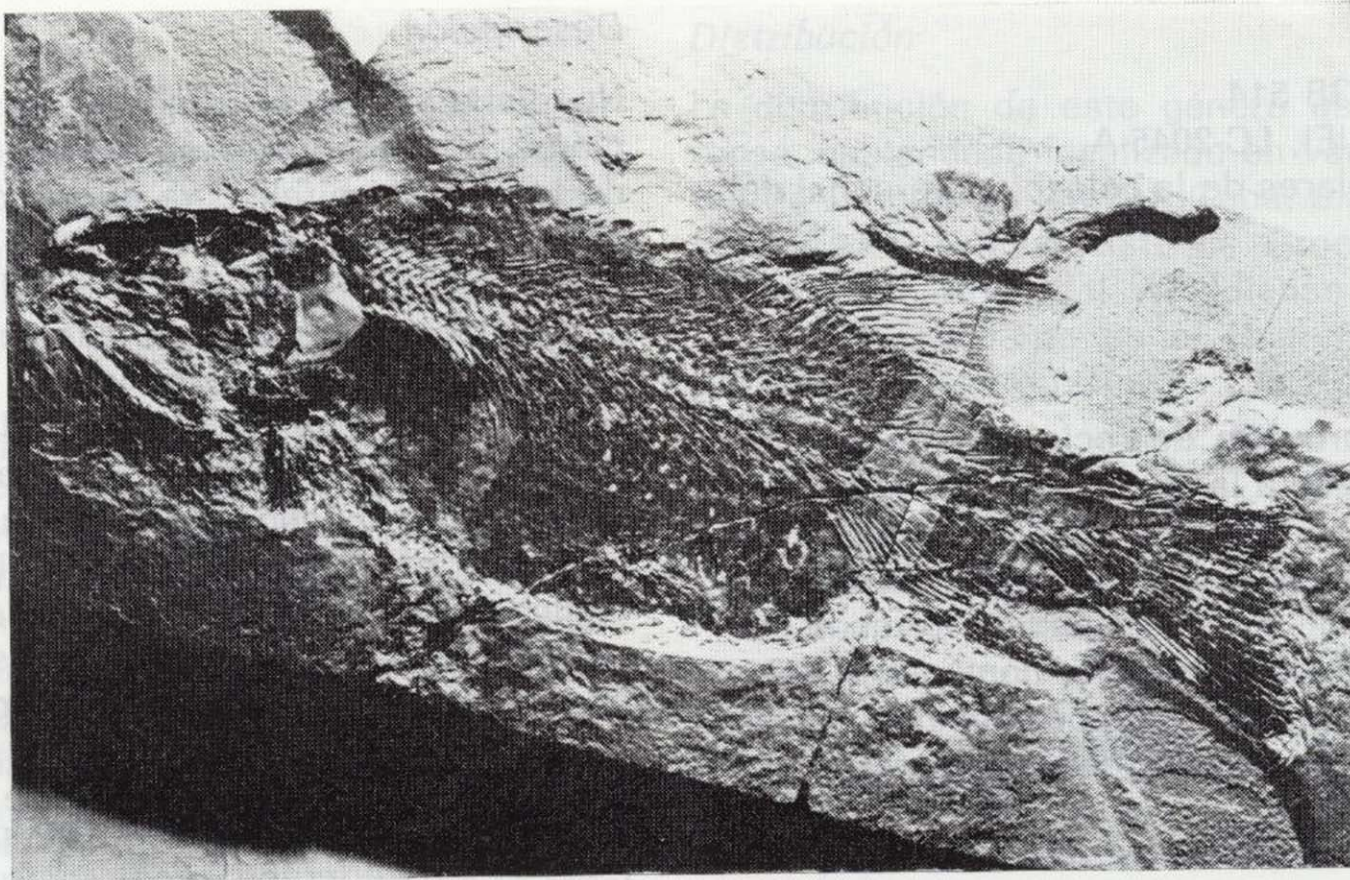


Figura 26.—*Caturus tarraconensis*. IEI, LC-2045-A.

con los que hemos descrito; fue recogido en el yacimiento de La Cabrúa por miembros de la sección de Paleontología del mencionado Instituto.

Discusión

C. tarraconensis difiere de *C. furcatus* por la forma del opérculo, la forma de la mandíbula y por la dorsal más retirada. Tiene la dorsal situada más atrás que *C. bellicianus* de Cerin o *C. dartoni* de New México (Estados Unidos). Por todas las características antes mencionadas en la descripción, consideramos a nuestros ejemplares como pertenecientes a la misma especie que el holotipo.

Familia OPHIOPSIDAE
 Género *Ophiopsis* AGASSIZ

Diagnosis

El género *Ophiopsis*, antes emplazado en la familia MACROSEMIIDAE, THIOLLIERE, 1856, es-

tá colocado actualmente dentro de la familia OPHIOPSIDAE, siendo considerado como el género menos evolucionado de esta familia. *Ophiopsis* posee el cuerpo alargado y recubierto de gruesas escamas isodiamétricas ganoides, las del flanco articuladas entre ellas. Aletas muy robustas protegidas por fulcros. Los huesos del cráneo están revestidos de tubérculos de ganoína. La mandíbula inferior posee una curvatura hacia abajo característica. Una sola aleta dorsal con número variable de radios.

Distribución

Ophiopsis se ha localizado en facies marinas del Muschelkalk de Montral (Tarragona), en el Kimmeridgiense de Cerin, en el Portlandiense de Solnhofen, en el Bajociense de Gran Bretaña y en el Kimmeridgiense de Africa Central.

Ophiopsis montsechensis WENZ, 1968
 (fig. 27)

1968 *Ophiopsis montsechensis* WENZ - p. 118, lám. IV, fig. 1.

1981 *Ophiopsis montsechensis* WENZ - LACASA RUIZ, p. 116.

Material

- Holotipo: IPS 1991. Paratipo: IPS 1992.
- Cuatro ejemplares de la colección personal del autor.

Diagnosis

WENZ (1968) da la siguiente diagnosis:

Ophiopsis de grandes dimensiones, cuerpo alargado. Longitud de la cabeza mayor que la altura máxima del cuerpo, y queda comprendida más de cuatro veces en la longitud total del cuerpo. La aleta dorsal es muy alargada y consta de al menos 45 lepidotricos. El cuerpo está formado por 46 hileras transversales de escamas. La aleta dorsal nace a medio camino del comienzo de las pectorales y las pélvicas, aproximadamente a la altura de la decimoséptima hilera de escamas. Presencia de tubérculos de ganoína en los huesos del cráneo.



Figura 27.—*Ophiopsis montsechensis*.

Descripción

Ophiopsis montsechensis se distingue a primera vista de los demás *Ophiopsis*: *O. breviceps*, *O. dorsalis*, *O. guigardi*, *O. procera*, etc., por la mayor longitud de la aleta dorsal. El fósil que figuro (afectado por una pequeña diaclasa horizontal, rellena de calcita) mide 45 mm.

El cráneo se caracteriza por su mandíbula inferior curvada hacia abajo, provista de numerosos dientes cónicos, algunos acabando en un agrandamiento en forma de bola redonda en la cúspide.

También es característica la presencia de tubérculos de ganoína que afectan principalmente al techo craneal y el opercular.

Los radios branquiostegos son completamente lisos. Las escamas son ganoídeas, rómbicas, con aproximadamente el mismo perímetro, y poseen alrededor de 17 pequeñas estrías en su parte posterior. El cuerpo tiene unas 46 hileras transversales de escamas. Las aletas son muy robustas y provistas de fulcros. Los lepidotricos están segmentados. La dorsal está situada a medio camino del nacimiento de las pectorales y de las pélvicas, aproximadamente a la altura de la hilera de escamas número 17. La pectoral es alargada y consta de más de 20 radios. En la pélvica contamos 6 ó 7 radios. La anal está situada en el primer tercio de la distancia que separa la pélvica de la caudal.

Discusión

SAINT-SEINE (1949), en su estudio de *Ophiopsis* de Cerin, indica que estos peces son muy parecidos entre sí, siendo la aleta dorsal precisamente uno de sus caracteres distintivos.

O. guigardi posee 20 radios en la aleta dorsal, *O. attenuata* tiene 24, *O. breviceps* y *O. dorsalis*, 35. Este autor considera la posibilidad de que no se trate de especies distintas, sino de variaciones individuales de cada ejemplar. El fósil de *Ophiopsis* que hemos descrito concuerda perfectamente con el holotipo.

Ophiopsis cf. *montsechensis*
(fig. 28)

Adjunto un ejemplar fragmentario que ha conser-

vado perfectamente las escamas, el cual mide 150 mm. de longitud, en el que se distingue una aleta dorsal con pocos radios y muy corta, por lo que es probable que esté incompleta. Las escamas son idénticas a las de *O. montsechensis*, así como la situación de las aletas pélvicas y anal. Posee este ejemplar en el fragmento de cráneo visible una serie de tubérculos de ganoína, y las mismas hileras de escamas que *O. montsechensis*. Las escamas que recubren el esqueleto axial tienen dos pequeños hoyuelos en su superficie.

Familia AMIIDAE

La familia AMIIDAE se caracteriza por la presencia de un techo craneal largo, los parietales grandes, los dermopteróticos estrechos. Las vértebras están bien osificadas, monospondílicas en la región abdominal y diplospondílicas en la región caudal. Los lepidótricos son espesos, separados unos de otros desde la base, los artículos son numerosos, más anchos que largos, el borde de inserción de las aletas está desprovisto de fulcros. Existe un representante actual de esta familia: *Amia calva*, de las aguas tranquilas continentales del centro y sur de Norteamérica. Entre los AMIIDAE fósiles cabe destacar a *Urocles* (cf. SAINT-SEINE, 1949; LANGE, 1968), *Vidalamia* (cf. SAUVAGE, 1903; WENZ, 1971), *Pachyamia* CHALIFA y TCHERNOV, 1982, *Sinamia* STENSIO, 1935, *Enneles*, *Liodesmus* (AMIIDAE aspóndilo

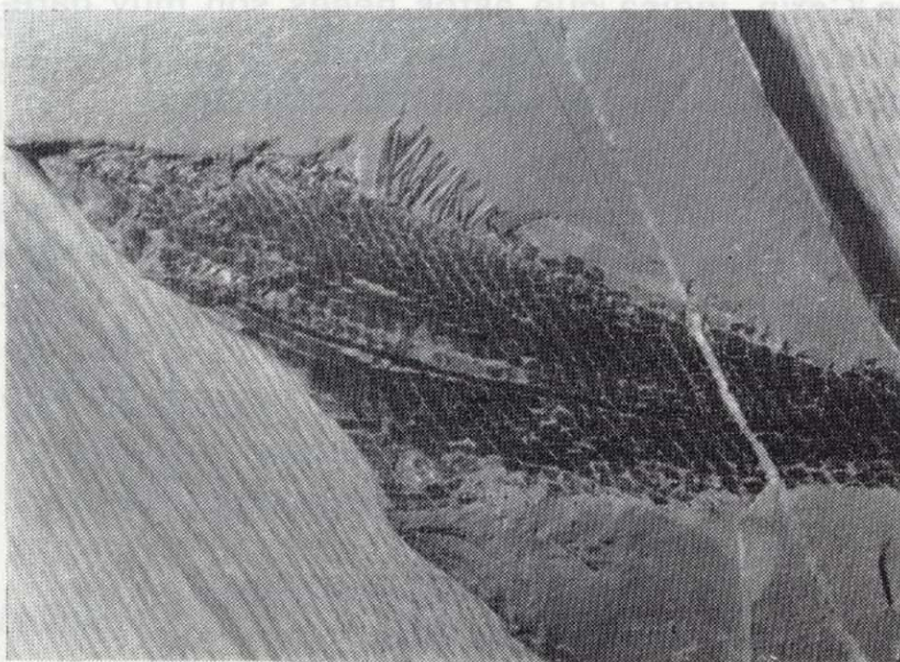


Figura 28.—*Ophiopsis* cf. *montsechensis*.

del Kimmeridgiense de Baviera, de posición sistemática incierta), *Ikechaoamia* y *Amiopsis*. Dos son los representantes de esta familia en el yacimiento: *Vidalamia* y *Amiopsis*.

Género *Vidalamia* WHITE y MOY-THOMAS, 1941
(=*Vidalia* SAUVAGE, 1903)

Especie tipo: *Vidalamia catalunica*
(SAUVAGE, 1903)

Diagnosis

WENZ (1971) da la siguiente diagnosis del género: AMIIDAE de gran talla (500 mm.), órbita pequeña, adelantada, igual a la cuarta parte de la longitud total del rostro y a cuatro veces la distancia preorbital, rostro alargado anteroposteriormente, techo craneal en proporción corto, preopérculo largo en forma de croissant; opérculo más largo que alto; subopérculo cuatro veces menos elevado que el opérculo, comparable a los radios branquióstegos que le siguen. Dientes todos iguales, puntiagudos y rectos; huesos dérmicos guarnecidos de tubérculos y pequeñas estrías. Vértebras anficélicas, más altas que largas. Costillas fuertes y cortas. Arcos neurales y hemales con los centros no fusionados. Vértebras numerosas (alrededor de 68), de las cuales 28/29 son abdominales, monospondílicas en la región abdominal y diplospondílicas en la zona caudal. 20 hipocordales (hemacantos e hipurales), de 9 a 10 epurales. Aletas pares muy desarrolladas. La pectoral con 11 lepidótricos y las pélvicas con 7. Pélvicas situadas casi a media distancia entre la caudal y la pectoral, ligeramente más próximas a esta última.

Discusión

Vidalamia posee una región diplospondílica dividida en diplospondilia normal y diplospondilia alternante, común a *Urocles* y *Amiopsis*, mientras que en *Pachyamia* sólo la diplospondilia normal parece presente. La constitución craneal es distinta de *Urocles* y *Amiopsis*. Por el número de epurales (9-10), *Vidalamia* se acerca a *Urocles* (9-10) y difiere de *Enneles* (3-4), de *Amiopsis* (4-5) y de *Amia* (6-8). La aleta dorsal de *Vidalamia* es más alargada que la de *Amiopsis*, *Urocles* y

Enneles. WENZ (1971) atribuye este género a los AMIIDAE, en contra de la opinión de SAUVAGE (1903), que lo consideraba perteneciente a los LEPTOLEPIDAE, haciendo constar que en el reajuste de nomenclatura efectuado por WHITE y MOY-THOMAS (1941) la terminación *amia* se había dado casualmente, sin emplazarlo estos autores en ningún modo dentro de los AMIIDAE.

Distribución

El género *Vidalamia* se ha localizado recientemente en el Hauteriviense Superior-Barremiense Inferior de Las Hoyas (Cuenca).

***Vidalamia catalunica* (SAUVAGE, 1903) (1)**
(figs. 29-31)

1903 *Vidalia catalunica* SAUVAGE - p. 15, lám. 1, fig. 4, lám. 4, fig. 3.

1971 *Vidalamia catalunica* (SAUV.) - WENZ, páginas 43-62, láms. 1-2, figs. 1-3.

1981 *Vidalamia catalunica* (SAUV.) - LACASA, p. 119.

1988 *Vidalamia catalunica* (SAUV.) - SANZ, WENZ et alii, pp. 618-619.

Material

— Lectotipo: MGB 567. Lectotipo: MGB 568.

— Un ejemplar de la colección personal del autor.

Diagnosis

Es la misma del género.

Descripción

Existían tres ejemplares conocidos de *V. catalunica*, dos en el Museo de Geología de Barce-

(1) FONT SAGUE (1926, p. 241) transcribía esta especie por error como *V. catalaunica*, error plasmado posteriormente por diversos autores.

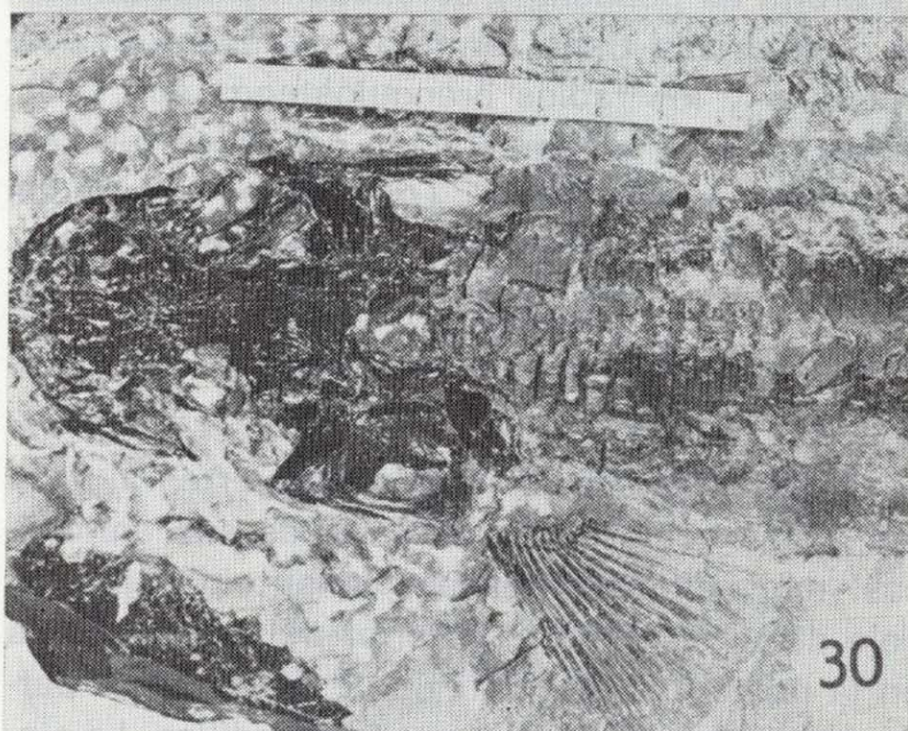


Figura 29.—*Vidalamia catalunica*.

Figura 30.—Cráneo y parte anterior de *Vidalamia catalunica*. Lectotipo MGB 568.

lona y uno en el British Museum (N. H.): P 10922 BMNH, que, juntamente con el que presentamos aquí, y los dos ejemplares fragmentarios hallados recientemente en Las Hoyas, elevan el total de los ejemplares conocidos a seis.

El fósil que describo seguidamente se encuentra en posición plana, en él se aprecia la parte posterior del cráneo y el resto del cuerpo, salvo la zona caudal. El ejemplar mide 220 mm. de longitud. Del cráneo sólo se aprecia un fragmento del aparato opercular, por lo que nos ceñiremos a la descripción de WENZ (1971) del cráneo del lectotipo MGB 568.

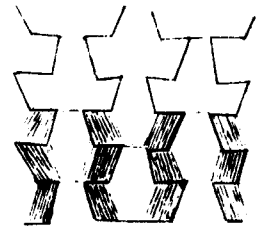


Figura 31.—Escamas de *Vidalamia catalunica*.

La órbita es pequeña y se encuentra adelantada, el preopérculo tiene forma de croissant, el subopérculo y los radios branquiostegos son lisos, la ausencia de ornamentación del primero es excepcional, según WENZ. Los dientes son todos iguales, fuertes, derechos y puntiagudos. Los huesos dérmicos son gruesos y ornamentados de tubérculos y cortas estrías.

Lo que más destaca a primera vista en *Vidalamia* es la constitución de la columna vertebral y de las aletas ventrales. Las vértebras son ancicélicas, mono-diplospondílicas, constituidas por un solo disco en la parte anterior del pez y de dos en la posterior, apareciendo de nuevo en la parte terminal del mismo la monospondílica. La cintura pélvica está formada por un largo y estrecho hueso casi recto alojado en la vértebra 22 (similar a un remo), y cuyo extremo distal acaba en forma de triángulo casi equilátero, saliendo de la base horizontal, unos 8 ó 9 radios. No hay fulcros en ninguna aleta.

El endoesqueleto caudal del ejemplar ADR 1 de la colección personal de A. DIAZ-ROMERAL (SANZ, WENZ et alii —1988—, p. 619) de *Vidalamia catalunica*, se caracteriza por el elevado número de vértebras: 9 diplospondílicas de tipo alternante y 2 monospondílicas. El número de elementos hipocordales (espinas hemales + hipurales) es de 18 ó 19, con al menos 9 verdaderos hipurales.

Los epurales son muy numerosos (9 ó 10). Las escamas son de tipo amioide. Las escamas en los ejemplares del Montsec son de tamaño me-

diano, imbricadas y con numerosas estrías, asemejándose a *Amia*.

WENZ (1971) comenta que la forma prácticamente recta del final del endoesqueleto caudal del ejemplar BMNH P 10922, se debe al aplastamiento del mismo, que de posición ventro-dorsal, en la región anterior del cuerpo, se va transformando progresivamente en posición lateral en la región caudal.

Género *Amiopsis* KNER, 1863

Diagnosis

Exoesqueleto caudal redondeado. Diplospondilia de dos tipos: una normal (alternancia de hemicentros desprovistos de arcos neurales y hemicentros soportando arcos neurales y hemales) y otra alternante (los hemicentros llevan alternativamente el arco neural o hemal).

Distribución

Se ha localizado *Amiopsis* en el Turoniense de Istria (Yugoslavia), en el Portlandiense de Gran Bretaña y en el Wealdiense de Bernissart (Bélgica). Ultimamente se ha citado el género *Amiopsis* con signo de interrogación en Las Hoyas (Cuenca).

Amiopsis woodwardi (SAUVAGE, 1903) (1)
(figs. 32-34)

1903 *Megalurus woodwardi* SAUVAGE - p. 12, lám. 4, fig. 2.

1968 *Urocles woodwardi* (SAUVAGE) - WENZ, p. 117.

1968 *Amiopsis* sp. WENZ, p. 117.

(1) Recientemente se ha localizado *Urocles woodwardi* en Las Hoyas (Cuenca).

1968 *Urocles woodwardi* (SAUVAGE) - LANGE, p. 51, lám. 5, fig. 1.

1981 *Urocles woodwardi* (SAUV.) - LACASA, p. 115.

1982 *Urocles woodwardi* (SAUV.) - GOMEZ, p. 4, fig. 1, fotos 4-5.

1988 *Amiopsis woodwardi* (SAUV.) - WENZ, pp. 6-50, lám. 1, fig. 1; lám. 2, figs. 1-2; lám. 3, figs. 1-2; lám. 4, figs. 1-2, y lám. 5.

1988 *Urocles woodwardi* (SAUV.) - SANZ, WENZ et alii, p. 619, lám. 2, fig. 2.

Material

— Holotipo (*Megalurus woodwardi*): MGB 533.

— Seis ejemplares de la colección personal del autor.

Diagnosis

WENZ (1968) da la siguiente diagnosis de la especie:

Amiopsis cuyo tamaño puede llegar a alcanzar los 190 mm. de longitud standard; longitud de la cabeza: 29 por 100 de la longitud standard; altura máxima del cuerpo: 32 por 100; distancia predorsal: 59 por 100; distancia preanal; 71 por 100; distancia prepélvica: 52 por 100; 4 supra-

orbitales; infraorbital situado en el ángulo posterior de la órbita provisto de una corta placa posterior orientada hacia abajo; maxilar corto sin sobrepasar el borde posterior de la órbita; su-

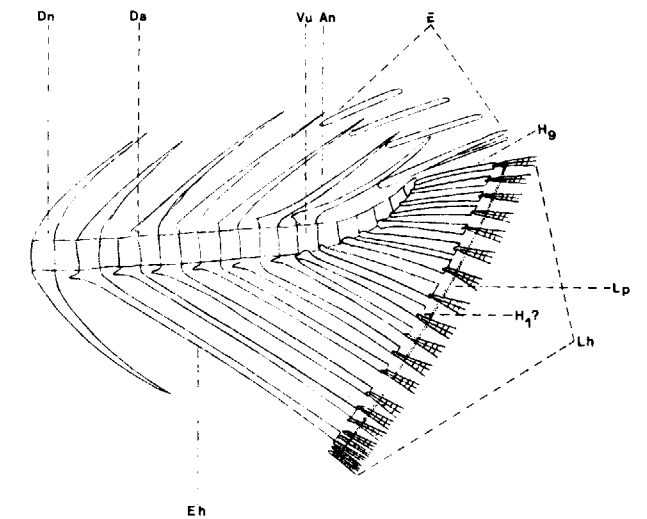


Figura 33.—Esqueleto caudal de *Amiopsis woodwardi* (SAUVAGE).

Dn	Diplospondilia normal
Da	Diplospondilia alternante
Vu	Vértebra ural
An	Arco neural
E	Epurales
H ₁ - H ₉	Hipurales
Lp	Línea de pigmentación
Lh	Lóbulo hipocordal
Eh	Espina hemal

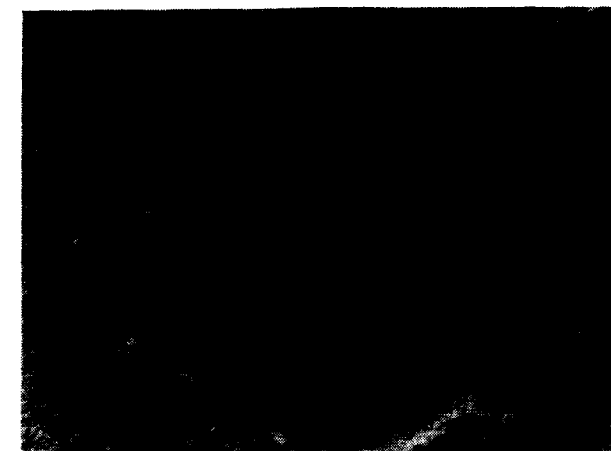


Figura 32.—*Amiopsis woodwardi*.



Figura 34.—Esqueleto caudal de *Amiopsis woodwardi*.

- 1968 *Urocles woodwardi* (SAUVAGE) - LANGE, p. 51, lám. 5, fig. 1.
- 1981 *Urocles woodwardi* (SAUV.) - LACASA, p. 115.
- 1982 *Urocles woodwardi* (SAUV.) - GOMEZ, p. 4, fig. 1, fotos 4-5.
- 1988 *Amiopsis woodwardi* (SAUV.) - WENZ, pp. 6-50, lám. 1, fig. 1; lám. 2, figs. 1-2; lám. 3, figs. 1-2; lám. 4, figs. 1-2, y lám. 5.
- 1988 *Urocles woodwardi* (SAUV.) - SANZ, WENZ et alii, p. 619, lám. 2, fig. 2.

Material

- Holotipo (*Megalurus woodwardi*): MGB 533.
- Seis ejemplares de la colección personal del autor.

Diagnosis

WENZ (1968) da la siguiente diagnosis de la especie:

Amiopsis cuyo tamaño puede llegar a alcanzar los 190 mm. de longitud standard; longitud de la cabeza: 29 por 100 de la longitud standard; altura máxima del cuerpo: 32 por 100; distancia predorsal: 59 por 100; distancia preanal; 71 por 100; distancia prepélvica: 52 por 100; 4 supra-

orbitales; infraorbital situado en el ángulo posterior de la órbita provisto de una corta placa posterior orientada hacia abajo; maxilar corto sin sobrepasar el borde posterior de la órbita; su-

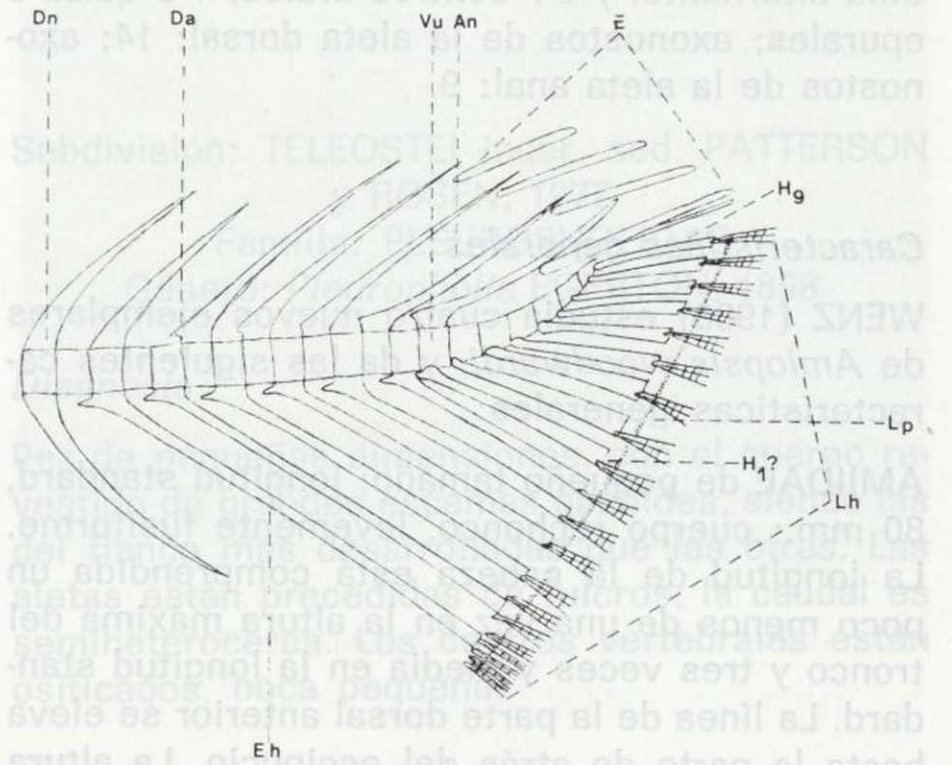


Figura 33.—Esqueleto caudal de *Amiopsis woodwardi* (SAUVAGE).

Dn	Diplospondilia normal
Da	Diplospondilia alternante
Vu	Vértebra ural
An	Arco neural
E	Epurales
H ₁ - H ₉	Hipurales
Lp	Línea de pigmentación
Lh	Lóbulo hipocordal
Eh	Espina hemal

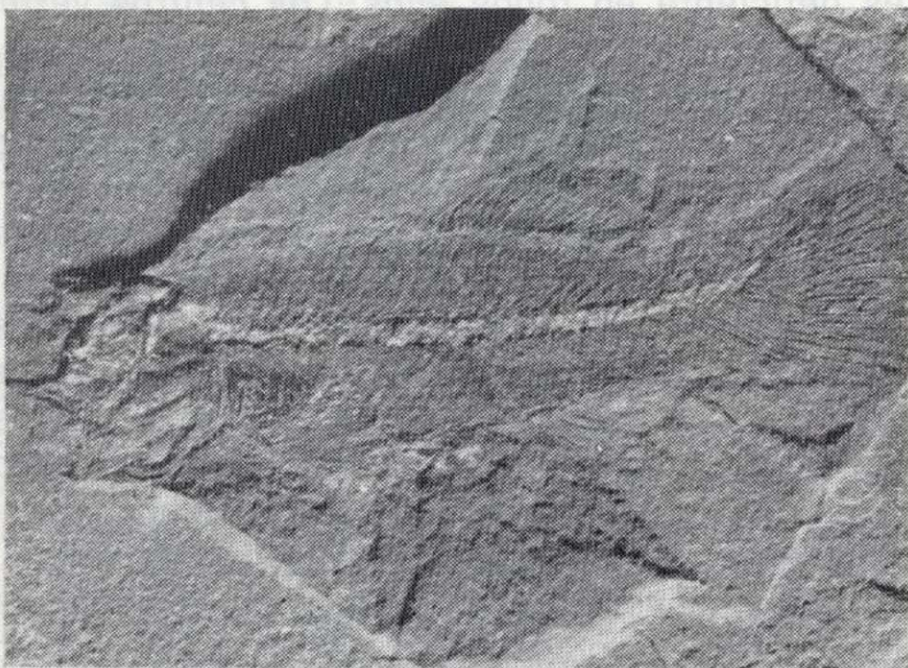


Figura 32.—*Amiopsis woodwardi*.

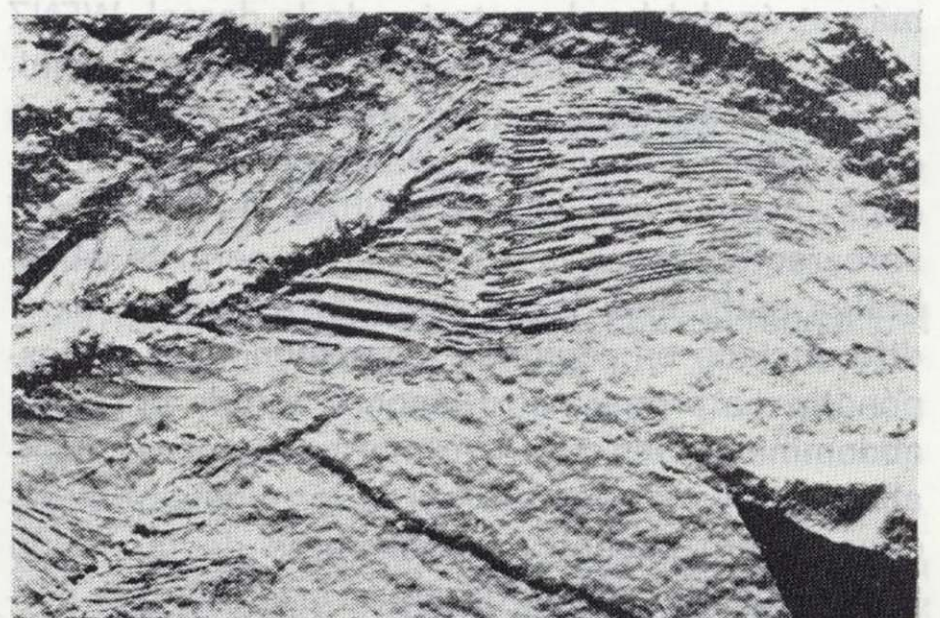


Figura 34.—Esqueleto caudal de *Amiopsis woodwardi*.

pramaxilar grande, tan elevado como el maxilar, y estando situado sobre la mitad posterior de este hueso; 41-44 vértebras (de las cuales 20-21 son abdominales), repartidas del modo siguiente: 24-25 vértebras monospondílicas, 11-12 vértebras diplospondílicas, de las cuales 3-4 con diplospondilia alternante, y 6-7 centros urales, 4 o quizá 5 epurales; axonostos de la aleta dorsal: 14; axonostos de la aleta anal: 9.

Características generales

WENZ (1988) estudia cuatro nuevos ejemplares de *Amiopsis woodwardi*, y da las siguientes características generales:

AMIIDAE de pequeño tamaño; longitud standard, 80 mm.; cuerpo rechonco, levemente fusiforme. La longitud de la cabeza está comprendida un poco menos de una vez en la altura máxima del tronco y tres veces y media en la longitud standard. La línea de la parte dorsal anterior se eleva hasta la parte de atrás del occipucio. La altura máxima del cuerpo está situada a media distancia entre este último y el origen de la aleta dorsal.

Pedúnculo caudal bien marcado. La aleta dorsal está retirada hacia la segunda mitad de la longitud standard. La base de inserción es corta. Pectorales muy desarrolladas. Las pélvicas anteceden un poco al origen de la dorsal, la anal comienza un poco más allá del borde posterior de la dorsal, ligeramente más cerca de las pélvicas que del pedúnculo caudal, aunque, según qué ejemplares, esta aleta está situada un poco más atrás del borde anterior de la dorsal. WENZ (1988) interpreta esta posición variable de la ubicación de la anal al estado de crecimiento de los ejemplares, siendo más avanzada en los individuos jóvenes que en los adultos. *A. woodwardi* se caracteriza por la presencia de centros vertebrales osificados y por tener el esqueleto axial diferenciado en regiones monospóndila y diplospóndila. La primera corresponde a toda la región abdominal, a las 3 ó 4 primeras vértebras postabdominales y a las vértebras terminales del endoesqueleto caudal. Las vértebras de la región postabdominal y las primeras vértebras que participan en el sostén del exoesqueleto caudal son diplospóndilas.

Descripción

Adjunto en esta nota un ejemplar de 70 mm. que es el más completo que poseo. Sólo dispongo de uno en el que se aprecian algunos detalles del cráneo y aun en no muy buenas condiciones. En él observamos que la órbita del ojo es grande y se encuentra muy avanzada, con la articulación cuadrato-mandibular situada más allá del borde posterior de la órbita. En el techo craneal se distinguen claramente el frontal que forma la mayor parte del mismo, siendo mucho más largo que alto. Los supraorbitales no se aprecian y los infraorbitales tampoco están claramente definidos. El preopérculo es estrecho, el opérculo es de forma rectangular, el interopérculo parece ser de forma triangular. En el premaxilar parecen existir 4 ó 5 dientes cónicos, estrechos, iguales a los del maxilar; éste es corto y ensanchado en su parte posterior, llegando justamente al nivel de la parte posterior de la órbita del ojo.

Se aprecian algunos radios branquióstegos, pero no podemos decir su número exacto; son lisos, gruesos y curvados en su zona distal, apareciendo al comienzo de los mismos el gular.

La mandíbula inferior, muy delgada en su comienzo, se eleva fuertemente hacia arriba. El dentaloesplénico es estrecho y alargado. Los huesos dérmicos están revestidos de pequeños tubérculos.

El esqueleto axial ofrece las mismas características que los demás AMIIDAE. El número de vértebras parece estar en nuestros ejemplares entre las 41-44, aunque la conservación siempre es deficiente en todos ellos. Los centros vertebrales son anficélicos, perfectamente osificados. Parece existir una o dos carenas en sentido longitudinal que delimitan unas pequeñas fosetas a cada lado; estas fosetas se encuentran recubiertas de material calcáreo, por lo que convendría hacer una limpieza cuidadosa de las mismas para conocer su profundidad total. Los arcos neurales y hemales no están fusionados en los centros. Las apófisis neurales son cortas y las hemales se hacen mucho más largas un poco antes del comienzo de la anal, creciendo paulatinamente de longitud, hasta alcanzar la caudal. La columna vertebral en esta zona se presenta fuertemente curvada hacia arriba (cosa que no sucedía en *Vidalamia*, como ya hemos comentado anteriormente).

En el endoesqueleto caudal existen 13 vértebras cuyos elementos epicordiales e hipocordiales sostienen el exoesqueleto caudal. Es muy dificultoso distinguir cuándo acaban las espinas hemales y empieza el primer hipural (como sucede en *Vidalamia*). WENZ (1988) opina que existen 6 espinas hemales y 9 hipurales, colocando esta autora, no obstante, el primer hipural con signo de interrogación (véase lám. IV, fig. 1).

Según esta misma autora, los dos últimos hemacentros están fusionados a veces en una vértebra monospóndila.

Posee *A. woodwardi* un corto número de epurales (4-5 en nuestro ejemplar).

Como es característico de los AMIIDAE, el borde posterior del exoesqueleto caudal es redondeado. El número de lepidotricos total es en nuestro ejemplar de unos 26-27, 18 pertenecen al lóbulo hipocordal, mientras que los del lóbulo epicordal están tan juntos entre sí que hace dificultoso su determinación exacta.

Los lepidotricos del lóbulo hipocordal están segmentados en sentido transversal, estando los primeros del lóbulo epicordal sin segmentar. Existe una línea transversal de pigmentación en negro ubicada un poco antes de la inserción de los lepidotricos en el final de las espinas neurales-hipurales.

El número de lepidotricos de la aleta pectoral parece estar en los 16, las ventrales están insertadas delante del comienzo de la dorsal. La anal es larga y consta de unos 10 radios. La aleta dorsal tiene 16-17 radios largos y termina casi al nivel del final de la anal.

Las escamas, del tipo AMIIDAE, son grandes, de contorno ovalado, y poseen finísimas estrías curvadas y convergentes.

Discusión

LANGE (1968) incluye dentro del género *Urocles* algunas especies descritas como *Amiopsis* (*A. austeri*, *A. damoni*). Varios son los autores que consideran *Urocles* y *Amiopsis* sinónimos. WENZ (1988), en contra de la opinión de LANGE, considera que los géneros *Amiopsis* y *Urocles* no son sinónimos. Indica esta autora que la confusión que reina entre estos dos géneros está

lejos de ser esclarecida. Es de destacar en *A. woodwardi* el corto número de epurales (4-5), como hemos indicado anteriormente; *Vidalamia*, el otro AMIIDAE del yacimiento, posee al menos 9, *Liodesmus* tiene 6 y *Urocles* de 5 a 6. El número de vértebras de *Amiopsis woodwardi* (41-44) es el menor de todos los AMIIDAE.

Subdivisión: TELEOSTEI Incer. sed. PATTERSON y ROSEN, 1977

Familia: PLEUROPHOLIDAE

Género: *Pleuropholis* EGERTON, 1858

Diagnosis

Pez de pequeñas dimensiones, con el cuerpo revestido de grandes escamas ganoides, siendo las del flanco más desarrolladas que las otras. Las aletas están precedidas de fulcros, la caudal es semiheterocerca. Los centros vertebrales están osificados, boca pequeña.

Distribución

Se ha localizado el género *Pleuropholis* en las calizas litográficas de Baviera. En Cerin, en el Purbeckense inglés en facies marinas, y en el Jurásico Superior de las calizas de Songa (Zaire), y últimamente en Las Hoyas (Cuenca).

Pleuropholis sp.
(fig. 35)

1968 *Pleuropholis* sp. - WENZ, p. 118.

1981 *Pleuropholis* sp. - LACASA, p. 125.

Material

— Tres ejemplares de la colección personal del autor.

Descripción

Este pequeño pez fue citado por vez primera en el yacimiento de la Pedrera de Meià, por WENZ (1968), pero sin adjuntar ninguna figura del mis-

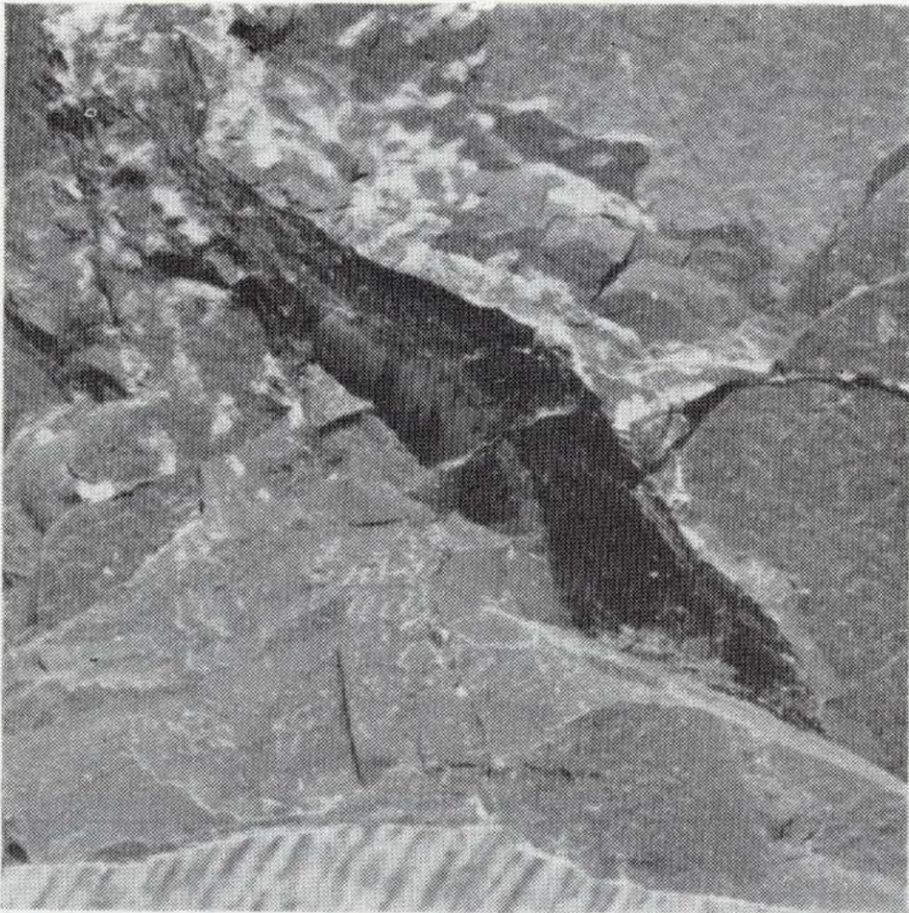


Figura 35.—*Pleuropholis* sp.

mo. Incluimos aquí un ejemplar de 45 mm. de longitud. El cráneo no se aprecia de manera muy clara, pero es algo diferente de *Pleuropholis thiollière* de Cerin. En el nuestro, el maxilar es elevado y curvado. Este y el dentario son más alargados en nuestros ejemplares, acercándose más a los fósiles de Solnhofen. Las aletas pectorales son alargadas y poseen fulcros, llegando hasta la hilera de escamas número 7. Las escamas son ganoides y de dos tipos: unas estrechas y largas y otras muy pequeñas y rómbicas. Las alargadas se encuentran sobre los flancos del pez y son unas siete veces más altas que anchas. Las escamas rómbicas se encuentran en la parte ventral, dorsal y caudal. Contamos en nuestros ejemplares unas 37 hileras de escamas. Sobre la superficie de las escamas alargadas aparecen pequeñas estrías curvadas que van de arriba a abajo de las mismas en sentido horizontal. La aleta dorsal no se aprecia en ninguno de nuestros ejemplares.

La aleta ventral es muy pequeña y está situada en la zona correspondiente a las escamas rómbicas, posee unos 7 radios y la cola es hemiheterocerca.

Discusión

Por el aspecto general del cuerpo este fósil es muy similar a *Pleuropholis* de Cerin y Solnhofen, no se aprecian en nuestros fósiles ninguna vértebra del esqueleto axial, y como he indicado anteriormente el cráneo no se ve bien en ninguno de ellos; es preciso, pues, la espera de nuevo material fósil que permita hacer comparaciones con los otros *Pleuropholis* conocidos.

Subdivisión: TELEOSTEI

Orden: GONORHYNCHIFORMES

Familia: CHANIDAE

La familia CHANIDAE está representada en nuestros días por un sólo género monoespecífico: *Chanos chanos*, de la región Indopacífica. Todos los géneros fósiles hallados de esta familia son dulceacuícolas. Un cierto número de formas fósiles se incluyen dentro de esta familia:

Parachanos aethiopicus (WEILER, 1922), del Wealdiense de Gabón y Guinea Ecuatorial, hallado en facies dulceacuícolas (cf. ARAMBOURG y SCHNEEGANS, 1935; TAVERNE, 1974, 1981).

Aethalionopsis robustus (TRAQUAIR, 1911), del Wealdiense de Bernissart (Bélgica), dulceacuícola (cf. TAVERNE, 1981).

Dastilbe crandalli JORDAN, 1910?, del Aptiense de Riacho doce, Alagôas (Brasil), en facies de estuario.

Dastilbe elongatus SILVA SANTOS, 1947, Formación Santana, del Aptiense de Chapada do Araripe (Brasil), dulceacuícola.

Tharrhias araripis JORDAN y BRANNER, 1908, Formación Santana del Aptiense de Chapada do Araripe, dulceacuícola.

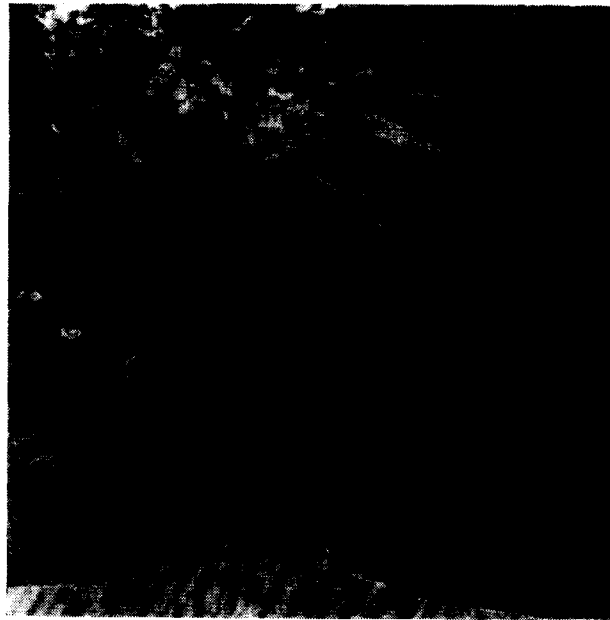
Tharrhias rochae JORDAN y BRANNER, 1908, de la Formación Santana, dulceacuícola.

Género: *Rubiesichthys* WENZ, 1984

Especie tipo: *Rubiesichthys gregalis* WENZ, 1984

Diagnosis

WENZ (1984) da la siguiente diagnosis: Chánido

Figura 35.—*Pleuropholis* sp.

mo. Incluimos aquí un ejemplar de 45 mm. de longitud. El cráneo no se aprecia de manera muy clara, pero es algo diferente de *Pleuropholis thiollière* de Cerin. En el nuestro, el maxilar es elevado y curvado. Este y el dentario son más alargados en nuestros ejemplares, acercándose más a los fósiles de Solnhofen. Las aletas pectorales son alargadas y poseen fulcros, llegando hasta la hilera de escamas número 7. Las escamas son ganoides y de dos tipos: unas estrechas y largas y otras muy pequeñas y rómbicas. Las alargadas se encuentran sobre los flancos del pez y son unas siete veces más altas que anchas. Las escamas rómbicas se encuentran en la parte ventral, dorsal y caudal. Contamos en nuestros ejemplares unas 37 hileras de escamas. Sobre la superficie de las escamas alargadas aparecen pequeñas estrías curvadas que van de arriba a abajo de las mismas en sentido horizontal. La aleta dorsal no se aprecia en ninguno de nuestros ejemplares.

La aleta ventral es muy pequeña y está situada en la zona correspondiente a las escamas rómbicas, posee unos 7 radios y la cola es hemiheterocerca.

Discusión

Por el aspecto general del cuerpo este fósil es muy similar a *Pleuropholis* de Cerin y Solnhofen, no se aprecian en nuestros fósiles ninguna vértebra del esqueleto axial, y como he indicado anteriormente el cráneo no se ve bien en ninguno de ellos; es preciso, pues, la espera de nuevo material fósil que permita hacer comparaciones con los otros *Pleuropholis* conocidos.

Subdivisión: TELEOSTEI
Orden: GONORHYNCHIFORMES
Familia: CHANIDAE

La familia CHANIDAE está representada en nuestros días por un sólo género monoespecífico: *Chanos chanos*, de la región Indopacífica. Todos los géneros fósiles hallados de esta familia son dulceacuícolas. Un cierto número de formas fósiles se incluyen dentro de esta familia:

Parachanos aethiopicus (WEILER, 1922), del Wealdense de Gabón y Guinea Ecuatorial, hallado en facies dulceacuícolas (cf. ARAMBOURG y SCHNEEGANS, 1935; TAVERNE, 1974, 1981).

Aethalionopsis robustus (TRAQUAIR, 1911), del Wealdense de Bernissart (Bélgica), dulceacuícola (cf. TAVERNE, 1981).

Dastilbe crandalli JORDAN, 1910?, del Aptiense de Riacho doce, Alagôas (Brasil), en facies de estuario.

Dastilbe elongatus SILVA SANTOS, 1947, Formación Santana, del Aptiense de Chapada do Araripe (Brasil), dulceacuícola.

Tharrhias araripis JORDAN y BRANNER, 1908, Formación Santana del Aptiense de Chapada do Araripe, dulceacuícola.

Tharrhias rochae JORDAN y BRANNER, 1908, de la Formación Santana, dulceacuícola.

Género: *Rubiesichthys* WENZ, 1984

Especie tipo: *Rubiesichthys gregalis* WENZ, 1984

Diagnosis

WENZ (1984) da la siguiente diagnosis: Chánido

alargado, de pequeñas dimensiones, alcanzando alrededor de 50 mm. de longitud standard, supraoccipital desprovisto de cresta posterior, hendidura bucal corta: articulación cuadratomandibular situada en la vertical del borde anterior de la órbita, reducción del cuerpo del cuadrado, alargamiento muy importante de la parte horizontal del suspensorio, preopérculo estrecho, rama horizontal de este hueso mucho más larga que la vertical, hipertrofia del opérculo a expensas del subopérculo, 5-6 radios branquiostegos, mandíbula triangular con un proceso coronoide muy elevado, situado a medio camino de su longitud, cuerpos vertebrales más largos que altos, con las paredes reforzadas de trabéculas poco numerosas y poco marcadas, arcos neurales y hemales no soldados a los centros, arcos neurales coronados de supraneurales hasta el nivel de la dorsal, presencia de aristas epineurales, ausencia de aristas epipleurales, PU₁, U₁, U₂, independientes, 6 hipurales, 2 epurales, 2 uroneurales (el primer uroneural, UN₁, se prolonga hacia adelante llegando hasta encima de PU₂), espina neural completa sobre PU₂, incompleta sobre PU₁, reducida sobre U₁, 39/40 vértebras, de las cuales 16/17 son postabdominales, pectorales: 1 + 10 lepidotricos, pélvicas 1 + 9, dorsal: 10/11, anales 9/10, caudal: 12 + 1 + 9 — 8 + 1 + 10.

Discusión

Como ha indicado TAVERNE (1981), los esqueletos craneales de *Aethalionopsis* (cf. TAVERNE, 1981), *Parachanos* (cf. TAVERNE, 1981, *Dastilbe* (cf. SILVA SANTOS, 1947), *Tharrhias* (cf. PATTERSON, 1975; OLIVEIRA, 1978) y *Chanos* (cf. RIDEWOOD, 1904; RABOR, 1938; TAVERNE, 1981) son casi idénticos.

La rama horizontal del preopérculo (mucho más larga que la rama vertical) de *Rubiesichthys*, recuerda más al preopérculo de *Chanos* que al de *Aethalionopsis*.

La ausencia de dientes en las mandíbulas también es común a los otros géneros. El endoesqueleto caudal de *Rubiesichthys* está más próximo al de los géneros *Aethalionopsis*, *Parachanos*, *Dastilbe* y *Tharrhias*, pero netamente más primitivo que el de *Chanos*.

Por sus pequeñas dimensiones (50 mm. de longitud standard), *Rubiesichthys* se aproxima a

Dastilbe (60-70 mm. de longitud standard). *Parachanos* (250 mm.), *Aethalionopsis* (400 m.) y *Tharrhias* (300 mm.) son mucho más grandes.

El número de vértebras de *Rubiesichthys*, 39/40, está próximo al de *Dastilbe* (34-36) y *Parachanos* (38). El número de vértebras postabdominales de *Rubiesichthys* (16-17) es muy inferior al de *Aethalionopsis* (54-55), *Tharrhias* (55) y *Chanos* (45).

Próximo a *Dastilbe*, *Rubiesichthys* se diferencia de él por la forma triangular de la mandíbula, el desarrollo respectivo del opérculo y subopérculo, el aligeramiento de la osificación de las paredes laterales de las vértebras, la forma menos alargada del cuerpo, la posición de las aletas (retroceso de las pélvicas detrás del origen de la dorsal, y el retroceso de la anal).

Rubiesichthys gregalis WENZ, 1984 (1)
(fig. 36)

1984 *Rubiesichthys gregalis* WENZ, pp. 275-285, figs. 1-4.

1981 *Leptolepis* sp. - LACASA, p. 127.

1988 *Rubiesichthys gregalis* WENZ - SANZ, WENZ et alii, p. 622, lám. 2, fig. 6.

Material

— Holotipo: IPS, PR-4.

— Veinte ejemplares de la colección del autor.

Diagnosis

Es la misma del género.

Descripción

Los ejemplares recogidos de *Rubiesichthys gregalis* sobrepasan los doscientos. Este pequeño teleosteo es muy frecuente, principalmente en las calizas negruzcas de los estratos superiores de la Pedrera de Meià (en donde son muy abundantes los vegetales).

(1) Últimamente se ha encontrado esta especie en Las Hoyas (Cuenca).

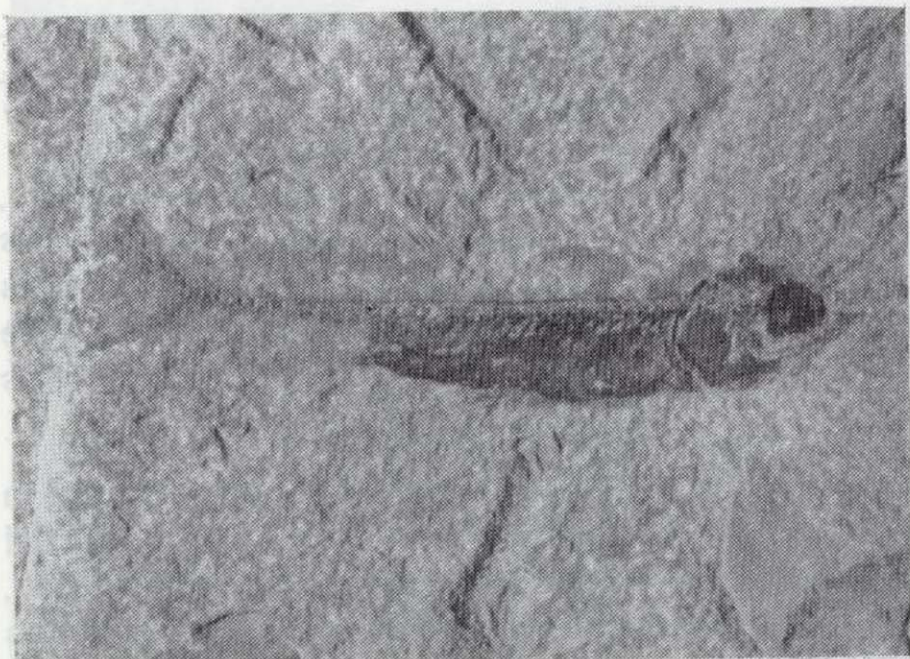


Figura 36.—*Rubiesichthys gregalis*.

LACASA (1981) figura en su estudio del yacimiento un pez en el que señala que la aleta dorsal se encuentra muy retirada y lo clasifica como *Leptolepis* sp. En mi opinión, aquel ejemplar debe corresponder a *Rubiesichthys gregalis*.

El fósil que presentamos aquí mide 34 mm. de longitud total (el holotipo mide 36 mm. de longitud total). Los ejemplares de *Rubiesichthys gregalis* presentan siempre una zona pigmentada en negro en la parte ventral y situada entre el cleitro y la aleta anal muy característica. Esta zona aparece siempre mucho más marcada que en los otros pequeños teleósteos del yacimiento. Nuestro ejemplar coincide totalmente con el holotipo, en él observamos la ausencia de dientes en las mandíbulas, el parasfenoides desprovisto de dientes, un gran opérculo liso (únicamente me parece ver la presencia de varios canales que van del borde anterior al posterior del opérculo y ligeramente convergente hacia este último). El preopérculo es estrecho en la parte vertical y ancho en la horizontal. El aparato opercular de *Rubiesichthys gregalis* se caracteriza por la hipertrofia del opérculo, por la reducción del subopérculo a expensas del opérculo y del preopérculo.

También observamos en algunos de nuestros ejemplares la presencia de una pequeña placa ósea en la región del ángulo anterosuperior del opérculo. Las escamas aparecen siempre mal conservadas, aunque, según dice WENZ, éstas son cicloides, delgadas y grandes.

Subdivisión: TELEOSTEI incertae sedis

El fósil que vamos a describir a continuación es el que cuenta con mayor número de representantes de toda la ictiofauna del yacimiento, sobrepasando el millar los ejemplares recolectados. Diversos autores lo clasifican como *Ascalabos voithi* MÜNSTER, 1839.

Dicho fósil carece de una revisión desde SAUVAGE (1903), el cual lo denominó *Leptolepis voithi* AGASSIZ, 1844.

En mi opinión, este ejemplar presenta ciertas diferencias con *Ascalabos voithi*. El pez más similar al nuestro es *Leptolepides sprattiformis* (BLAINVILLE, 1818), del Kimmeridgiense de Cerin y Baviera. Tanto *Ascalabos voithi* del Kimmeridgiense de Solnhofen como *Leptolepides sprattiformis* son especies que representan géneros monotípicos. Existen más de 50 especies de pequeños Teleósteos del Jurásico y Cretácico Inferior considerados como pertenecientes al género *Leptolepis*; en las dos últimas décadas se ha efectuado una revisión de estos ejemplares, dando como resultado la creación de nuevos géneros monotípicos: *Aethalionopsis* GAUDANT, *Ascalabos* MÜNSTER, *Clupavus* ARAMBOURG, *Leptolepides* NYBELIN, *Nybelinoides* TAVERNE, *Paraclupavus* SAINT-SEINE y CASIER, *Pattersonella* TAVERNE, *Pholidolepis* NYBELIN, *Proleptolepis* NYBELIN, *Pseudoleptolepis* TAVERNE, *Seefeldia* NYBELIN, *Tharsis* BLAINVILLE y *Wenzichthys* TAVERNE. Al existir tantos ejemplares, algunos de ellos muy similares, su clasificación es muy compleja. Algunos pertenecen a los LEPTOLEPIDAE: *Proleptolepis*, *Leptolepis*; otros a LEPTOLEPIDAE incert. sed.: *Varisichthys*, *Luisichthys*. Dentro de los ICHTYODECTIFORMES - OSTEOGLOSSOMORPHA incert. sed. se incluyen: «*Leptolepis*» *macrophtalma*, *Todiltia*, «*Leptolepis*» spp., *Pachythyrissops*, *Ascalabos*, *Tharsis*, *Chongichthys*, *Neolycoptera*, «*Leptolepis*» *talbragarensis*, *Aethalionopsis*, «*Leptolepis*» sp., *Fuchunkiangua*, *Mesoclupea* y *Huashia*. Y dentro de los CLUPEOCEFALA incert. sed.: *Leptolepides*.

PATTERSON y ROSEN (1977) consideran a los LEPTOLEPIDIDAE como un taxón de rango polifilético. SCHAEFFER y PATTERSON (1984) resumen estos teleósteos del modo siguiente:

1. *Leptolepis* = *L. coryphaenoides* y *L. normandica*.

2. «*Leptolepis*» = otras especies de *Leptolepis* según NYBELIN (1974) y TAVERNE (1975 a, 1975 b).
3. *Leptolepid* = *Leptolepis* sensu lato, no LEP-TOLEPIDIDAE, según NYBELIN o TAVERNE.

«*Leptolepis*» *iltirdai* nov. sp.
(figs. 4, 37, 38, 39)

- 1903 *Leptolepis voithi* AGASSIZ, 1844 - SAUVAGE, p. 13, lám. 4, fig. 5.
- 1951 *Leptolepis voithi* AGASS. - FERRER CONDAL, p. 7, lám. 1, fig. 1.
- 1968 *Leptolepis voithi* AGASS. - WENZ, p. 118.
- 1979 *Leptolepis* sp. - LACASA, p. 12.
- 1981 *Leptolepis voithi* AGASS. - LACASA, páginas 126-127.
- 1981 *Leptolepis* sp. - LACASA, pp. 128-129.
- 1982 *Leptolepis voithi* AGASS. - GOMEZ PALLEROLA, p. 8, fot. 14.
- 1984 *Ascalabos voithi* - BARALE et al., p. 279.
- 1986 *Ascalabos voithi* - LACASA y MARTINEZ, p. 218, lám. 2, fig. 4.
- 1988 *Leptolepis* sp. - ROSELL y LLOMPART, lámina 2, fig. 3, p. 80.

Material

- Holotipo: MGB 529.
- Unos 80 ejemplares de la colección personal del autor.

Diagnosis

Pez de tamaño oscilante entre los 25 y 160 mm., siendo la inmensa mayoría de tamaño inferior a los 60 mm.

Cráneo con una ligera inflexión en el frontal, a la altura de la parte anterior de la órbita del ojo. Opercular en forma de corazón, subopercular de tamaño inferior a la mitad del opercular, preopercular bastante ancho en su parte vertical,

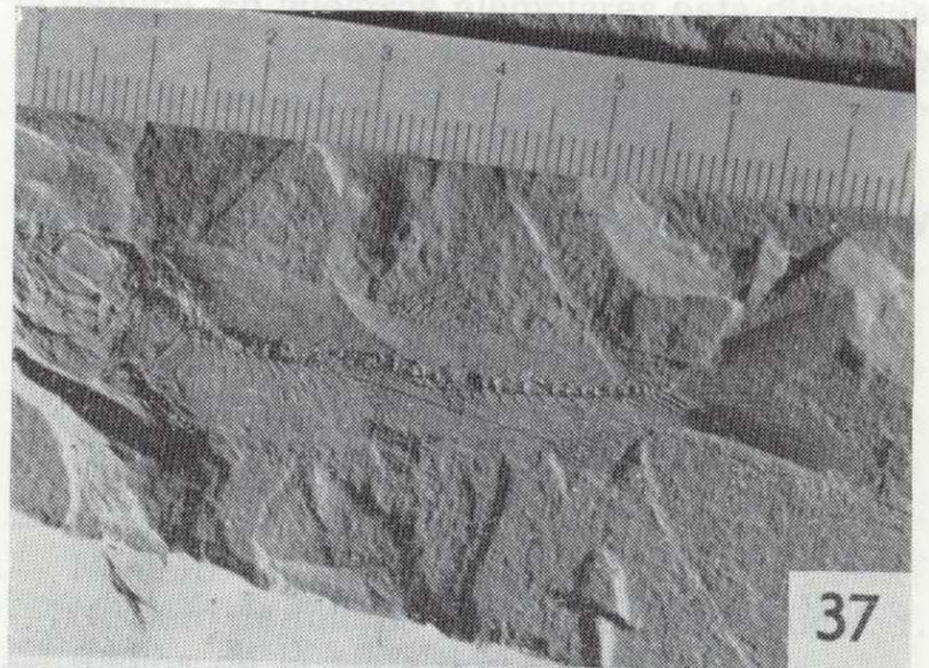


Figura 37.—«*Leptolepis*» *iltirdai* nov. sp.

Figura 38.—Asociación de dos ejemplares de «*Leptolepis*» *iltirdai* nov. sp.

con numerosos canales sensoriales. Esqueleto axial con 40-42 vértebras, siendo en la inmensa mayoría de ejemplares las de la parte anterior más anchas que largas y las de la parte posterior más largas que anchas y con 4 estrías longitudinales en la superficie. Espinas neurales y hemales cortas y aproximadamente del mismo tamaño. Aleta dorsal comenzando a la altura de la vértebra 16 (contando desde el cleitro) y situada en el centro del perfil dorsal, con 15 radios (contando los radios espiniformes de su inicio). Anal, situada a la altura de la vértebra 27 (desde el cleitro), retrasada y con número variable de radios según los ejemplares (entre 9 y 12). Pectoral con 14-15 radios, pélvica, con 9 radios. Caudal con 24 lepidotricos precedidos de 6 ra-

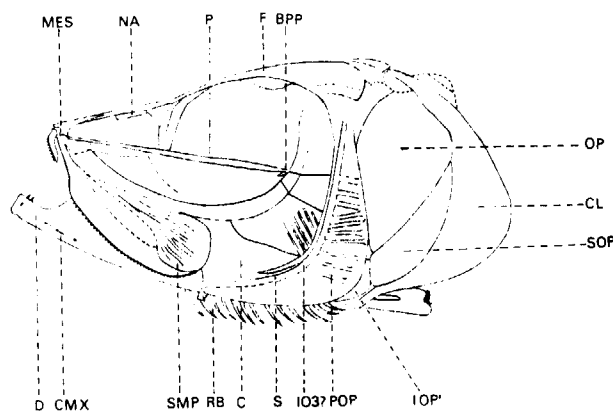


Figura 39.—«*Leptolepis*» *iltirdai* nov. sp. Restauración del esqueleto craneal basada en diversos ejemplares.

BPP	Proceso basipterigoide del parasfenoides
CMX	Canal sensorial mandibular
CL	Cleitro
C	Cuadrado
D	Dentario
F	Frontal
IOP	Interopercular
MES	Mesetmolde
NA	Nasal
OP	Opercular
P	Parasfenoides
POP	Preopercular
RB	Radios branquiostegos
S	Simpléctico
SOP	Subopercular
SMP	Supramaxilar posterior
I03?	Tercer infraorbital?

dios espiniformes en el lóbulo hipocordal y 4 ó 5 en el epicordal. Los radios blandos están segmentados transversalmente y ramificados en su tercio distal. Tres epurales. UN₁, llega hasta PU₂. El número de hipurales parece ser 3-4. Escamas cicloides.

Descripción

La longitud de la cabeza es superior a la altura máxima del cuerpo. Los frontales ocupan la mayor parte del techo craneal, poseyendo una inflexión a la altura de la parte anterior de la órbita del ojo. El supraorbital parece llegar hasta el parasfenoides, no pudiendo apreciar con seguridad el anteorbital. El parasfenoides es más ancho en su parte central, distinguiéndose en su parte posterior el proceso basipterigoide en for-

ma de coma. El nasal se encuentra en algunos ejemplares un poco separado del frontal. Los infraorbitales no se ven de forma muy clara, el que está tocando al cuadrado (I03?) es de tamaño ligeramente inferior a aquél; poseemos un ejemplar en el que la parte inferior del tercer infraorbital está un poco más curvada que el que reproducimos en la figura 39, teniendo un aspecto más triangular que cuadrangular, lo que tendrá que ser comprobado en otros ejemplares. Esta zona se encuentra siempre mal conservada. El preopérculo es el típico de los leptolépidos, ofreciendo numerosos canales cuyo número no podemos precisar. El opérculo tiene forma de corazón, siendo su parte superior redondeada y la inferior acabando en ángulo agudo. El subopérculo es de tamaño inferior a la mitad del opérculo. El interopérculo toca al subopérculo y está situado entre éste y el preopérculo que le recubre. Contamos unos 12 radios branquiostegos, aunque su número exacto no lo podemos precisar; éstos son lisos, delgados y curvados hacia atrás, acabando en punta. Premaxilar con pequeños dientes, estrecho. Maxilar fuertemente curvado, igualmente con dientes muy pequeños. El supra-maxilar posterior con fuertes y profundas estrías, grande y con la parte posterior redondeada, el simpléctico aparece bastante junto al preopérculo. En el esqueleto axial distinguimos 40-42 vértebras, siendo el número de ellas desde el cleitro hasta el esqueleto caudal de 36-37, penetrando en el cráneo 5-6. Poseen cuatro carenas longitudinales. En algunos ejemplares las de la parte anterior son ligeramente más anchas que largas, y las de la parte posterior algo más largas que anchas; en otros ejemplares las vértebras correspondientes a la parte posterior llegan a tener el doble de longitud que de anchura. Las espinas neurales y hemales tienen aproximadamente la misma longitud, son cortas y ligeramente curvadas. Aleta dorsal emergiendo a la altura de la vértebra 16, contando desde el cleitro, con tres radios espinosos en su inicio, el segundo de tamaño doble del primero y el tercero algo más largo que el doble del segundo, seguidos de 12 lepidotricos, siendo el primero el más largo, decreciendo regularmente hasta el último. Todos los lepidotricos se dicotomizan primeramente volviéndose a dicotomizar posteriormente, con lo que al final existen 4 terminaciones para cada radio. El número de axonostos del endoesqueleto dorsal parece estar en los 13,

el primer axonosto soportando dos espinas. Anal comenzando a la altura de la vértebra 27 (desde el cleitro), posee dos espinas y 9 radios ramificados en su tercio distal, en algunos ejemplares, y con 9 axonostos; otros ejemplares tienen (incluidas las espinas) 9 radios y 8 axonostos. El número de radios de la aleta pectoral es de 14-15; ésta se une al coracoides —escápula que es de aspecto recio y triangular, pareciendo tener un pequeño hueco en su interior, cuyas dimensiones tendrán que ser comprobadas en nuevos ejemplares. Poseemos un fósil en el que ha saltado las aletas pélvicas que están compuestas de dos láminas más estrechas al principio y posteriormente más anchas, donde se alojan 8 radios en cada una, precedidas de una pequeña espina en cada lóbulo. La caudal posee 3-4 hipurales, 3 epurales, el primer uropéurico (UN₁), llega hasta el segundo centro pleural (PU₂), los demás uroneurales no se distinguen con claridad, sólo me parece ver un ejemplar en el que se distingue UN₃ y UN₄ y quizá UN₅?, guardando la misma disposición que en *L. sprattiformis*. Las escamas son cicloides, y en un fósil cuyo tamaño estimado sería de 140-150 mm. miden cerca de los 2 mm., apreciándose numerosas líneas concéntricas.

Discusión

SAUVAGE (1903) identifica la especie *Leptolepis voithi* en las calizas litográficas del Montsec, a base de 5 ejemplares recogidos en las mismas, sin hacer alusiones ni a la constitución del cráneo ni al esqueleto caudal. Indica los siguientes datos: Vértebras totales, de 39 a 41. Aleta dorsal comenzando encima de las ventrales y acabando un poco antes del origen de la anal. Ventrales colocadas mucho más cerca de la anal que las pectorales. NYBELIN (1974) cambia el nombre de *Leptolepis* AGASSIZ por el de *Ascalabos* MÜNSTER, afectando este cambio únicamente a la especie *voithi*. TAVERNE (1975e) considera que *Ascalabos* es un subgénero de *Leptolepis*. *Ascalabos voithi* es un género monotípico muy característico, muy diferente de los otros leptolépidos. Según señalan NYBELIN (1974, p. 180) y SCHAEFFER y PATTERSON (1984, p. 62), una de las características más notables de *Ascalabos voithi* es que la distancia que hay entre el origen de las pélvicas y la anal es sólo de un 62-70 por 100, de la que hay entre la pectoral y el origen de

la pélvica. En nuestros ejemplares esta distancia pasa del 75 por 100. Igualmente el número de radios de las aletas no es el mismo en los ejemplares del Montsec que en *A. voithi*.

Vamos a continuación a dar las dimensiones y otros caracteres de *A. voithi*:

- Número de vértebras: 38-40.
- Forma de los centros: Un surco lateral.
- Número de canales del preopercular: 12.
- Número de uroneurales: 7.
- Número de hipurales: 9.
- Número de urodermales: 2.
- Número de fulcros guarneciendo la caudal: 1.
- Radios de la aleta dorsal: 17.
- Radios de la aleta anal: 14.
- Radios de la aleta pectoral: 15-16.
- Radios de la aleta pélvica: 11.

En el estudio del esqueleto caudal de *A. voithi* efectuado por PATTERSON y ROSEN (1977), los dos huesecillos uroneurales anteriores (UN₁ y UN₂), llegan hasta el tercer centro pleural, PU₃, mientras que en el ejemplar estudiado por NYBELIN (1974) sólo alcanza, según este autor, al segundo centro pleural, PU₂, y PU₃ y PU₂, según TAVERNE (1975e). El número de plaquitas hipurales es de 9, tal como dice TAVERNE (NYBELIN no indica el número exacto). Existen dos urodermales coincidiendo con TAVERNE, mientras que NYBELIN señala sólo uno. PATTERSON y ROSEN ponen de manifiesto algunas diferencias más respecto de las conclusiones de NYBELIN y TAVERNE.

En nuestros ejemplares la longitud de la cabeza es superior a la altura máxima del cuerpo; así, en un ejemplar de 90 mm., el cráneo y el opercular suman 23 mm., y la altura máxima del pez es de 15 mm. En la radiografía del fósil BMNH 37062 (PATTERSON y ROSTEN, 1977, p. 151, figura 52 (la longitud del cráneo con el opercular coincide aproximadamente con la altura máxima del pez. Vamos a comparar el cráneo de nuestros ejemplares con el de *Ascalabos voithi*, según la restauración de NYBELIN (1974, p. 177, fig. 35). El opercular es más ovalado en *A. voithi* que en nuestros ejemplares, el preopercular es más estrecho y los canales sensoriales se distribuyen por su parte inferior, no existiendo ninguno en la parte superior. El frontal es mucho más ancho en *A. voithi*, al igual que el premaxilar. El supra-maxilar posterior es más estrecho

y sin estrías en *A. voithi*. NYBELIN señala con signo de interrogación el rostral, esta zona se encuentra ocupada en nuestros fósiles por el mesetmoide y es de aspecto distinto al de aquel ejemplar. El perfil del techo craneal de *A. voithi* es rectilíneo, mientras que los nuestros poseen la inflexión en el frontal ya indicada. El cleitro es más estrecho y acaba de forma más ancha en *A. voithi*, mientras que en nuestros fósiles el cleitro es más ancho, pero acaba más en punta que en aquél. Igualmente es distinto el dentario, la zona de la mandíbula inferior correspondiente al angular y al retroarticular. La distancia que hay entre el supramaxilar posterior y el borde inferior de la mandíbula inferior es mayor en *A. voithi* que en los fósiles del Montsec. La aleta anal se encuentra en *A. voithi* mucho más adelantada. El número de costillas que hay entre el cleitro y el comienzo de las pélvicas es mucho menor en *A. voithi*. El número de axonostos de la dorsal es superior en *A. voithi* (15), siendo en los nuestros de 13. El número de axonostos de la anal es igualmente superior en *A. voithi*. El número de hipurales de *A. voithi* (9) es mayor que en los nuestros (3-4).

LACASA (1981) da 5 hipurales para un ejemplar de 13,5 cm. de *Leptolepis* sp. del Museo del IEI, que nosotros consideramos como correspondiente a «*L.*» *iltirdai* nov. sp.

Nuestros fósiles difieren de *Leptolepides sprattiformis* principalmente en el número de vértebras. SAINT-SEINE (1949) daba para *Leptolepis sprattiformis* (= *Leptolepides sprattiformis*) 49-50 vértebras. *L. sprattiformis* es muy similar a nuestros fósiles en la constitución del esqueleto craneal, en la distribución de las aletas, que coinciden exactamente con los nuestros, en la constitución del esqueleto caudal. En el cráneo observamos algunas diferencias con los ejemplares del Montsec: La distribución y número de canales sensoriales del preopercular (muchos más canales en nuestros ejemplares). La disposición del anteorbital y el supraorbital no se observan en los nuestros el anteorbital en forma de coma, que cubre parcialmente el parasfenoides de *L. sprattiformis*.

El supramaxilar posterior es de aspecto más redondeado y las estrías mucho más largas y an-

chas en nuestros fósiles. (En *L. sprattiformis* es más alargado y con las estrías menos pronunciadas.)

El interopercular toca al subopercular en nuestros ejemplares. (En *L. sprattiformis* está separado.)

El comienzo del dentario es rectilíneo en la parte donde se alojan los dientes en los nuestros. (En *L. strattiformis* comienza a curvarse desde su inicio.)

El número de radios de la dorsal es de 17-18 en *L. strattiformis*; en los nuestros, 15.

Los escudos caudales están situados a mayor distancia del final de las espinas neurales y hemales en nuestros fósiles que en *L. sprattiformis*. Coincide *L. sprattiformis* con los ejemplares del Montsec, en el inicio de la dorsal, que lo hace a la altura de la vértebra 15-16, en el inicio de la anal, que lo hace al nivel de la vértebra 27-29. En los fósiles del Montsec la dorsal comienza a la altura de la vértebra 16 y la anal a la altura de la vértebra 27. La forma del opercular, subopercular y preopercular coincide exactamente en ambos fósiles. El número de epurales es de 3 en los dos peces, el de hipurales (4 en *L. sprattiformis*), 3-4 en los nuestros. En ambos UN₁ llega hasta PU₂.

Como vemos, el parecido entre los ejemplares del Montsec y *L. sprattiformis* es notorio, como puede apreciarse en la radiografía del fósil BMNH P. 4999 y en la restauración del esqueleto craneal; véase PATTERSON y ROSEN (1977), p. 147, fig. 48, y p. 148, fig. 49.

La constitución del opérculo, subopérculo, premaxilar, parasfenoides, etc., le distinguen de *Tharsis dubius* BLAINVILLE, PATTERSON (1967a, fig. 4) y PATTERSON y ROSEN (1977, p. 136, fig. 34). Es distinto también el fósil del Montsec de *Clupavus* ARAMBOURG, por la forma del opérculo y preopérculo, por la constitución de los infraorbitales entre varias otras diferencias; véase PATTERSON (1967a, fig. 9). Presentan los ejemplares del Montsec diversas diferencias con otros leptolépidos que resumiremos seguidamente:

	Número de vértebras	Radios de la dorsal	Radios de la anal	Radios de la pectoral	Radios de la pélvica
« <i>L.</i> » <i>iltirdai</i>	40-42	15	9-12	14-15	9-10
<i>Todiltia schoewei</i>	50	16-17	14	17	11-12
« <i>L.</i> » <i>talbragarensis</i>	44-45	14-15	11-12	13-14	10
« <i>L.</i> » <i>macrophthalmus</i>	44	15	12-13	18	9
« <i>L.</i> » <i>caheni</i>	37-40	13-14	12-13	13	14
<i>Ascalabos voithi</i>	38-40	17	14	15-16	11
<i>L. coryphaenoides</i>	43-44	15-16	11	16	11-13
<i>L. brodiei</i> (1)	Aprox. 40	10	8	10-12	Aprox. 8
<i>L. sprattiformis</i>	49-50	17-18	9	18	12

(1) Los datos de *L. brodiei*, según JONET (1981, pp. 237-338, Pl. III, figs. 22, 24), no conocemos este ejemplar en nuestra bibliografía sino por la descripción de este autor para algunos pequeños ejemplares (alrededor de 5 cm.) del Cenomaniense Medio de Portugal; en estos ejemplares, la aleta dorsal está situada enteramente en la mitad anterior del cuerpo. Los fósiles del Montsec difieren igualmente de *Pholidolepis* y *Proleptolepis* spp. por el número de hipurales (11) y (11-12), respectivamente.

Difieren también los fósiles del Montsec de *Pachythrissops laevis* WOODWARD, 1919, en la constitución del esqueleto caudal. PATTERSON y ROSEN (1977, p. 150, figs. 51 A-B) dan la restauración de este ejemplar. En el fósil BMNH 40333 observamos que el escudo caudal está prácticamente tocando a las espinas neurales. En un ejemplar que poseemos cuya longitud total sería de unos 140 mm., observamos que la distancia que hay entre el escudo caudal superior y las espinas neurales es de 2 mm. También observamos que el tercer epural es más corto que el tercer epural de nuestros fósiles. El tercer hipural posee la misma longitud que el segundo en *Pachythrissops laevis*, mientras que en los nuestros H₃ es más corto. El ejemplar BMNH P. 29392 posee 7 hipurales (los nuestros 3-4).

CONCLUSION

Después de haber establecido comparaciones con los leptolépidos más próximos, hemos constatado que nuestros ejemplares presentan diferencias con todos ellos. Consideramos a los mismos como TELEOSTEI incertae sedis, porque detalles tan importantes como la fusión entre el articular y el angular, u otros caracteres como el anteorbital en forma de coma (propios de los CLUPEOCEPHALA), no han podido ser demostrados en nuestros ejemplares.

Nosotros proponemos la nueva especie *iltirdai* de

iltirda (nombre ibérico de la ciudad de Lérida) para los ejemplares que hemos descrito.

«*Leptolepis*» *crusafonti* WENZ, 1968
(fig. 3)

1968 *Leptolepis crusafonti* WENZ - p. 118, lámina IV, figs. 2-3.

1981 *Leptolepis crusafonti* WENZ - LACASA, p. 127.

Diagnosis

Según WENZ (1968), el principal carácter distintivo de «*L.*» *crusafonti* es el menor número de vértebras que posee respecto a las otras especies, ya que sólo tiene entre 30 y 32 (alrededor de 14 caudales).

La aleta dorsal está situada más cerca del occiput que de la caudal, comienza a la altura de la décima vértebra contada a partir del borde posterior del cleitro. La pélvica está situada a media distancia, entre las pectorales y la anal. La anal se encuentra bastante retrasada y a los dos tercios de la distancia que separa las pélvicas de la caudal.

Material

— Holotipo: IPS.

— Un ejemplar de la colección personal del autor.

Descripción

El único ejemplar claro que poseo de «*Leptolepis*» *crusafonti* es el que aparece junto a un *notagogus* en la figura 3. Este fósil mide 35 mm. La aleta dorsal se encuentra situada más cerca del occiput que de la caudal. La anal está retrasada. El número de vértebras que hay antes de la dorsal es de 10-11 (contando desde el borde posterior del cleitro). Me parece ver 12-13 radios en la dorsal y 9 en la anal. Es necesario consultar más ejemplares para confirmar estos datos.

Discusión

Como ya he indicado anteriormente, la principal característica que diferencia «*Leptolepis*» *crusafonti* de los otros leptolépidos es el menor número de vértebras que posee: 30-32. Para la comparación con los otros leptolépidos, véase la discusión de «*L.*» *iltirdai*. El número de costillas que hay entre la aleta pectoral y las pélvicas es menor en «*L.*» *crusafonti* que en «*L.*» *iltirdai*, 8 en el primero y 13 en el segundo. El esqueleto craneal del ejemplar que poseemos es similar al de «*L.*» *iltirdai*, aunque se distingue bastante mal.

Supercohort: ELOPOCEPHALA PATTERSON y ROSEN, 1977

Cohorte: ELOPOMORPHA inc. sed. PATTERSON y ROSEN, 1977

Género: *Anaethalion* WHITE, 1938 (= *Aethalion* MÜNSTER, 1842)

Especie tipo: *Anaethalion angustus* MÜNSTER, 1842

Diagnosis

Proceso palatino del maxilar relativamente pequeño. Conexión entre los canales sensoriales del supraorbital y orbital, supratemporal grande, dientes cónicos y pequeños, preopérculo estrecho y alargado en la parte vertical y ancho y corto en la zona horizontal. Canales sensoriales del preopercular abiertos hacia la superficie de la parte inferior del hueso. Canales sensoriales

del infraorbital y el preopercular presentando pocas ramas. Carencia del proceso basipterigoide. Reducción de la osificación etmoide. Aleta dorsal, situada ligeramente más cerca de la caudal que del occiput. Presencia de tres epurales y dos largos uroneurales (UN₁ y UN₂).

Discusión

Anaethalion fue incluido dentro de los LEPTOLEPIDIDAE: WOODWARD (1895), BERG (1940), BERTIN y ARAMBOURG (1958), DANIL'CHENKO (1964) y ROMER (1966). NYBELIN (1967b) opina que este género ofrece puntos de similitud con *Elops*.

GAUDANT (1968) considera que *Anaethalion* no pertenece a los LEPTOLEPIDIDAE y crea la familia ANAETHALIONIDAE. NYBELIN (1971) emplaza esta familia dentro de los ELOPOIDEI. FOREY (1973) reconoce tres especies-grupos: una (*A. vidali*) probablemente relacionada con los megalópodos, otra (*A. cf. subovatus*, *A. sp.*), posiblemente relacionada con los elópodos, y otra (*A. knorri*, *A. angustus* y *A. angustissimus*) probablemente relacionada con los euteleosteos. PATTERSON y ROSEN (1977), debido a la presencia de dos largos uroneurales en el endoesqueleto caudal, colocar al género *Anaethalion* como perteneciente a los ELOPOCEPHALA inc. sed.

Distribución

El género *Anaethalion* se encuentra en facies marinas del Jurásico Superior del norte de Europa, y en terrenos Albienses-Aptienses de Pietraroia y Castelmare (Italia), en el Wealdiense de Bélgica y en el Cenomaniense Medio de Cacén (Portugal) —opérculos aislados, JONET (1981)—. Y en facies no marinas del Jurásico Superior de China.

«*Anaethalion*» *vidali* (SAUVAGE), 1903 (figs. 40-43)

1903 *Aethalion vidali* SAUVAGE - pp. 13-14, lámina 2, fig. 2.

1951 *Aethalion vidali* SAUV. - FERRER, p. 50, lám. 2, fig. 2.

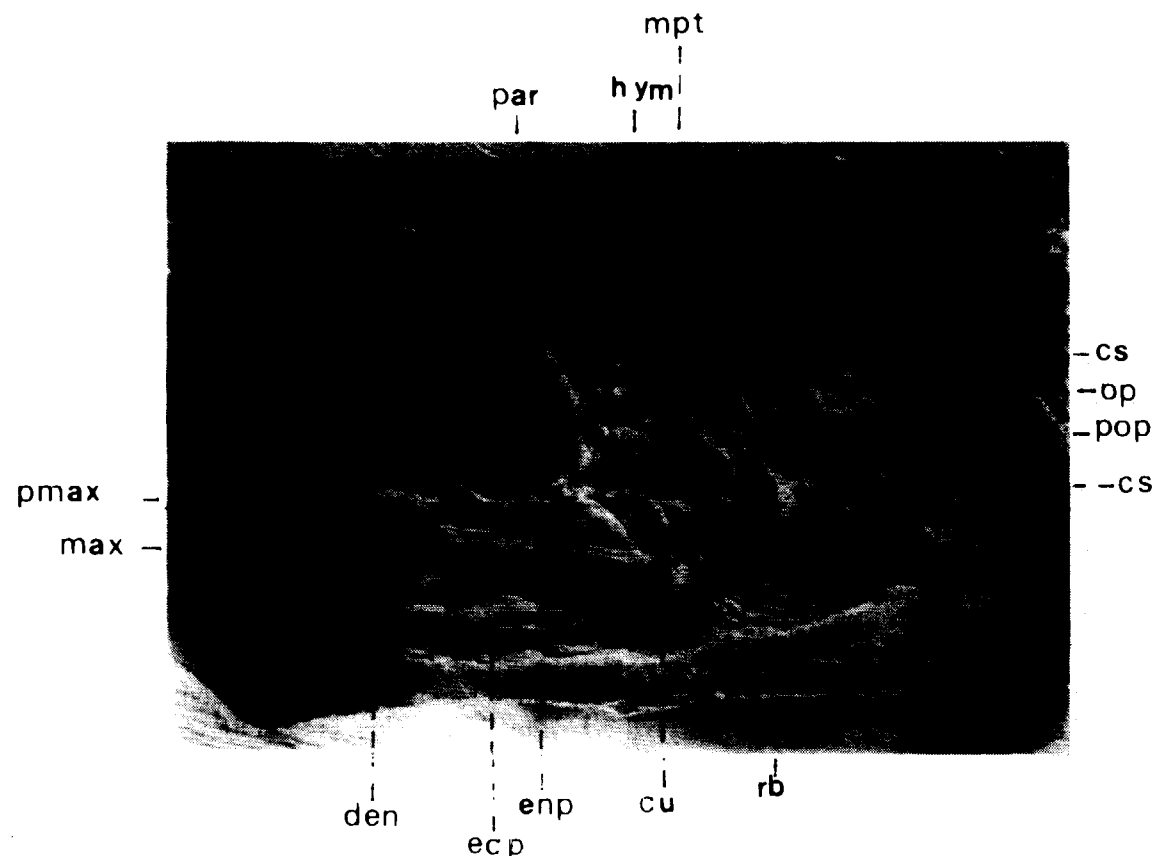


Figura 40.—Esqueleto craneal de «*Anaethalion*» *vidali*.

cs	Canales sensoriales
op	Opercular
pop	Preopercular
rb	Radios branquiostegos
cu	Cuadrado
mpt	Metapterigoide
hym	Hyomandibular
par	Paraesfenoides
enp	Entopterigoide
clen	Dentario
max	Maxilar
ecp	Ectopterigoide
pmax	Premaxilar

1968 *Anaethalion vidali* (SAUV.) - WENZ, p. 117.

1973 *Anaethalion vidali* (SAUV.) - FOREY, p. 36, figs. 16, 17 y 19.

1977 «*Anaethalion*» *vidali* (SAUV.) - PATTERSON y ROSEN, figs. 39-40.

1981 *Anaethalion vidali* SAUV. - LACASA, página 129.

1982 *Anaethalion vidali* SAUV. - GOMEZ, pp. 8-9, fots. 15, 16, 17, 18 y 19.

Material

— Holotipo: MGB 509 a-b.

— Un ejemplar del Instituto de Estudios Ilerdenses: IEI LC-1825.

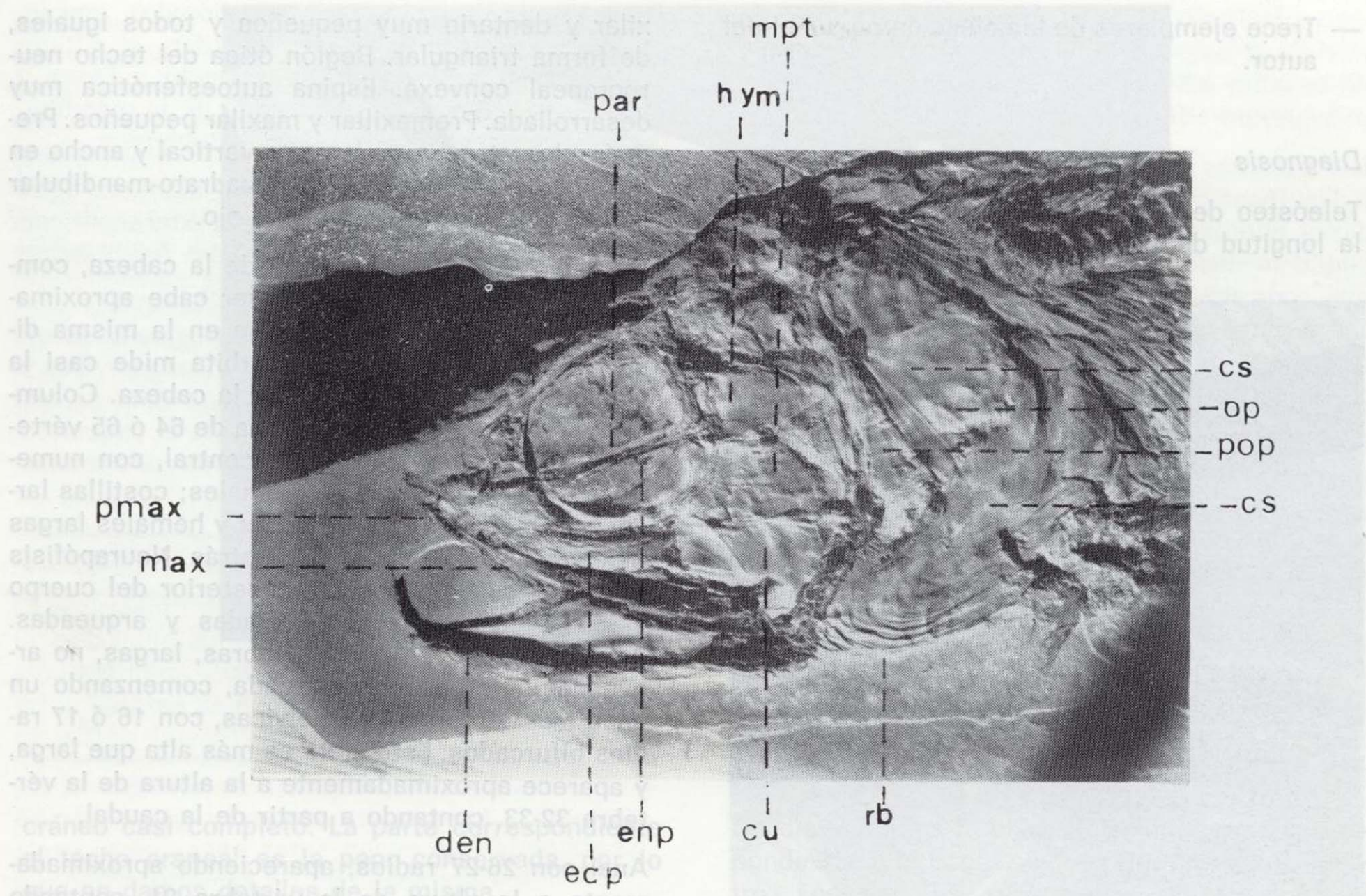


Figura 40.—Esqueleto craneal de «*Anaethalion*» *vidali*.

cs	Canales sensoriales
op	Opercular
pop	Preopercular
rb	Radios branquiostegos
cu	Cuadrado
mpt	Metapterigoide
hym	Hyomandibular
par	Paraesfenoides
enp	Entopterigoide
clen	Dentario
max	Maxilar
ecp	Ectopterigoide
pmax	Premaxilar

1968 *Anaethalion vidali* (SAUV.) - WENZ, p. 117.
 1973 *Anaethalion vidali* (SAUV.) - FOREY, p. 36, figs. 16, 17 y 19.
 1977 «*Anaethalion*» *vidali* (SAUV.) - PATTERSON y ROSEN, figs. 39-40.
 1981 *Anaethalion vidali* SAUV. - LACASA, página 129.

1982 *Anaethalion vidali* SAUV. - GOMEZ, pp. 8-9, fots. 15, 16, 17, 18 y 19.

Material

- Holotipo: MGB 509 a-b.
- Un ejemplar del Instituto de Estudios Ilerdenses: IEI LC-1825.

— Trece ejemplares de la colección personal del autor.

Diagnosis

Teleósteo de gran talla, puede llegar a alcanzar la longitud de 1 m. Dientes del premaxilar, ma-

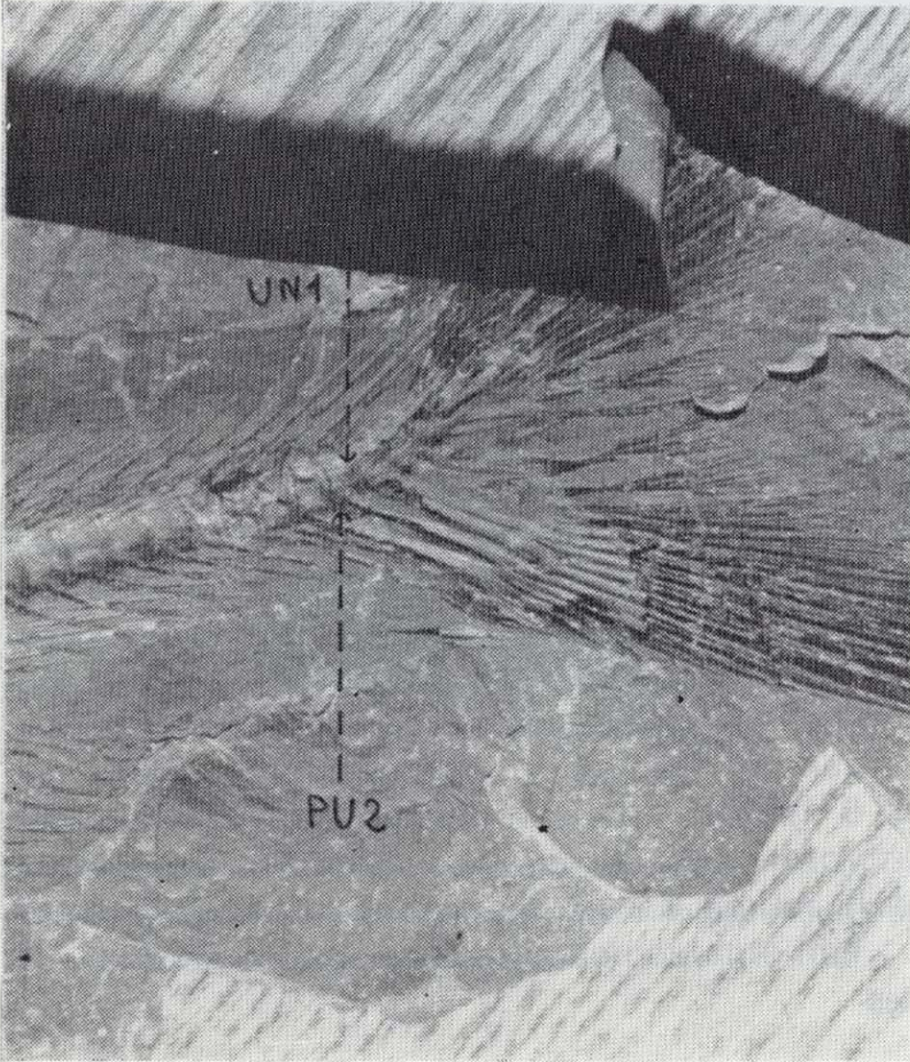


Figura 41.—Esqueleto caudal de «*Anaethalion*» *vidali*.

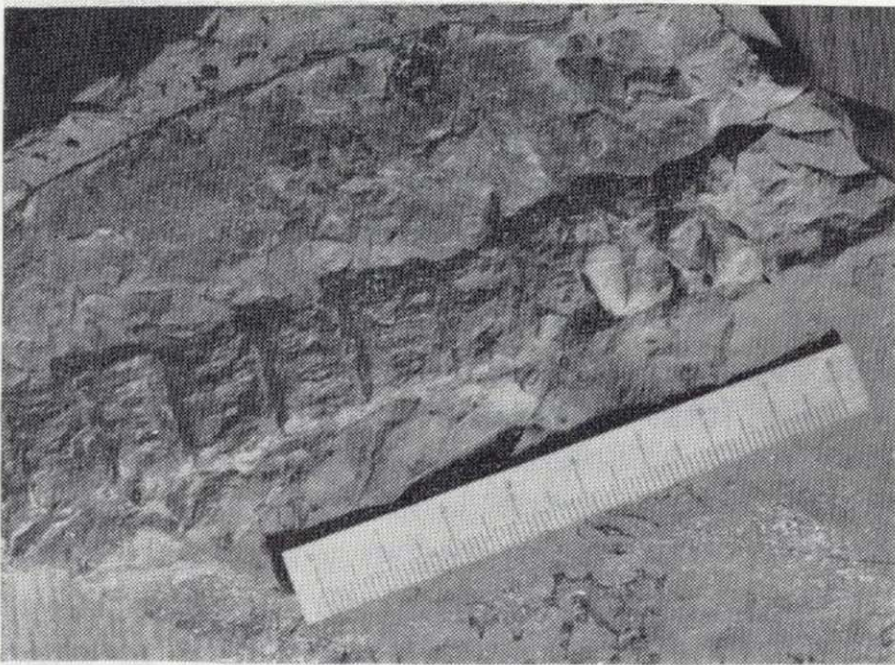


Figura 42.—Esqueleto caudal de «*Anaethalion*» *vidali*.

xilar y dentario muy pequeños y todos iguales, de forma triangular. Región ótica del techo neurocraneal convexa. Espina autoesfenótica muy desarrollada. Premaxiliar y maxilar pequeños. Preopérculo estrecho en la parte vertical y ancho en la horizontal. Articulación cuadrato-mandibular debajo del borde posterior del ojo.

Opercular ancho. La longitud de la cabeza, comprendiendo el aparato opercular cabe aproximadamente cuatro veces y media en la misma dimensión. El diámetro de la órbita mide casi la quinta parte de la longitud de la cabeza. Columna vertebral robusta compuesta de 64 ó 65 vértebras, deprimidas en la parte central, con numerosas y finas estrías longitudinales; costillas largas y débiles. Espinas neurales y hemales largas y delgadas, curvándose hacia atrás. Neurapófisis y hemapófisis de la región posterior del cuerpo bastante fuertes, poco alargadas y arqueadas. Apófisis de las últimas vértebras, largas, no arqueadas. Aleta dorsal alargada, comenzando un poco más atrás que las pélvicas, con 16 ó 17 radios bifurcados. Esta aleta es más alta que larga, y aparece aproximadamente a la altura de la vértebra 32-33, contando a partir de la caudal.

Anal con 26-27 radios, apareciendo aproximadamente a la altura de la vértebra 21, contando desde la caudal. (Esta aleta contiene en algunos ejemplares menor número de radios.) Pélvicas con al menos 12 radios. Caudal con 32-33 radios fuertemente ahorquillada, siendo interiormente homocerca. Esta aleta cabe cuatro veces y media en la longitud total del cuerpo. Escamas delgadas y pequeñas, de forma romboidal, cabiendo 56 por centímetro cuadrado. Esqueleto caudal con 3 epurales, 3 uroneurales y 7 hipurales.

Descripción

FOREY (1973) estudia el ejemplar de «*A.*» *vidali* BMNH P. 10375, procedente de la Pedrera de Meià, observando varias diferencias con los otros representantes del género. PATTERSON y ROSEN (1977) describen el esqueleto caudal del fósil BMNH P. 10380 y la mandíbula inferior del ejemplar BMNH P. 10927, correspondientes a «*A.*» *vidali*.

Vamos a continuación a describir nuestro material en comparación con estos fósiles. Poseo un ejemplar de 110 mm. de largo que muestra el

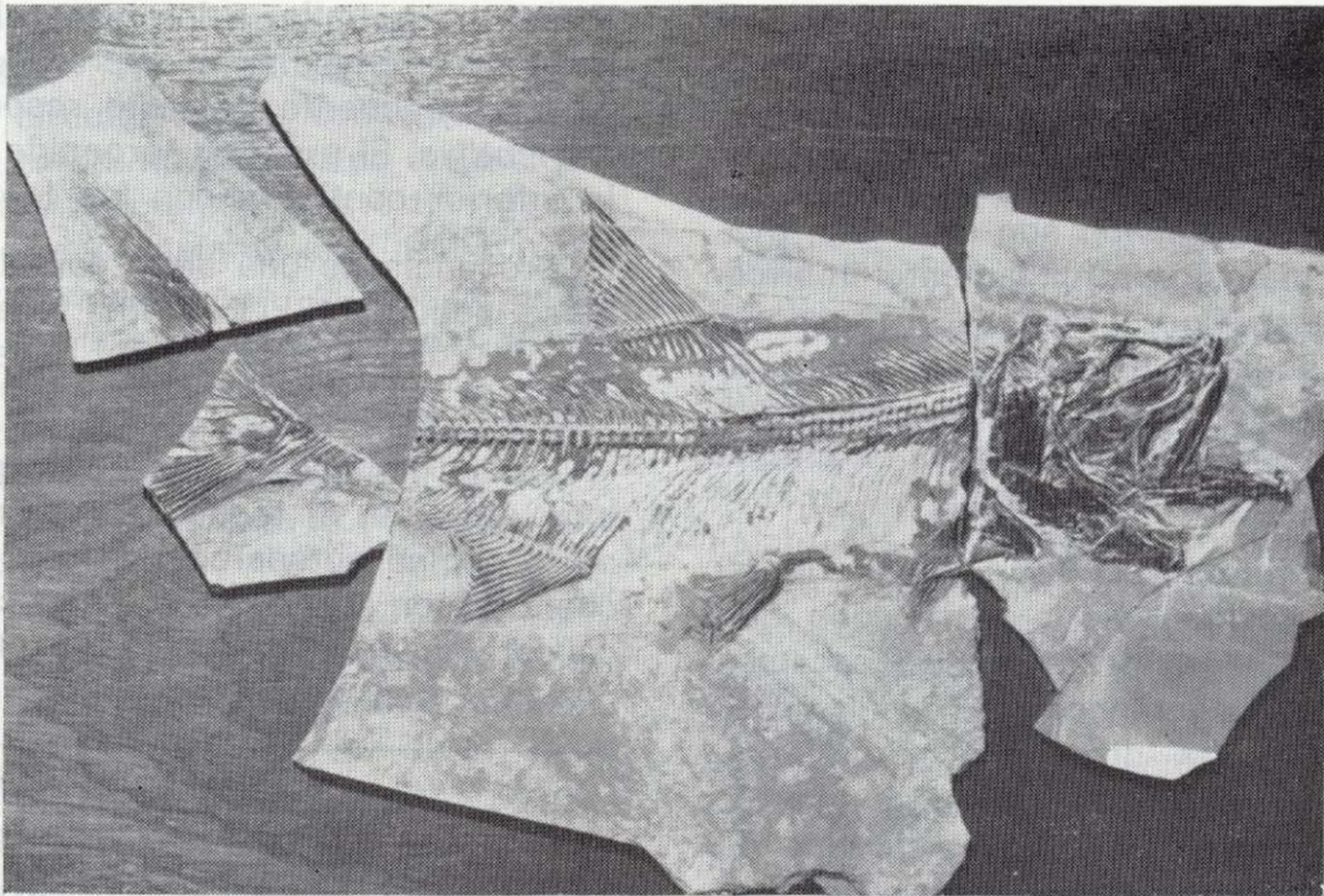


Figura 43.—«*Anaethalion*» *vidali*. IEI, LC-1825.

cráneo casi completo. La parte correspondiente al techo craneal es la peor conservada, por lo que no damos detalles de la misma.

La zona orbital (completamente circular en nuestro fósil) posee el parasfenoides, que cruza horizontalmente el ojo y el entopterigoide; tiene ligeras diferencias con el cráneo descrito por FOREY. El hyomandibular, el metapterigoide y el cuadrado son de proporciones distintas. El preopérculo en cambio coincide con el descrito por FOREY (estrecho y vertical en la parte situada entre el hyomandibular y la zona superior del opercular; y ancho y horizontal en la parte situada entre el cuadrado y el subopercular).

La mandíbula inferior (señalada en su parte posterior por una línea de puntos en el ejemplar de FOREY) es más ancha y curvada en la parte posterior. Se aprecian en ella numerosos y muy pequeños dientes, así como en el premaxilar y el maxilar de la mandíbula superior. Entre el final de la parte posterior de la mandíbula inferior y el comienzo de la aleta pectoral, se insertan los radios branquióstegos (no son visibles en el ejemplar descrito por FOREY) en un número aproximado de 14-15. Tampoco se ve el cleitro en su fósil.

No distinguimos la placa gular ni la zona correspondiente a la espina autoesfenótica en el nuestro. Los canales sensoriales, ubicados en el opérculo, subopérculo, hyomandibular, metapterigoide y ectopterigoide principalmente, son perfectamente visibles y están formados por varios túbulos separados en su inicio y convergentes en el extremo.

El esqueleto caudal estudiado primeramente por FOREY (1973) y más tarde modificado por PATTERSON y ROSEN (1977) presenta las siguientes características: la primera espina o huesecillo uroneural (UN_1) llega hasta el segundo centro pleural (PU_2). El arco neural está asociado con PU_1 y U_1 , está osificado en dos secciones, una anterior y otra posterior, extendiéndose hasta apoyarse debajo de los epurales (PATTERSON y ROSEN, 1977).

Sólo hemos podido comprobar en nuestros ejemplares la extensión del primer uroneural que llega hasta el segundo centro pleural. El arco neural no se distingue de forma clara en ninguno de nuestros fósiles. En la mandíbula inferior, el articular se encuentra libre y los huesos angular y retroarticular se encuentran fusionados. PATTERSON y ROSEN (1977). El esqueleto caudal de

«A.» *vidali* es similar al de *Elops* y *Tarpon*, teniendo de este último muy parecidas la posición de la aleta pélvica y el alargamiento del primer pterigioforo FOREY (1973).

Las escamas de *Anaethalion* son cicloides, ovaladas (casi circulares), profundamente imbricadas y adornadas de finos círculos concéntricos, según la descripción de SAINT-SEINE (1949), lo que contrasta con la escamación de «A.» *vidali*. Las escamas en éste sólo son visibles en uno de los ejemplares que poseo.

En mi trabajo, GOMEZ PALLEROLA (1982), figuraba un fósil en el que se veía la escamación, que es el mismo que ahora describo. Las escamas son muy pequeñas, contándose 56 en un centímetro cuadrado; están dispuestas en hileras, siendo prácticamente iguales de altas que de anchas; no se aprecia en ellas ningún tipo de círculos, caben 7 en una hilera (dentro del centímetro cuadrado) a lo alto y 8 en una hilera a lo largo. Su forma es más rómbica que cicloide. Aparecen en negro. La talla de «A.» *vidali* es considerable, incluyo una figura de las últimas vértebras del esqueleto axial que nos da idea de la gran talla que podía alcanzar este teleósteo. FOREY (1973), en su revisión de los peces elopiiformes, incluye una restauración completa de «A.» *vidali*, que concuerda perfectamente con los nuestros, salvo pequeñas diferencias en la constitución del cráneo.

El ejemplar IEI, LC-1825, procede del yacimiento de La Cabrúa y mide 300 mm. Se trata de un fósil con una conservación excelente. El cráneo se muestra igualmente con una gran claridad. Es digno de destacar en este ejemplar la conservación de las escamas, principalmente las situadas entre la columna vertebral y el dorso del pez.

Discusión

«A.» *vidali* difiere de la mayoría de especies de este género y de *Elops* en la forma parasfenoides; en éste, el parasfenoides es anguloso debajo de las alas ascendentes.

Las series del hiopalatino están dentro del esquema de los teleósteos. La articulación cuadrato-mandibular se presenta debajo del borde posterior del ojo y en una posición similar a *Davichthys lacostei* ARAMBOURG, 1954. La mandíbula

superior es similar a los otros elópidos, con un pequeño premaxilar y supramaxilar, el último proporcionalmente pequeño respecto a *Elops* y *Davichthys*. El proceso coronóide de la mandíbula inferior contrasta con los leptolépidos.

La presencia de una aleta dorsal alargada establece, según NYBELIN (1967), una diferencia con los otros representantes del género *Anaethalion* de orden genérico.

«A.» *vidali* difiere de las otras especies en la región ótica, en el techo neurocraneal convexo y en la espina autoesfenótica que en éste se encuentra bien desarrollada. Respecto al esqueleto caudal, observamos las siguientes diferencias con las otras especies:

	Epurales	Hipurales	Uroneurales
«A.» <i>vidali</i>	3	7	3
<i>A. sp.</i>	3	7	4
<i>A. angustus</i>	3	8	(3,4)
<i>A. angustissimus</i>	3	6	3
<i>A. knorri</i>	3	7	(3,4)

Subclase: ACTINOPTERIGII incertae sedis (fig. 44)

Para finalizar esta nota, queda por describir una escama ctenoide-cicloide de 20 mm. de largo y 13 mm. de ancho, que presenta en su extremo anterior unas 17 líneas gruesas y muy marcadas,



Figura 44.—Escama de *Actinopterygii incertae sedis*.

«A.» *vidali* es similar al de *Elops* y *Tarpon*, teniendo de este último muy parecidas la posición de la aleta pélvica y el alargamiento del primer pterigioforo FOREY (1973).

Las escamas de *Anaethalion* son cicloides, ovaladas (casi circulares), profundamente imbricadas y adornadas de finos círculos concéntricos, según la descripción de SAINT-SEINE (1949), lo que contrasta con la escamación de «A.» *vidali*. Las escamas en éste sólo son visibles en uno de los ejemplares que poseo.

En mi trabajo, GOMEZ PALLEROLA (1982), figura un fósil en el que se veía la escamación, que es el mismo que ahora describo. Las escamas son muy pequeñas, contándose 56 en un centímetro cuadrado; están dispuestas en hileras, siendo prácticamente iguales de altas que de anchas; no se aprecia en ellas ningún tipo de círculos, caben 7 en una hilera (dentro del centímetro cuadrado) a lo alto y 8 en una hilera a lo largo. Su forma es más rómbica que cicloide. Aparecen en negro. La talla de «A.» *vidali* es considerable, incluyo una figura de las últimas vértebras del esqueleto axial que nos da idea de la gran talla que podía alcanzar este teleósteo. FOREY (1973), en su revisión de los peces elopiformes, incluye una restauración completa de «A.» *vidali*, que concuerda perfectamente con los nuestros, salvo pequeñas diferencias en la constitución del cráneo.

El ejemplar IEI, LC-1825, procede del yacimiento de La Cabrúa y mide 300 mm. Se trata de un fósil con una conservación excelente. El cráneo se muestra igualmente con una gran claridad. Es digno de destacar en este ejemplar la conservación de las escamas, principalmente las situadas entre la columna vertebral y el dorso del pez.

Discusión

«A.» *vidali* difiere de la mayoría de especies de este género y de *Elops* en la forma parasfenoidal; en éste, el parasfenoides es anguloso desde la base de las alas ascendentes.

Los huesos del hiopalatino están dentro del espacio de los teleósteos. La articulación cuadrada del hiopalatino se presenta debajo del borde posterior del hiopalatino en una posición similar a *Davichthys* (FOREY y RAMBOURG, 1954). La mandíbula

superior es similar a los otros elópidos, con un pequeño premaxilar y supramaxilar, el último proporcionalmente pequeño respecto a *Elops* y *Davichthys*. El proceso coronóide de la mandíbula inferior contrasta con los leptolépidos.

La presencia de una aleta dorsal alargada establece, según NYBELIN (1967), una diferencia con los otros representantes del género *Anaethalion* de orden genérico.

«A.» *vidali* difiere de las otras especies en la región ótica, en el techo neurocraneal convexo y en la espina autoesfenótica que en éste se encuentra bien desarrollada. Respecto al esqueleto caudal, observamos las siguientes diferencias con las otras especies:

	Epurales	Hipurales	Uroneurales
«A.» <i>vidali</i>	3	7	3
<i>A. sp.</i>	3	7	4
<i>A. angustus</i>	3	8	(3,4)
<i>A. angustissimus</i> ...	3	6	3
<i>A. knorri</i>	3	7	(3,4)

Subclase: ACTINOPTERIGII incertae sedis (fig. 44)

Para finalizar esta nota, queda por describir una escama ctenoide-cicloide de 20 mm. de largo y 13 mm. de ancho, que presenta en su extremo anterior unas 17 líneas gruesas y muy marcadas,

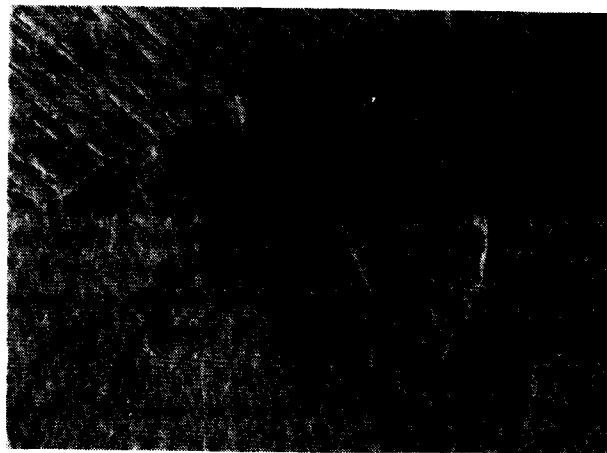


Figura 44.—Escama de *Actinopterygii incertae sedis*.

existiendo en los lados de cada una de ellas otras líneas, éstas muy finas. La escama está constituida por círculos-óvalos concéntricos de crecimiento. No existe ningún pez de los que poseemos que tenga exactamente este tipo de escamas, aunque ofrece bastante similitud con las de *Caturus tarraconensis*, pero difiere de éstas en las líneas de la parte anterior, que en *Caturus tarraconensis* son mucho más numerosas; tampoco observamos la presencia de tubérculos sobre la misma. Tendremos que esperar la aparición de nuevos ejemplares para la correcta identificación de esta escama.

CONSIDERACIONES FINALES

El yacimiento de calizas litográficas de la Pedrera de Meià-Cabrúa se considera, según los últimos estudios, como una laguna costera, aunque otros autores se decantan por considerarlo como de origen fluvio-lacustre.

En la mayoría de trabajos publicados sobre la fauna ictiológica de nuestro célebre yacimiento, siempre aparecen estos peces considerados como pertenecientes a una facies marina.

Nosotros insistimos una vez más en que esta fauna es dulce-acuícola. Si bien algunos de los peces hallados se encuentran en facies marinas, también se encuentran otros localizados en facies no marinas, como: *Lissodus*, *Hybodius*, *Caturus*, *Coelodus*, *Pleuropholis*, *Lepidotes*, *Anaethalion*.

Existe una clara diferencia petrográfica entre los niveles inferiores y superiores del yacimiento de la Pedrera de Meià; en los primeros la caliza es de un color gris-crema y los organismos aparecen en las lajas con una conservación superior a la de los fósiles de las capas más elevadas, de color negruzco, con abundantes restos vegetales, limbricarias (coprolitos de peces) y muchos más restos de ictiofauna.

Sería del máximo interés un estudio de los fósiles de los niveles más profundos y los de capas superiores, hasta llegar a las capas en que este sistema lagunar se desecó definitivamente. Todos los fósiles del autor presentados en esta nota proceden de la ingente cantidad de piedras sueltas que los obreros depositaron en la época

de extracción comercial, en la pendiente situada al pie del yacimiento de la pedrera, por lo que también carecen de contexto preciso, si bien, por el tipo de piedra que aparecen, pertenecen a los niveles inferiores y medios.

VIDAL (1915, p. 24) dice en su «Nota geológica y paleontológica sobre el Jurásico Superior de la provincia de Lérida», que en un barranco que desciende desde el escalón central del Montsec al pueblo de l'Ametlla, aparecen calizas litográficas que guardan una posición estratigráfica igual a las de la Pedrera de Meià, y que seguramente proporcionarían, caso de ser explotadas, fósiles. Los yacimientos de La Cabrúa, el Reguer, La Pedrera de Meià y el citado por VIDAL, están en el escalón inferior del Montsec. La línea recta trazada en sentido E-O, y paralela al Montsec, nos lleva justamente un poco más arriba del pueblo de L'Atmetlla y a una altitud de unos 800 m. (fig. 45), a unos terrenos situados entre el Dogger y el Aptiense, exactamente igual que en los otros yacimientos. La distancia que hay entre La Cabrúa y L'Atmetlla es de 11 kilómetros, y aún es probable que estas calizas se prolonguen hacia el oeste, paralelamente al Montsec. Como vemos, pues, las dimensiones de este sistema lacustre eran considerables, no en profundidad, pero sí en extensión.

Ultimamente se ha localizado el nuevo yacimiento correspondiente al Cretácico Inferior de Las Hoyas (Cuenca). Dicho yacimiento es probablemente equivalente a la formación «Calizas de la Huérguina» del Neocomiense, probablemente Hauteriviense Superior-Barremiense Inferior. La litología está compuesta de calizas depositadas en un medio lacustre, aunque el color de la piedra es más negruzco y el grano más grueso que el de las calizas litográficas del Montsec. La fauna y flora es muy similar en ambos yacimientos. La megaflore posee especies comunes a ambos yacimientos, tales como *Weichselia reticulata* y *Montsechia vidali*, entre otras.

La fauna está representada por CRUSTACEA, INSECTA, PISCES, CAUDATA, CHELONIA, LACERTILLA, CROCODYLIA y AVES.

Respecto a la ictiofauna, el yacimiento de Las Hoyas ha suministrado 13 taxa distintos, SANZ, WENZ et alii (1988), POYATO (en prensa). Según comunicación personal de este último, ha aparecido un género nuevo, POYATO (en prensa).

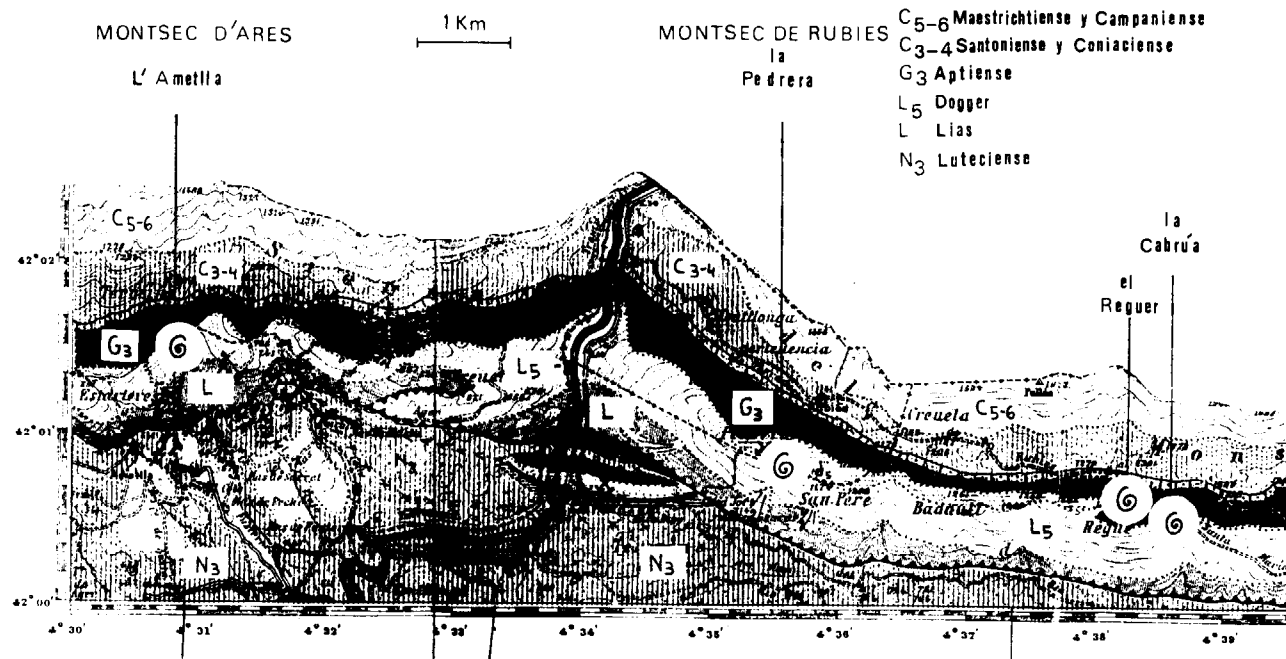


Figura 45.—Situación de los yacimientos de calizas litográficas del Montsec. El de L'Atmella, citado por VIDAL (1915), pendiente de comprobación. (Tomado del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja núm. 290 - Isona).

Están ausentes hasta la fecha en este yacimiento los condriictios. Las especies comunes a ambos yacimientos son las siguientes: *Vidalamia catalunica*, *Urocles woodwardi*, *Notagogus ferri* y *Rubieschthys gregalis*. «*Holophagus*» *leridae* se cita con signo de interrogación. Igualmente se cita con signo de interrogación *Ascalabos voithi*, cuya descripción se aproxima a «*Leptolepis*» *iltirdai* nov. sp.: 42 ó 43 vértebras, dorsal con 11 ó 12 radios, anal con 7 u 8 radios, 6 hipurales, 4 uroneurales y 3 epurales.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Dr. Vía Boada, director del Museo de Geología del Seminario de Barcelona; a la Dra. Wenz, del Museo de Historia Natural de París; a la Dra. Casanovas, del Instituto de Paleontología de Sabadell; al Sr. Gómez-Alba, conservador del Museo de Geología de Barcelona; al profesor POYATO ARIZA, de la Universidad Autónoma de Madrid, la amabilidad que me han dispensado en la consecución de datos precisos.

Y a la Sección de Paleontología del Instituto de Estudios Ilerdenses su autorización para fotografiar dos ejemplares de sus colecciones.

BIBLIOGRAFIA

ICTIOFAUNA

- BARTRAM, A. W. H. (1975): *The Holostean fish genus Ophiopsis* AGASSIZ. Zool. J. Linn. Soc. London.
- BARTRAM, A. W. H. (1977): *The Macrosemiidae, a Mesozoic family of Holostean fishes*. Geology series, vol. 29, núm. 2. British Museum (N. H.). London.
- BAUZA, J.; QUINTERO, I., y DE LA REVILLA, J. (1963): *Contribución al conocimiento de la fauna ictiológica fósil de España*. Notas y comunicaciones del IGME, núm. 70, pp. 217-273.
- BELTAN, L. L. (1972): *La faune ichtyologique du Muschelkalk de la Catalogne*. Mem. de la R. A. C. y A., 3.ª época, núm. 760, vol. XLI, núm. 10. Barcelona.
- BERTIN, L., y ARAMBOURG, C. (1958): *Super-ordre des Téléosteens*. *Traité de Zoologie* (ed. Grassé, P. P.), 13, 2204-2500, figs. 1561-1788. París, Masson et Cie.

CHALIFA, Y., y TCHERNOV, E. (1982): *Pachyamia latimularis, new genus and species (Actinopterygii: Amlidae) from the Cenomanian of Jerusalem*. Journ. Vent. Pal., 2 (3), pp. 269-285, 15 figs.

EGERTON, P. de M. G. (1858): *British fossils, Dec. IX Megalurus damoni*. Mem. Geol. Surv. U. K., 3 pp., lám. VIII.

FERRER CONDAL, L. (1951): *Nuevos hallazgos en el Jurásico Superior del Montsec*. Not. y Com. del IGME. Madrid.

FERRER CONDAL, L. (1956): *Nota sobre la fauna y flora de las calizas litográficas de Rubies (Lérida)*. Inst. Est. Ilerd. Lérida.

FOREY, P. L. (1973a): *A revisión of elopiform fishes, fossil and recent*. Bull. BM (NH). geol. Suppl. 10, pp. 1-222, 92 figuras.

FOREY, P. L. (1973b): *Relationships of elopormorphs*. In: Greenwood, P. H., R. S. Miles and C. Patterson (eds.). Academic Press, pp. 351-368. London.

GARDINER, B. G. (1960): *A revision of certain actinopterygian and coelacanth fishes, chiefly from the Lower Lias*.

GAUDANT, J. (1968): *Contribution à une révision des Anaethalion de Cerin (Ain)*. Bull. Bur. régional géol. min., ser. 2, vol. 4, pp. 95-115.

GAUDANT, M. (1975): *Sur la découverte de deux nouveaux coelanthos fósiles au Liban et la disparition apparente des Actinistiens au Crétacé*. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 280.

GAYET (GAUDANT, M.) (1982): *Nouvelle extension géographique et stratigraphique du Genre Lepidotes*. C. R. Acad. Sc. T., 294. París.

GOMEZ PALLEROLA, J. E. (1982): *Nuevas aportaciones a la ictiofauna y a la flora del Neocomiense del Montsec de Rubies (Lérida)*. Bol. IGME, t. XCIII-III, pp. 199-213. Madrid.

GOMEZ PALLEROLA, J. E. (1985): *Nuevos Hybodóntidos del Cretácico Inferior de Santa María de Mayá (Lérida)*. Bol. IGME, t. XCVI-IV, pp. 372-380. Madrid.

GOMEZ PALLEROLA, J. E. (1988): *Nota sobre los peces elasmobranquios de las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec (Lérida)*. Bol. IGME, t. XCIX-V, pp. 748-756. Madrid.

JONET, S. (1981): *Contribution à l'étude des vertébrés du Crétacé portugais et spécialement du Cénozoïque de l'Estremadura*. Com. Ser. Geol. Portugal, t. 67, fasc. 2, pp. 191-306. Lisboa.

JORDAN, D. S. (1919): *New genera of Fishes*. Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, 70 pp., 341-344.

KNER, R. (1863): *Über einige fossile Fische aus den Kreide- und Tertiärschichten von Comen und Poudsused*. Sber. Akad. Wiss. Wien (Math-Naturw.), Cl. 48:126-148, 3 lám.

LACASA RUIZ, A. (1981): *Estudio del yacimiento infracretácico del Montsec de Rubies «La pedrera de Meià»*. Rev. Ilerda, núm. XLLII, IEI, pp. 61-159. Lleida.

LANGE, S. P. (1968): *Zur Morphologie und Taxonomie der Fischgattung Urocles aus Jura und Kreide Europas*. Pa-

laenotographica Abt., A. 131 Lief. 1-4, 78 pp., 13 figs., 5 lám. Stuttgart.

LEHMAN, J. P. (1966): *Actinopterygii*, in Piveteau, J. (ed.): *Traité de Paléontologie*. Masson et Cie, vol. 4, pp. 1-242. París.

NYBELIN, O. (1967b): *Versuch einer taxonomischen revision der Anaethalion Arten des Weissjura Deutschlands*. Acta R. Soc. Sci., litt. Gothoburg. Zool., núm. 2, pp. 1-53.

NYBELIN, O. (1973a): *Comments on the caudal skeleton of Actinopterygians*. Greenwood, P. H., R. S. Miles and C. Patterson (eds.). Interrelationships of fishes. Acad. Press, pp. 369-372.

NYBELIN, O. (1974): *A revision of the leptolepid fishes*. Acta R. Soc. Sci., litt. Gothoburg. Zool., núm. 9, pp. 1-202.

PATTERSON, C. (1966): *Problèmes actuels de Paléontologie (Evolution des vertébrés)*. Ed. CNRS, núm. 163, París.

PATTERSON, C. (1973): *Interrelationships of hoolsteans*. Greenwood, P. H., R. S. Miles, and C. Patterson (eds.). *Interrelationships of fishes*. Acad. Press, pp. 233-305. London.

PATTERSON, C., y ROSEN, D. E. (1977): *Review of ichthyodectiform and other Mesozoic Teleost fishes and the theory and practices of classifying fossils*. Bull. AMNH, vol. 158, art. 2, pp. 82-172, New York.

POYATO ARIZA, F. J. (en prensa): *Ictiofauna española del Cretácico Inferior*. Universidad de Salamanca.

SAINT-SEINE, P. de (1949): *Les poissons des calcaires lithographiques de Cerin (Ain)*. Nouv. arch. du Mus. d'Hist. Nat. de Lyon.

SAINT-SEINE, P. de (1956): *L'évolution des actinoptérygiens*. Coll. Inter. Paléont. CNRS, núm. 60, pp. 27-33. París.

SANTOS, R. DA SILVA (1960): *A posição sistemática de Enneles audax JORDAN et BRANNER da Chapada do Araripe, Brasil*. Div. Geol. Min. D. N. P. M. Rio de Janeiro, monog. 17:XI, 25 pp., 5 lám., 9 figs.

SAUVAGE, H. E. (1903): *Noticia sobre los peces de la caliza litográfica de la provincia de Lérida (Cataluña)*. Mem. R. A. C. y A. Barcelona.

SCHAEFFER, B., y PATTERSON, C. (1984): *Jurassic fishes from the Western United States, with comments on Jurassic fish distribution*. N. 2796, pp. 1-86, figs. 1-39, tablas 1-4, AMNH. New York.

STENSIÖ, E. A. (1935): *Sinamia zdanskyi, a new amiid from the Lower Cretaceous of Shantung, China*. Pal. sinica, 3 C, 1: 1-48, 20 figs., 17 pl.

TAVERNE, L. (1975a): *Considerations sur la position systématique des genres fossiles Leptolepis et Allothrissops au sein des téléostéens primitifs et sur l'origine et le polyphylétisme des poissons téléostéens*. Acad. R. Belge, Bull. Classe Sci., ser. 5, vol. 43, pp. 336-371.

TAVERNE, L. (1975b): *Sur Leptolepis (Ascalabos) voithi (Von MÜNSTER, 1839), téléostéen fossile du Jurassique Supérieur de l'Europe, et ses affinités systématiques*. Biol. Jahrb., vol. 43, pp. 233-245.

TRAQUAIR, R. H. (1910): *Les poissons wealdiens de Bernissart*. Mém. Mus. Hist. nat. Belg., 6: 65 pp., 21 figs., 12 pl.

VIDAL, L. M. (1915): *Nota geológica y paleontológica sobre el Jurásico Superior de la provincia de Lérida*. Bol. IGME, pp. 17-55, 5 láms. Madrid.

WENZ, S. (1964): *Etude d'un nouveau Notagodus de la province de Lérida (Espagne)*. Bull. Soc. Géol. de France, vol. VI. París.

WENZ, S. (1967): *Compléments à l'étude des Poissons Actinoptérygiens du Jurassique français*. Cah. Pal. CNRS, éd., 276 pp., 110 figs., 48 pl.

WENZ, S. (1968): *Note préliminaire sur la faune ichtyologique du Jurassique Supérieur du Montsec (Espagne)*. Bull. Soc. Géol. de France, t. X. París.

WENZ, S. (1971): *Anatomie et position systematique de Vidalamia. Poisson hólósteen du Jurassique Supérieure du Montsec (Province de Lérida, Espagne)*. Annls. Paléont. (vertébrés), t. LVIII, fasc. 1, pp. 42-62, 3 figs., 2 pl. París.

WENZ, S. (1977): *Le squelette axial de l'endoesquelette caudal d'Ennles audax, poisson amiidé du Crétacé de Ceará (Brésil)*. Bull. Mus. natn. Hist. nat., París, 3.º sér., núm. 490, Sci. Terre, 67 pp., 341-348, 1 fig., 1 pl.

WENZ, S. (1979): *Squelette axial et endoesquelette caudal d'Amiopsis dolloi Amiidé du Wealdien de Bernissart*. Bull. Mus. natn. Hist. nat., sér. 4, I, C (4): pp. 343-357, 5 figs., 2 pl.

WENZ, S. (1984): *Rubiesichthys gregalis n. g., n. sp., Pisces Gonorhynchiformes, du Crétacé Inférieur du Montsec (Province de Lérida), Espagne*. Bull. Mus. natn. Hist. nat., París, 4.º sér., 6, section C, núm. 3: pp. 275-285.

WENZ, S. (1988): *Les Amiídes (Pisces, Halecomorphi) du Crétacé Inférieur du Montsec (Province de Lérida, Espagne): Amiopsis woodwardi (SAUVAGE, 1903)*. Inst. Est. llerd., 45 pp., 5 pl., 9 figs. Lleida.

WENZ, S. (1989): *Iemanaja palma n. g., n. sp., Gyrodontidae nouveau (Pisces, Actinopterygii) du Crétacé Inférieur de la Chapada do Araripe (N-E du Brésil)*. C. R. Acad. Sci. París, t. 308, Série II, pp. 975-980, 3 figs.

VARIOS

BARALE, G.; BLANC-LOUVEL, C.; BUFFETAUT, E.; COURTINAT, B.; PEYBERNES, B.; VIA, L., y WENZ, S. (1984): *Les gisements de calcaires lithographiques du Crétacé Inférieur du Montsec (Prov. de Lérida, Espagne). Considérations paléocécologiques*. Geobios, Mém. spécial, núm. 8, pp. 275-283, 2 figs., 1 pl. Lyon.

BATALLER, J. R.; DE BENITO, F.; MASACHS, V. GALVEZ-Cañero, A., et alii (1953): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Explicación de la Hoja núm. 290. Isona*. IGME. Madrid.

BRENNER, P.; GELDMACHER, W., y SCHROEDER, R. (1974): *Ostrakoden und Alter der Platte-kalke von Rubies (Sierra de Montsec, prov. Lérida, NE Spain)*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. Jg., H. 9, pp. 513-524. Stuttgart.

BROILI, F. (1932): *Der obere Jura von Montsec (prov. Lérida) im Vergleich mit den ober Jura-vorkommen von Cerin (Dept. Ain) und von Franken. Géologie de la Méditerranée*

occidentale (Etudes et observations faites au cours du congrès géologique international, XVIe session, Espagne). 2, Teil 3, Nr. 16, 1-11, 2 Taf. Barcelona.

FONT SAGUE, N. (1926): *Curs de geologia dinàmica i estratigràfica aplicada a Catalunya*. 2.ª edició, 370 pp., 306 fotos. Barcelona.

GARRIDO, A., y RIOS, L. M. (1972): *Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo central de la vertiente sur pirenaica, provincias de Huesca y Lérida)*. Bol. IGME, 83, Nr. 1, pp. 1-47. Madrid.

GOMEZ-ALBA, J. A. S. (1988): *Guía de campo de los fósiles de España y Europa*. Edit. Omega, 900 pp., 5.775 ilustraciones en blanco y negro y 38 en color. Barcelona.

KRUSAT, G. (1966): *Beitrag zur Geologie und Paläontologie der Sierra de Montsec (Provincia de Lérida, Spanien)*. Diplom. Arbeit, Freie Universität Berlin, 118 S, 45 Abb., 1 geol. Karte, 1 photogeol. Karte, 2 Profil-Taf.

LACASA, A., y MARTINEZ, X. (1986): *Fauna y flora de los yacimientos neocomienses del Montsec (prov. Lérida)*. Paleontología i evolució, t. 20, pp. 215-233. Sabadell.

PEÑA, J. L. (1983): *La conca de Tremp y sierras prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorçana: Estudio geomorfológico*, 373 pp. Inst. Est. llerd. Lleida.

PEYBERNES, B., y OERTLI, H. (1972): *La série de passage du Jurassique au Crétacé dans le Bassin sur pyrénéen (Espagne)*. C. R. Acad. Sci. París, pp. 3348-3351.

PEYBERNES, B. (1976): *Le Jurassique et le Crétacé Inf. des Pyrénées Franco-Espagnols entre la Garonne et la Méditerranée*. Thèse Doctoral Sci. Nat., núm. 646, pp. 1-459, Toulouse.

ROSELL, J., y LLOMPART, C. (1988): *Guía geològica del Montsec i de al vall d'Ager*. Ed. Montblanc-Martín, CEC, 168 pp. Barcelona.

SANTANACH, P. (1986): *Geologia. I. Història Natural dels Països Catalans*. Enciclopèdia Catalana, pp. 1-439. Barcelona.

SANZ, J. L.; WENZ, S.; YE7BENES, A.; ESTES, R.; MARTINEZ, X.; JIMENEZ, E.; DIEGUEZ, C.; BUSCALIONI, A.; BARBADILLO, L. J., y VIA, L. (1988): *An early Cretaceous faunal and floral continental assemblage: Las Hoyas fossil site (Cuenca, Spain)*. Geobios, núm. 21, fasc. 5, pp. 611-635, 2 láms., 15 figs. Lyon.

SCHAIRER, G., y JANICKE, V. (1970): *Sedimentologisch-paläontologische Untersuchungen an der Plattenkalken der Sierra de Montsec (prov. Lérida, NE Spanien)*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 135, 2 pp., 177-189. Stuttgart.

VARIOS (1988): *Història Natural dels Països Catalans. Registre fòssil*. Enc. Catalana. Barcelona, 477 pp. Ictiofauna: pp. 395-398.

VIDAL, L. M. (1875): *Geologia de la provincia de Lérida (región central)*. Bol. Com. Mapa Geol. de España, t. II. Madrid.

VILAS, L.; MAS, J. R.; GARCIA, A.; ARIAS, A.; ALONSO, A.; MELENDEZ, N., y RINCON, R. (1982): *El Cretácico de España*. Universidad Complutense, pp. 457-509. Madrid.

Original recibido: Noviembre de 1988.

Original aceptado: Diciembre de 1989.

Mineralogía, paragénesis y sucesión de los sulfuros masivos de la Faja Pirítica en el suroeste de la Península Ibérica.

Por J. M. GARCIA DE MIGUEL (*)

RESUMEN

Se ha realizado un extenso estudio mineralógico sobre 19 yacimientos de la Faja Pirítica en el suroeste de la Península Ibérica, dedicando especial atención a la sucesión. Los rasgos texturales observados pueden ser explicados a partir de un sistema geotérmico convectivo cuya temperatura va progresivamente en ascenso para luego decaer, según el modelo formulado por otros investigadores. Parte de la mineralización se genera por mezcla de los fluidos exhalados con agua marina y parte por el reemplazamiento hidrotermal de los sulfuros depositados.

Palabras clave: Sulfuros masivos, Pirita, Cobre, Plomo, Cinc, Faja pirítica del suroeste de la Península Ibérica.

ABSTRACT

An extensive mineralogical study has been performed over 19 ore deposits from the Iberian Piritic Belt. Special attention has been devoted to the paragenesis and succession. The observed textural features may be explained from a thermally intensifying and then cooling geothermal system, as it has been suggested for others workers. Some part of the mineral ore was formed by the mixture of the hot hydrothermal fluids with cold seawater, and some of them, came from partial replacement of the sulfides already deposited.

Key words: Massive sulfides, Pirite, Copper, Lead, Zinc, Iberian Piritic Belt.

INTRODUCCION

A pesar de su gran potencial minero, la mineralogía de la Faja Pirítica no ha recibido una merecida atención, pareja con la dedicada a otros aspectos de la geología de estos depósitos. Los trabajos al respecto son puntuales sobre algunos yacimientos, o bien constituyen un capítulo dentro de estudios globales acerca de los problemas geológico-mineros de los yacimientos.

Por otro lado, el conocimiento mineralógico-textural es base previa para la adopción racional de cualquier acción administrativa o privada destinada a revitalizar la minería de la zona, razón por la que el ITGE llevó a efecto recientemente un extenso estudio a nivel regional destinado a llenar esta laguna.

(*) Catedrático de Mineralogía del Departamento de Ingeniería Geológica de la E. T. S. de I. M. de Madrid.

El trabajo que aquí se expone está basado, en parte, en los datos aportados por el citado estudio. También se ha utilizado la información suministrada por estudios mineralógico-texturales realizados por el autor sobre los yacimientos de Sotiel y Mina Lancha.

ASPECTOS METODOLOGICOS

El trabajo ha consistido en la ejecución de un desmuestre lo más extenso y sistemático posible de 19 yacimientos a lo largo de la provincia metalogénica. Con las muestras se han confeccionado y estudiado más de 750 preparaciones pulidas para los opacos, y 63 láminas transparentes. Los datos obtenidos se han elaborado y sistematizado posteriormente en orden a obtener consecuencias globales.

Aunque la estrategia concreta de desmuestre ha tenido que ser diferente en cada yacimiento, los criterios básicos seguidos han sido los siguientes:

- 1.º Que todos los tipos de mineral estén lo suficientemente representados.
- 2.º Que el desmuestre permita establecer la posible variación existente en dirección longitudinal, transversal y en profundidad dentro de cada masa mineralizada.

El estudio ha sido llevado a cabo mediante microscopía y microsonda electrónica. A reserva de un posterior análisis modal mediante analizador de imagen, se ha realizado, para cada preparación, una estimación visual de las proporciones en que aparecen las distintas especies. A partir de los resultados obtenidos, se ha investigado la relación entre ellas, explorando la frecuencia con que aparecen asociadas en cada preparación,

mediante el test de la χ^2 , y si lo hacen como fundamentales, o como accesorias. Con los porcentajes se ha efectuado asimismo un estudio de la correlación. Ambos tipos de análisis estadísticos, y con las reservas naturales impuestas por la inexactitud de la estimación visual como fuente de datos cuantitativos, han aportado valiosa información en orden a establecer la posible identidad paragenética entre algunos minerales. En la figura 1 aparece la situación geográfica de los yacimientos.

ANTECEDENTES

Los primeros estudios sobre la mineralogía de la Faja Pirítica datan de 1902, siendo sus autores TENNE y CALDERON. Posteriormente, en 1927, BATEMAN, A., publica datos sobre los minerales de Río Tinto, mientras que en 1934 aparece un es-

tudio regional de J. DOETSCH, suministrando una lista de 34 especies identificadas en la zona, y en 1949, WILLIAMS, D. agrega otros minerales, fundamentalmente sulfosales de plata, a aquella lista.

De 1957 data un nuevo trabajo de DOETSCH, esta vez sobre el yacimiento de Las Herrerías, mientras que ya en 1965 aparece la descripción de Lousal, que efectúa STRAUSS, G. K. Posteriormente, en 1967, CRUZ GASPAS, D., publica acerca del yacimiento de Algares do Portel, dentro de la zona portuguesa.

Volviendo a la parte española de la Faja Pirítica, GARCIA SALINAS, P. describe La Ratera en 1964; AYE, F., Tinto Santa Rosa en 1974, y SALPETEUR, El Carmen, en 1976. De este mismo año data el trabajo de VAZQUEZ sobre Mina Concepción. En 1975 aparece un artículo de GARCIA DE MIGUEL sobre Mina Lancha.

En 1977, AYE y PICOT destacan la presencia de varias sulfosales de bismuto en la zona, y en 1978 GASPAS y CONDE efectúan una detallada descripción de la mineralogía del yacimiento de Aljustrel.

Río Tinto es objeto de un exhaustivo estudio de tesis doctoral realizado por GARCIA PALOMERO y publicado en 1977 y 1980. En este último año aparece también un extenso trabajo de ROUTHIER et al., describiendo, en uno de sus apartados, la mineralogía de muchos de los yacimientos de la provincia, y suministrando un cuadro resumen de las especies que encuentran en su estudio, en cada uno de ellos. Finalmente, en 1984, J. SIERRA publica una descripción de la mineralogía y sucesión en el yacimiento de Aznalcóllar, y en 1986 J. M. GARCIA DE MIGUEL y R. CHAMORRO, un estudio sobre la geología y mineralogía de Sierrecilla.

MINERALOGIA, TEXTURA Y TIPOS

Como es bien conocido, la pirita es la especie predominante en las menas masivas del suroeste de la Península Ibérica. Acompañan a este mineral, casi constantemente, esfalerita y galena en proporciones variables. En algunas masas, o bien en ciertas zonas dentro de algunas masas, estos últimos sulfuros pueden encontrarse relativamente abundantes, comunicando a las menas un

aspecto negruzco que contrasta con el color claro, más o menos amarillento, de las zonas piríticas; este tipo de mena se viene denominando «mineral complejo».

La calcopirita es también una especie sumamente extendida, si bien, normalmente, en muy escasas proporciones. Sin embargo, nuevamente en algunas zonas su presencia es más notoria, enriqueciendo el valor del mineral y proporcionando a las muestras de mano un tono más amarillento que la pirita pobre, siendo conocido este tipo de mena como «mena o pirita cobriza».

Además de las anteriores especies, en bastantes yacimientos aparecen otras generalmente muy subordinadas, aunque algunas pueden ser localmente abundantes en determinados criaderos y que en este trabajo se denominarán accesorias para distinguirlas de las fundamentales, más arriba citadas.

En el estudio de las menas de la Faja Pirítica se ha podido observar una estrecha relación entre la textura y las proporciones en que se encuentran los componentes fundamentales (pirita, esfalerita, calcopirita, galena y ganga). Ello quiere decir que al sobrepasarse determinado límite en, por ejemplo, la proporción de esfalerita, comienzan a aparecer rasgos texturales nuevos, mientras que algunos de los antiguos dejan de presentarse.

En consecuencia, para establecer una tipología mineralógico-textural, en la descripción que sigue se han establecido ciertos límites en la abundancia relativa de las especies implicadas. Cada tipo se caracteriza por una determinada «facies textural», es decir, por un conjunto de rasgos, constantes en todos los yacimientos y correspondientes a unos determinados intervalos en las abundancias relativas entre los minerales. Ello es una prueba de la existencia de una básica identidad genética entre los depósitos, con pequeñas diferencias locales responsables de las proporciones entre los minerales y de su distribución dentro del criadero. La figura 2 presenta los resultados de un estudio de la abundancia de las especies más importantes en algunos de los yacimientos.

La tipología aquí definida recoge la tradicional clasificación de las menas en: piríticas, complejas y cobrizas, matizándola y ampliándola.

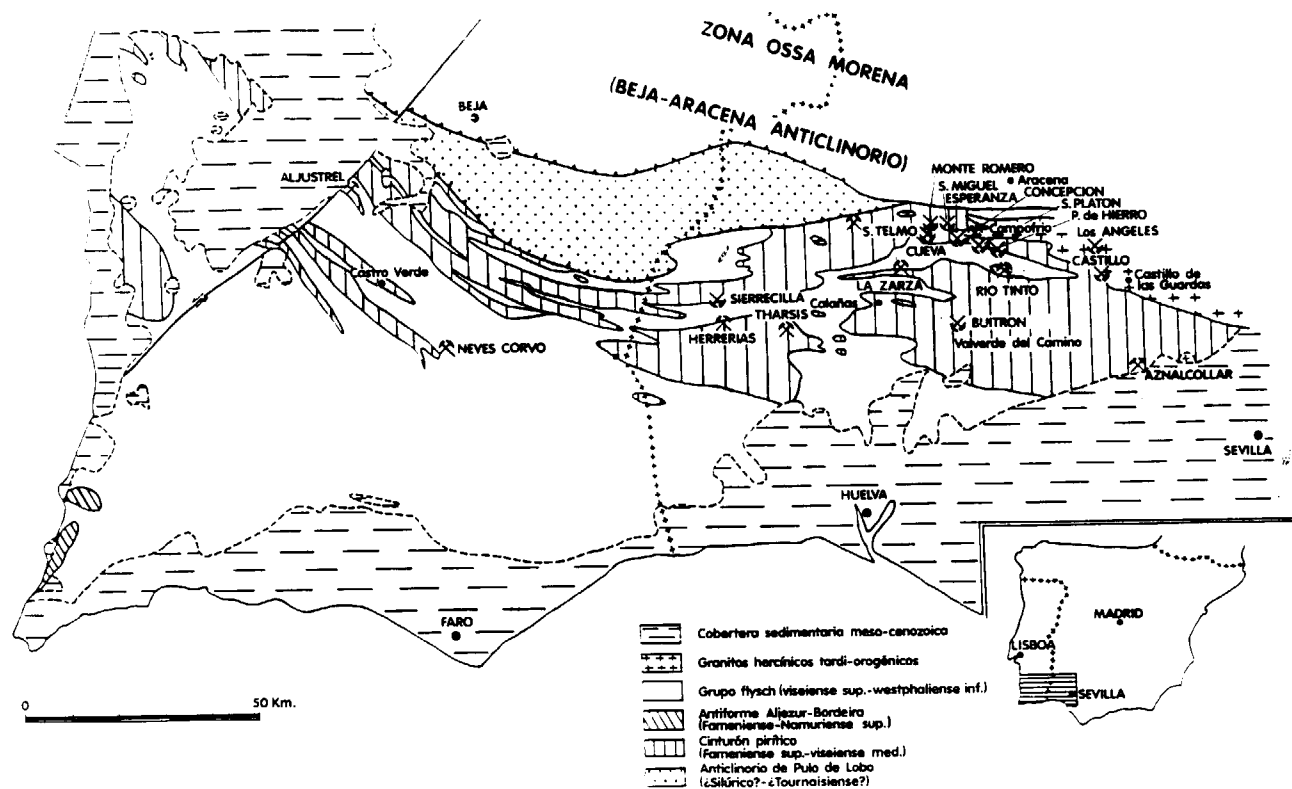


Figura 1.—Esquema de las unidades tectónico-estratigráficas de la zona sur de Portugal (OLIVEIRA, T., y FLORIDO, P., 1983).

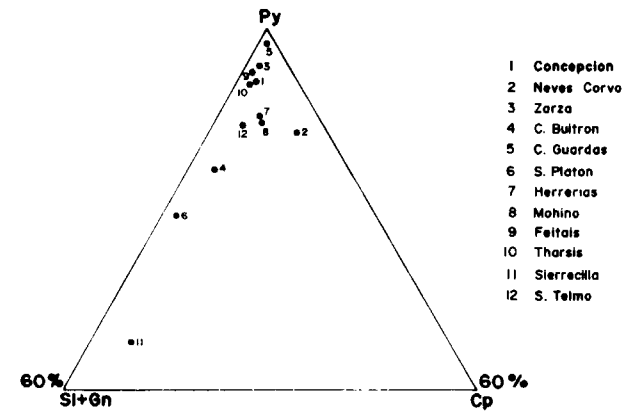


Figura 2.—Proporciones entre las especies más importantes en diferentes yacimientos.

Es necesario advertir, sin embargo, que el tránsito entre un determinado tipo de textura y otro es siempre gradual, lo que no significa que los límites señalados sean del todo convencionales, ya que las proporciones elegidas representan un cambio cualitativo en el aspecto macroscópico y microscópico de las muestras.

Los tipos establecidos son los siguientes:

- Fundamentalmente piríticos.
- Intermedios, relativamente ricos en esfalerita-galena.
- Ricos en esfalerita-galena.
- Intermedios, relativamente ricos en calcopirita.
- Ricos en calcopirita.
- Ricos en calcopirita-esfalerita-galena.

Las especies accesorias, no asociadas específicamente a un determinado tipo de mineral, así como las especies secundarias y las gangas, serán descritas a continuación de los grupos anteriores, tanto en sus características como en la forma en que se presentan. Se acompaña esta descripción del cuadro número 1, resumen de su presencia en los diferentes yacimientos estudiados.

DESCRIPCION DE TIPOS Y ESPECIES FUNDAMENTALES

Tipos fundamentales piríticos

Son, con diferencia, los más abundantes en la gran mayoría de los yacimientos estudiados. La pirita es el constituyente fundamental. En ellos, este sulfuro, junto con la ganga, constituye más del 90 por 100 de la preparación.

La pirita aparece en ellos bajo diferentes formas:

1.º Pirita con texturas originales

En este caso, el sulfuro de hierro conserva rasgos de deposición primaria en medio subacuático. Las características texturales más frecuentes son:

- a) Textura esponjosa: Constituida por pirita muy fina y porosa, que puede o no cementar elementos idiomorfos o granos. En caso afirmativo, a veces, se observa granoclasificación. Cuando la pirita no es el único mineral significativo puede aparecer fajeada (fotog. núm. 1).
- b) Textura colomorfa: Formada por una zonación concéntrica de capas más o menos porosas. A veces capas de calcopirita y/o esfalerita, constituyen parte de la textura (fotog. número 3).
- c) Textura brechoide: Integrada por fragmentos de coloides y de otros tipos de pirita primaria, dispuestos caóticamente y anastomosados unos con otros (fotog. núm. 4). A veces aparecen fragmentos en una masa de pirita esponjosa (fotog. núm. 5), y otras los fragmentos son abundantes, presentando granoclasificación.

2.º Tránsito hacia la recristalización

- a) Framboides (fotog. núm. 6) y agregados de pequeños gérmenes.
- b) Donde la ganga es más abundante aparecen glóbulos (agregados policristalinos redondeados), recristalizados o no en los bordes.

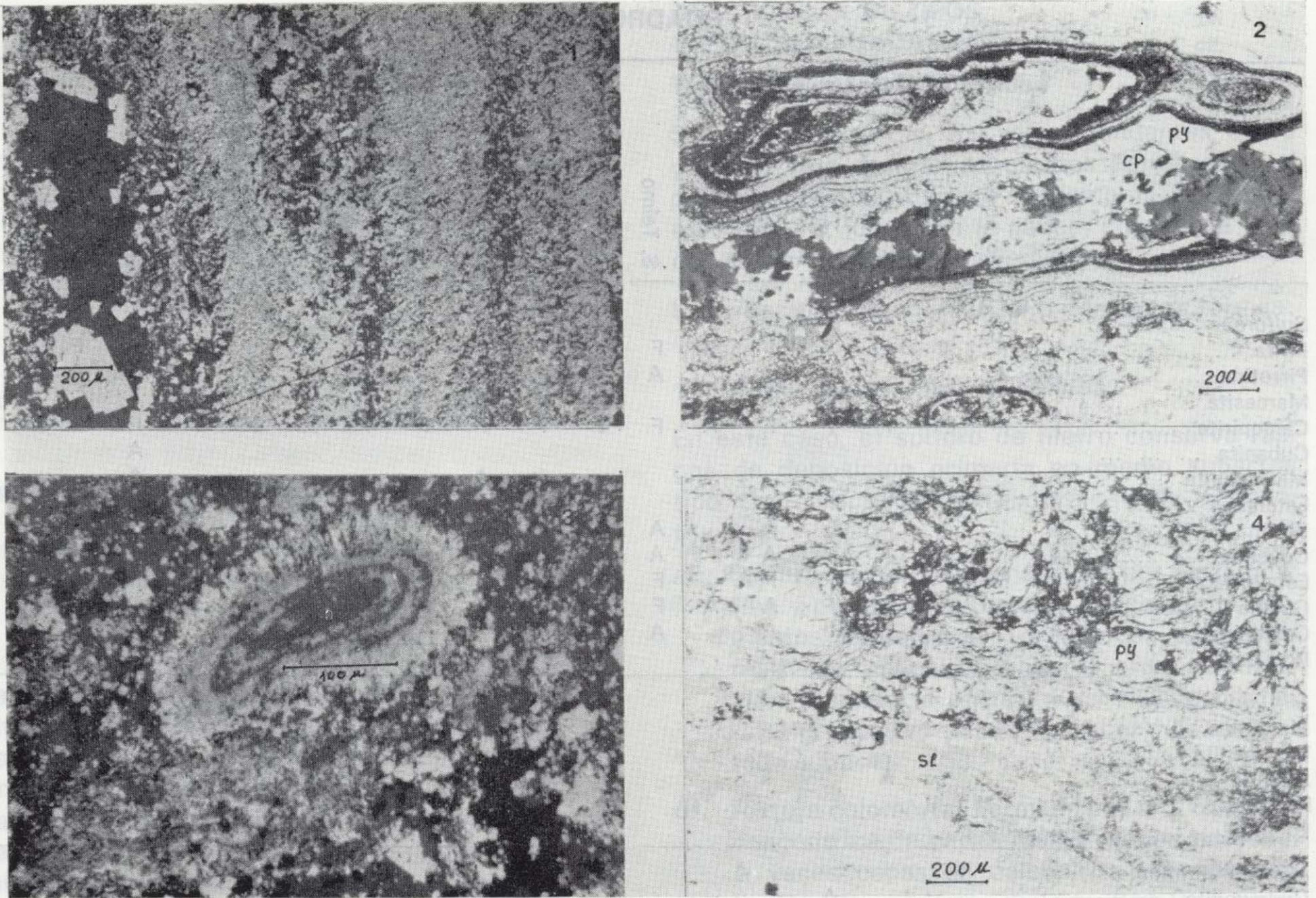
3.º Pirita recristalizada

Este tipo de pirita puede presentar diferentes rasgos texturales:

CUADRO 1

Yacimientos	Concepción	Neves Corvo	Sierrecilla	San Platon	C. Buitrón	La Zarza	C. Guardas	S. Telmo	Río Tinto	Tharsis	Aljustrel	Herrerias	Aznalcóllar	S. Miguel	Cueva de la Mora	Monte Romero	Sotiel	Peña de Hierro	Esperanza
Sulfuros																			
Pirita ...	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
Pirrotina ...	A	A			F	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
Marcasita ...			A		A	A			A	A	A	A	A			A	A	A	A
Calcopirita ...	F	F	F	F	F	F	A	F	F	F	F	F	F	A	F	F		F	A
Cubanita ...																		A	
Mackivanita ...											A							A	
Estannina ...		A			A	A			A	A	A							A	
Bornita ...	A		A			A		A	A	A	A		A	A					
Covellina ...	A		A	A		A		A	A	A	A		A	A					
Esfalerita ...	F	F	F	F	F	F		F	F	F	F	F	F	A	F	F	F	F	F
Galena ...	F	A	F	F	F	A	A	F	F	F	F	F	F	A	F	F	F	F	F
Calcosina ...	A		A			A		A	A	A		A							
Roquesita ...		A																	
Min. de bismuto																			
Bismutina ...									A									A	
Witichenita ...									A										
Aikinlta ...				A															
Kobellita ...																		A	
E.I. (1) ...	A																		
Min. de antimonio																			
Gudmundita ...					A					A								A	
Bournonita ...					A	A				A	A		A					A	
Boulanger ...																			
Zinkenita ...																			
Meneghinita ...						A	A			A	A		?		?		A		
Tetraedrita ...	A	A	F			A		A	A		A		A				A		
Sulfosales																			
Cobre gris (*) ...										A		A			A	A		A	A
Tenantita ...								A											
Colusita ...			A																
Sulfoarseniuros																			
Arsenopir ...	A	A		A	A	A		A	A	A	A	A			A	A	A		
Cobaltina ...										A									
Aloclasa ...																		A	
Enargita ...												?						A	
Nativos																			
Oro ...												?							
Bismuto ...									A		A							A	
Oxidos																			
Casiterita ...	A	A			A	A			A	A	A							A	
Hematites ...	A			A				A	A	A	A								A
Magnetita ...	F			A	A	A	F		A	A	A				F	A	A		
Hidróx. Fe ...					A	A	A			A		A		A					

F: Especie fundamental.
 A: Especie accesoria.
 E.I. (1): Especie indeterminada Pb, Bi, Cu (Sb).
 * Cobre gris sin determinar variedad.
 ? Identificación dudosa.



Fotografía núm. 1.—Yacimiento Tharsis. N //.

Bandeado de pirita de grano fino en alternancia con ganga que engloba pirita idiomorfa de mayor tamaño.

Fotografía núm. 2.—Yacimiento Neves Corvo. N//.

Coloides pirita-calcopirita. Cruzando horizontalmente la fotomicrografía aparece una fractura con relleno de calcopirita y ganga.

Fotografía núm. 3.—Yacimiento Concepción. N//.

Estructura coloidal formada por alternancia rítmica de pirita y esfalerita.

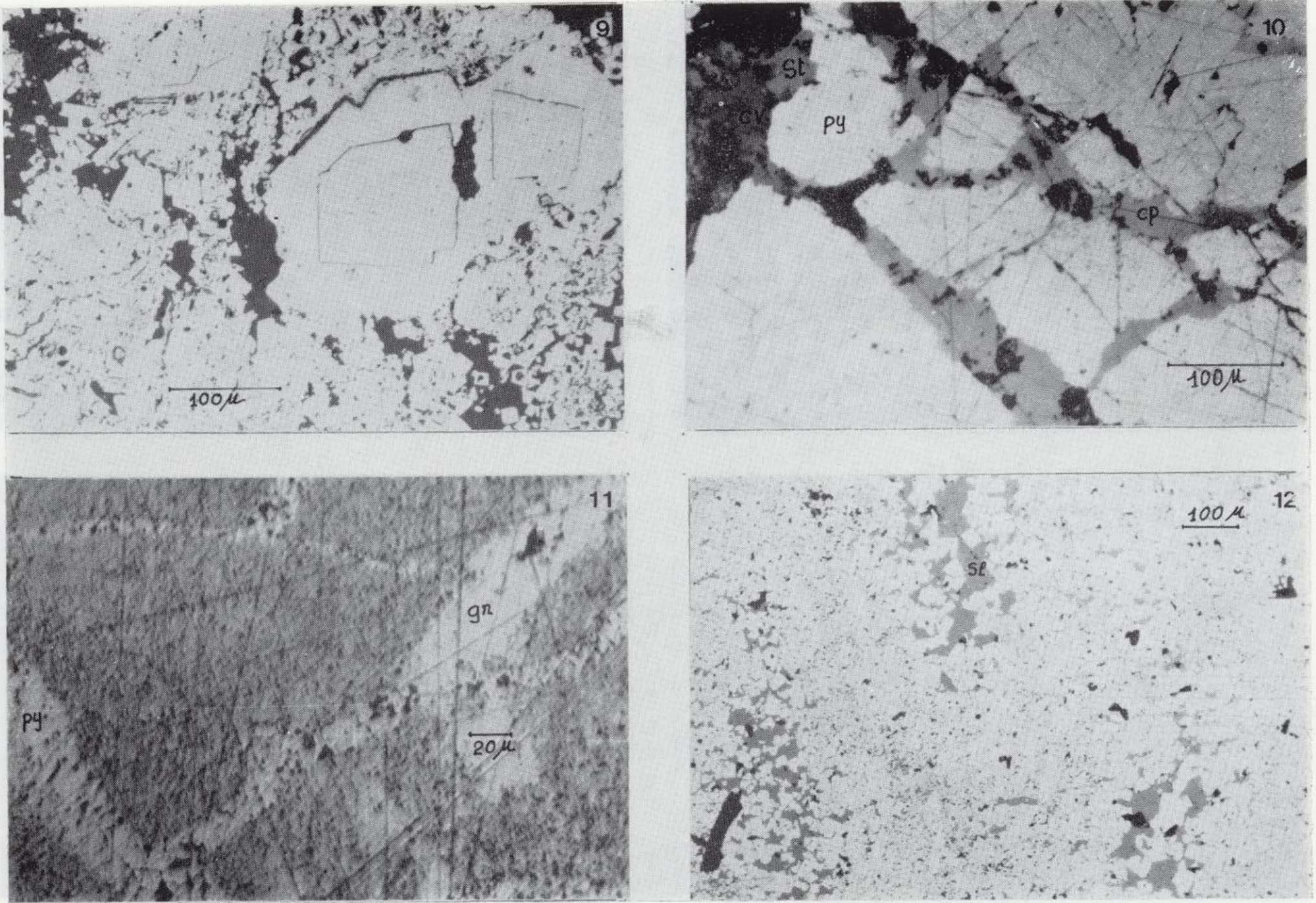
Fotografía núm. 4.—Yacimiento Neves Corvo. N//.

Granos y fragmentos de coloides empastados en pirita fina y esfalerita.

- a) Textura en mosaico, visible con nícoles semicruzados. Con nícoles paralelos aparece homogénea o con pequeñas inclusiones (fotog., núm. 7).
- b) Porfiroblastos en la masa de pirita con inclusiones de otros sulfuros (fotog. núm. 8), a veces con zonado de crecimiento (fotog. núm. 10).
- c) Textura cataclástica (fotog. núm. 10).
- d) Pirita en relleno de fracturas (fotog. núm. 11).

En los tipos más ricos en ganga, la pirita puede aparecer como agregados de límites más o menos redondeados (tránsito desde framboides) o recristalizados.

A veces los granos se presentan alineados, o fajas de pirita gruesa y fina alternan con ganga, carbonato o esfalerita, marcando un bandeo. Otras veces simplemente constituyen una diseminación más o menos espesa de elementos idiomorfos cementados por ganga. Frecuentemente



Fotografía núm. 9.—Yacimiento Aljustrel. N//.

Zonado por recrecimiento en la pirita marcado por inclusiones de esfalerita y silicatos.

Fotografía núm. 10.—Yacimiento Tharsis. N//.

Calcopirita relleno de fracturas en pirita, parcialmente sustituida por calcosina y presencia de estannina y esfalerita (borde superior izquierdo).

Fotografía núm. 11.—Yacimiento La Zarza. N//.

Pirita de relleno de fracturas en una masa de pirita esponjosa impregnada por galena.

Fotografía núm. 12.—Yacimiento Neves Corvo. N//.

Zonas ovales con pirita recristalizada y esfalerita, en una pasta de pirita esponjosa y granos de pirita.

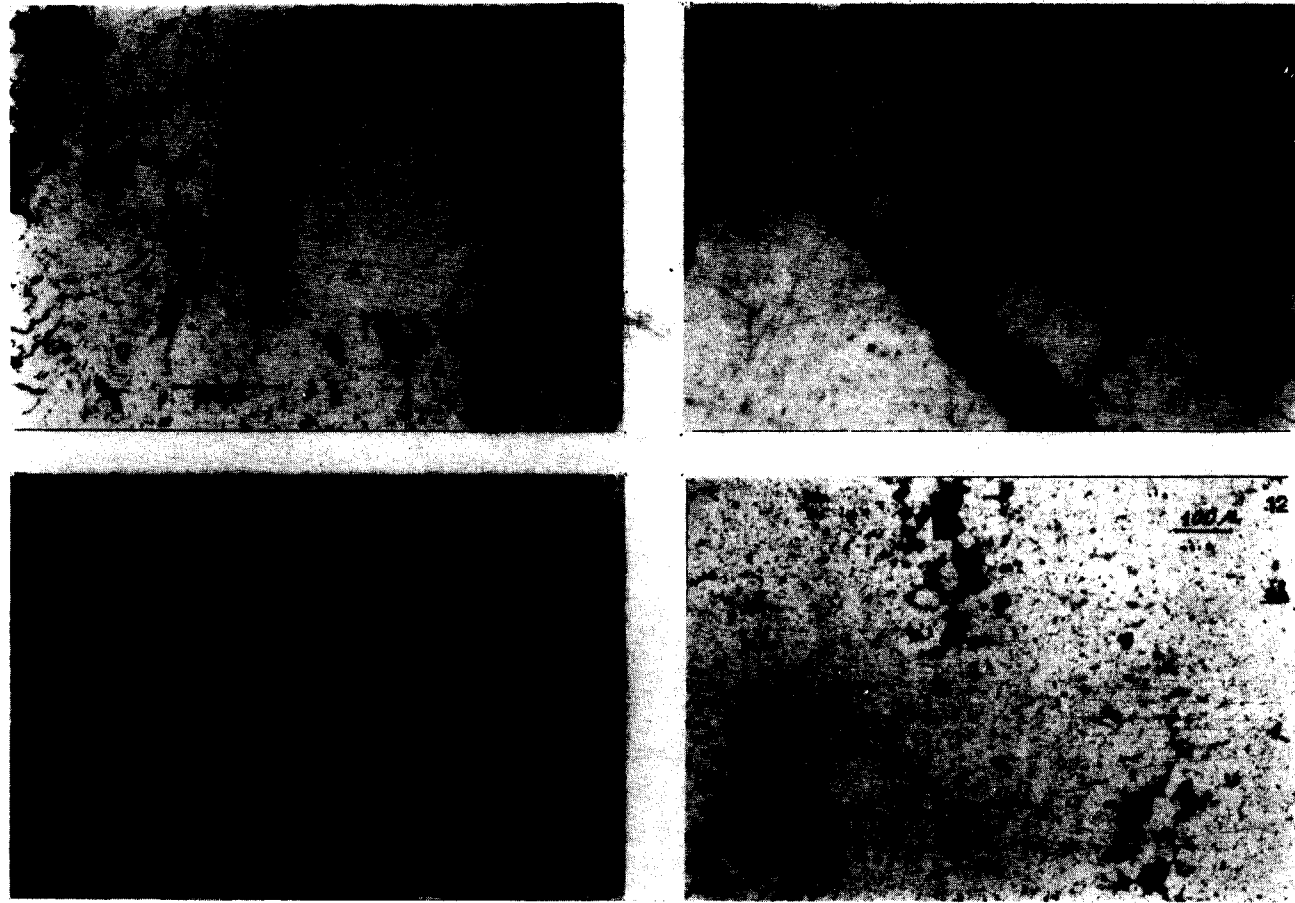
La granulometría es muy heterogénea, variando de unas 400 micras para los porfiroblastos, a una micra para la pirita fina o esponjosa.

Los escasos sulfuros de Cu, Pb y Zn aparecen en estos tipos, bien intersticiales (sobre todo donde la recristalización es más intensa), bien formando parte de las texturas coloidales o, finalmente, como pequeñas inclusiones en la pirita recristalizada.

Tipos intermedios relativamente ricos en esfalerita y galena

Constituyen el tránsito hacia los tipos bandeados ricos en Pb-Zn. Se caracterizan por un incremento en la proporción de esfalerita, que localmente llega a formar una fase interconectada cementando a los demás minerales (fotog. núm. 12).

La disposición de esta fase adopta las siguientes formas:



Fotografía núm. 9.—Yacimiento Aljustrel. N//.
Zonado por recrecimiento en la pirita marcado por inclusiones de esfalerita y silicatos.

Fotografía núm. 10.—Yacimiento Tharsis. N//.
Calcopirita rellenando fracturas en pirita, parcialmente sustituida por calcosina y presencia de estannina y esfalerita (borde superior izquierdo).

Fotografía núm. 11.—Yacimiento La Zarza. N//.
Pirita de relleno de fracturas en una masa de pirita esponjosa impregnada por galena.

Fotografía núm. 12.—Yacimiento Neves Corvo. N//.
Zonas ovales con pirita recristalizada y esfalerita, en una pasta de pirita esponjosa y granos de pirita.

La granulometría es muy heterogénea, variando de unas 400 micras para los porfiroblastos, a una micra para la pirita fina o esponjosa.

Los escasos sulfuros de Cu, Pb y Zn aparecen en estos tipos, bien intersticiales (sobre todo donde la recristalización es más intensa), bien formando parte de las texturas coloidales o, finalmente, como pequeñas inclusiones en la pirita recristalizada.

Tipos intermedios relativamente ricos en esfalerita y galena

Constituyen el tránsito hacia los tipos bandeados ricos en Pb-Zn. Se caracterizan por un incremento en la proporción de esfalerita, que localmente llega a formar una fase interconectada cementando a los demás minerales (fotog. núm. 12).

La disposición de esta fase adopta las siguientes formas:

- Incremento de la esfalerita intersticial hasta constituir una red continua en la que se empaqueta la pirita.
- Bandas alternantes en las que la esfalerita es la fase interconectada, con otras fundamentalmente piríticas.
- Zonas con esfalerita, formando la fase interconectada, cementando pirita idiomorfa y nebulosa.

La galena normalmente no se asocia en estos casos con esfalerita, sino que impregna pirita.

Tipos ricos en esfalerita-galena

Se trata de tipos con esfalerita-galena mayor del 30 por 100. Este límite lleva aparejado un cambio textural, si bien este cambio no es brusco sino gradual.

Normalmente se trata de una esfalerita con reflexiones internas de colores claros (blancas, incoloras, acarameladas) debido a la escasa cantidad de hierro albergado por el mineral. Sin embargo, en algunos yacimientos los colores de estas reflexiones pueden llegar a ser más fuertes (pardo-rojizos) como en La Zarza. A veces coexisten en un mismo yacimiento esfaleritas de distintos tipos (por ejemplo, en Concepción).

Es frecuente que en el seno de la esfalerita aparezca una fina emulsión de calcopirita, o mucho más raramente de estannita.

Cuando la emulsión de calcopirita no es muy intensa se observa cómo las gotas delimitan los bordes de grano, o siguen los planos de macla, tanto en la dirección de su diámetro mayor como en su disposición y alineamiento (fotog. número 13).

Normalmente, el incremento de coloración en la esfalerita va acompañada del correspondiente en la densidad de emulsión de calcopirita fina. Así, en La Zarza, por ejemplo, esta densidad es muy alta (fotog. núm. 14), mientras que en otros yacimientos están casi desprovistos de la citada emulsión.

En los casos intermedios, la emulsión se manifiesta preferentemente en la proximidad de zonas ricas en calcopirita.

La esfalerita normalmente está maclada y re-

cristalizada, presentando textura en mosaico (fotog. núm. 15).

Además de calcopirita, aunque mucho más raramente, la estannita también puede formar una emulsión en la esfalerita. Este mineral sustituye además al sulfuro de cinc en forma bien manifiesta, a partir de los bordes (fotog. núm. 16).

También es frecuente, en casi todos los yacimientos, encontrar en la esfalerita pequeñas inclusiones de carbonato, así como de circón y otros elementos transparentes difíciles de determinar, entre los que destaca por su importancia económica la casiterita (fotog. núm. 14).

Esta especie se ha identificado en bastantes depósitos, mientras que en otros no ha sido posible detectar su presencia a pesar de una cuidadosa búsqueda. Hay que advertir, sin embargo, que, debido a sus caracteres ópticos y diminuto tamaño, existe la posibilidad de que haya pasado inadvertida.

Los tipos ricos en esfalerita-galena se pueden dividir, a su vez, en dos subtipos:

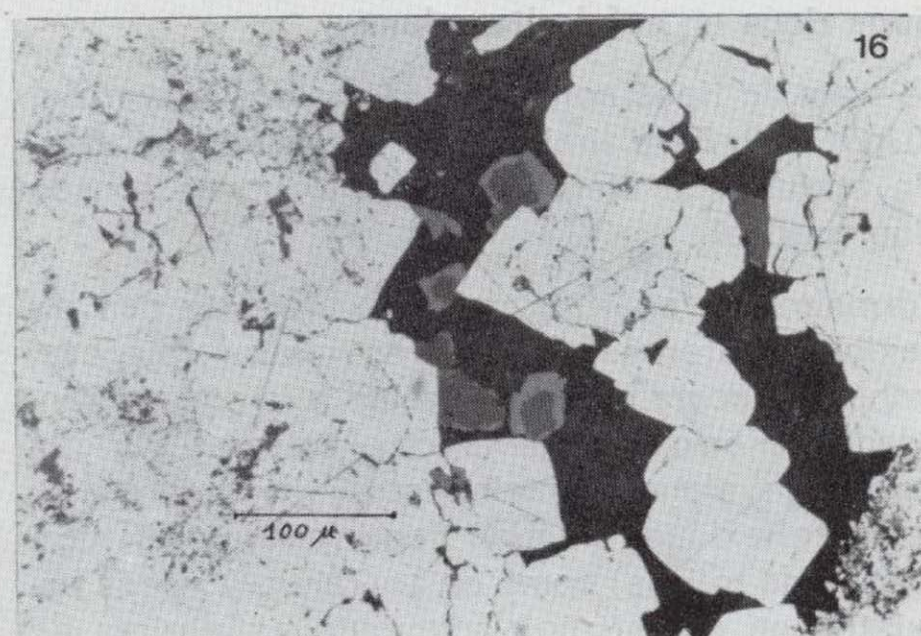
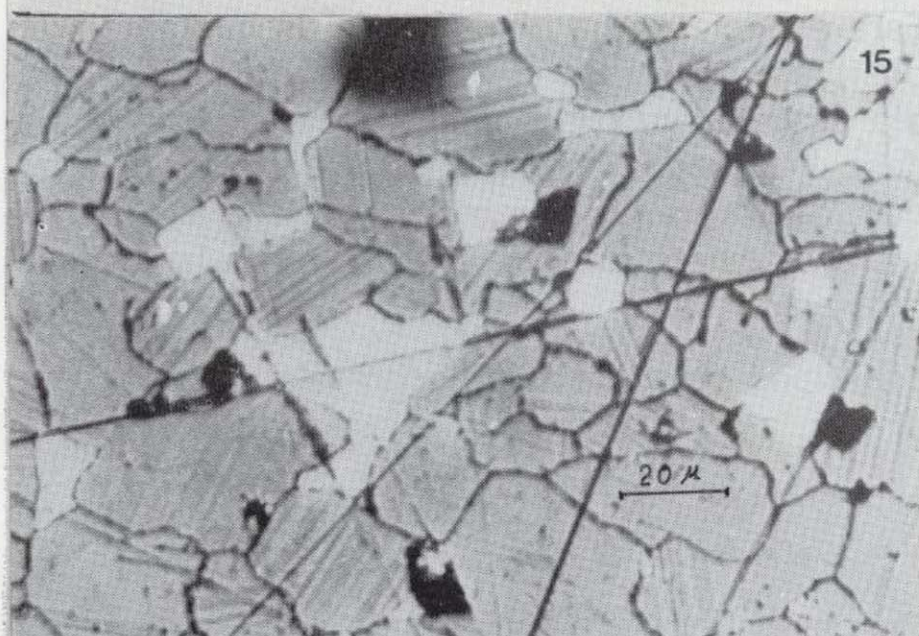
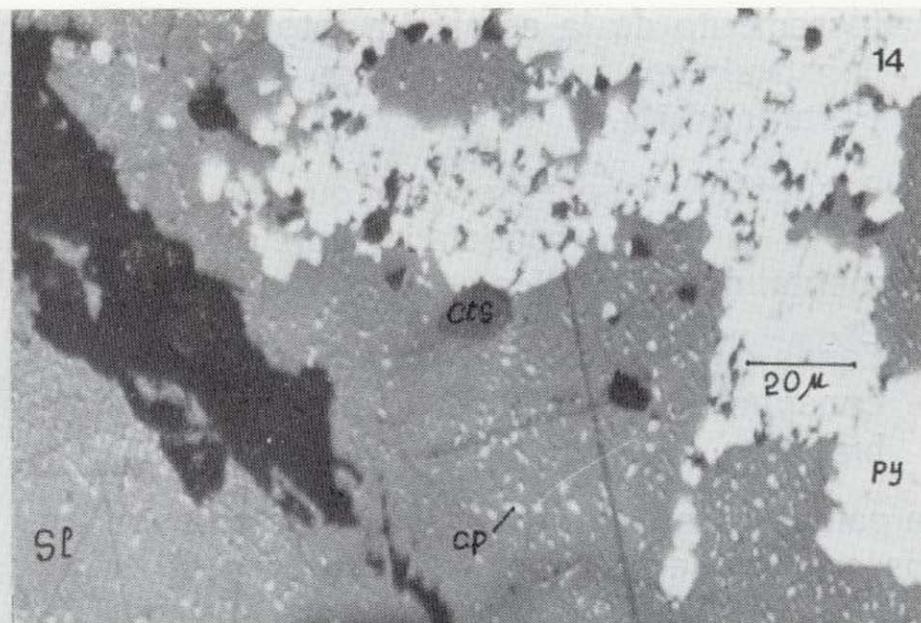
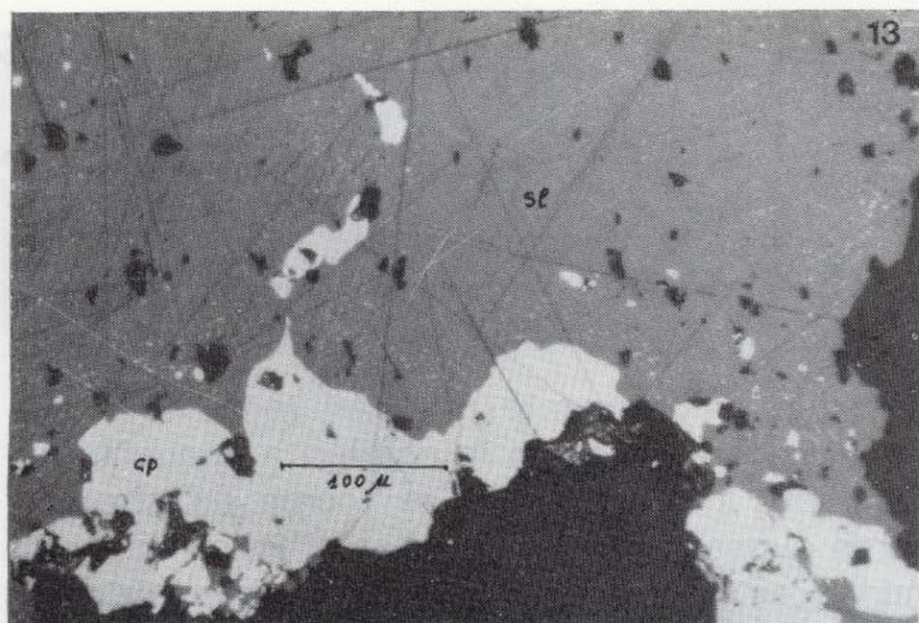
1.º Esfalerita + Galena > 30% y < 50%

Corresponden a la mayor parte del mineral denominado «bandedo complejo», de aspecto fajado y color gris en muestra de mano.

La esfalerita normalmente constituye bandas alternantes con otras de pirita, en donde forma una fase dominante interconectada. En esta fase se empastan las emulsiones de calcopirita anteriormente descritas y también partículas diminutas de pirita formando finas dispersiones. Otras veces el sulfuro de hierro aparece como cristales idiomorfos (recristalizado) frecuentemente con inclusiones ameboides de esfalerita.

En las bandas más piríticas la esfalerita se distribuye en zonas irregulares, formando a veces parte de texturas coloidales y oolíticas (fotog. número 3).

Localmente, donde la relación esfalerita/pirita es más alta, hace su aparición la galena. Se encuentra este mineral rellenando intersticios triangulares con lados curvos, presentando la concavidad hacia la esfalerita (fotog. núm. 17). Estos espacios constituyen el punto de intersección de tres granos de esfalerita cuyos límites va



Fotografía núm. 13.—Yacimiento Concepción. N//.

Emulsión de calcopirita en esfalerita. Obsérvese cómo la densidad de emulsión aumenta en las proximidades del contacto del mineral de zinc con el de cobre.

Fotografía núm. 14.—Yacimiento La Zarza. N//.

Grano de casiterita en esfalerita que presenta emulsión de calcopirita.

Fotografía núm. 15.—Yacimiento Sotiel. N//.

Maclas y textura en mosaico de la esfalerita puesta de manifiesto mediante ataque químico.

Fotografía núm. 16.—Yacimiento Neves Corvo. N//.

Estannita sustituye los granos de esfalerita a partir de bordes.

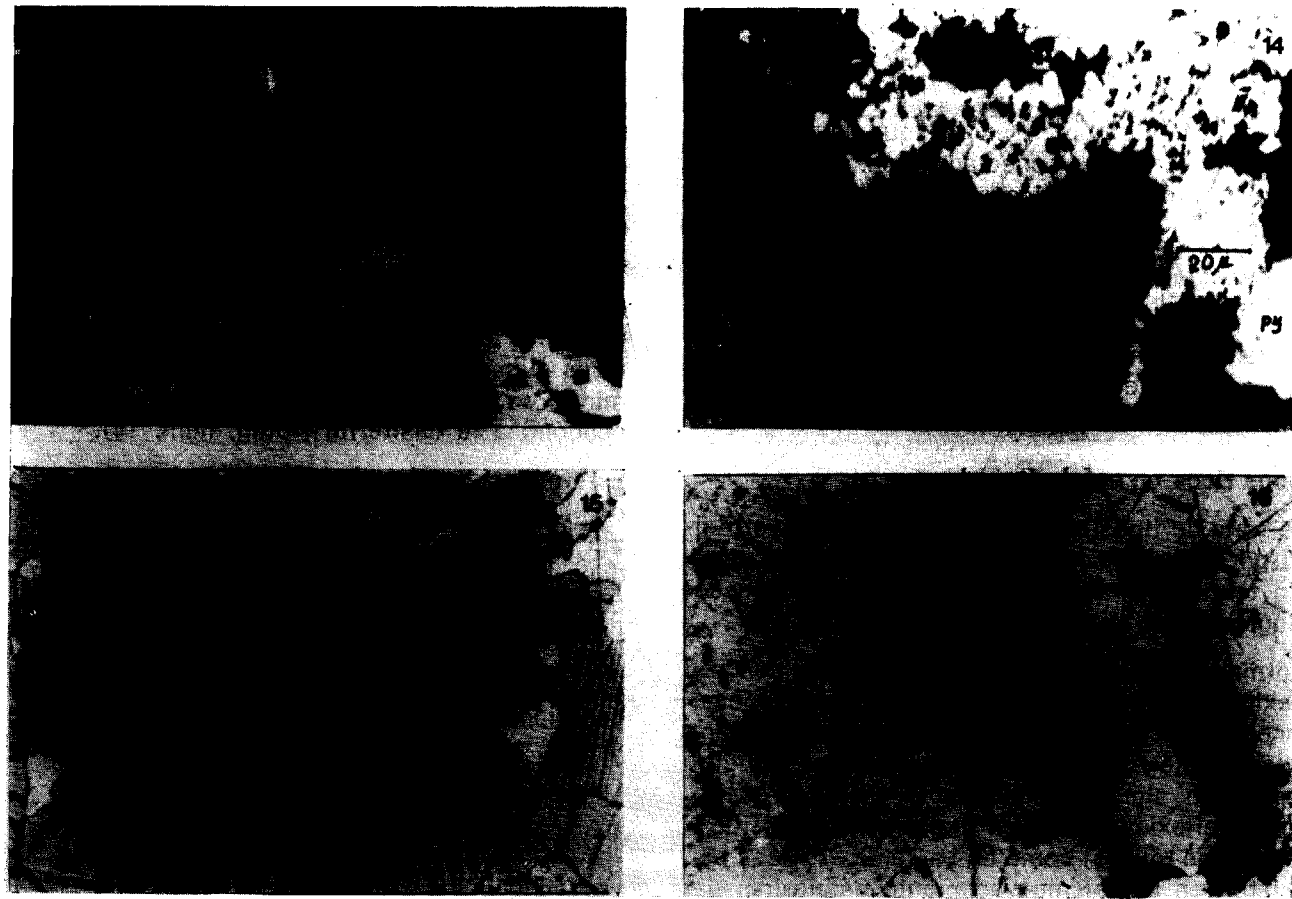
marcando la galena intersticial. En algunas zonas el sulfuro de plomo se hace más abundante, aislando en su seno granos individualizados de esfalerita de límites redondeados y más o menos careados por la sustitución incipiente (fotog. núm. 18).

2.º Esfalerita + Galena > 50%

Este subtipo es mucho más escaso que el anterior. En muestra de mano presenta un color gris

oscuro, un bandeo mucho menos marcado (por la escasez de pirita) y lentejones ovoides del sulfuro de hierro con eje mayor paralelo al bandeo de alrededor de 1 mm.

Esta clase de mena es esporádica en la mayoría de los yacimientos con mineral complejo, e inexistente en los de mena únicamente pirítica o cobriza. Sin embargo, en Mina Sierrecilla aparece notablemente abundante, conteniendo además cantidades importantes de tetraedrita, y ha sido



Fotografía núm. 13.—Yacimiento Concepción. N//.
Emulsión de calcopirita en esfalerita. Obsérvese cómo la densidad de emulsión aumenta en las proximidades del contacto del mineral de cinc con el de cobre.

Fotografía núm. 14.—Yacimiento La Zarza. N//.
Grano de casiterita en esfalerita que presenta emulsión de calcopirita.

Fotografía núm. 15.—Yacimiento Sotiel. N//.
Maclas y textura en mosaico de la esfalerita puesta de manifiesto mediante ataque químico.

Fotografía núm. 16.—Yacimiento Neves Corvo. N//.
Estannita sustituye los granos de esfalerita a partir de bordes.

marcando la galena intersticial. En algunas zonas el sulfuro de plomo se hace más abundante, aislando en su seno granos individualizados de esfalerita de límites redondeados y más o menos careados por la sustitución incipiente (fotog. núm. 18).

2.º Esfalerita + Galena > 50%

Este subtipo es mucho más escaso que el anterior. En muestra de mano presenta un color gris

oscuro, un bandeo mucho menos marcado (por la escasez de pirita) y lentejones ovoides del sulfuro de hierro con eje mayor paralelo al bandeo de alrededor de 1 mm.

Esta clase de mena es esporádica en la mayoría de los yacimientos con mineral complejo, e inexistente en los de mena únicamente pirítica o cobriza. Sin embargo, en Mina Sierrecilla aparece notablemente abundante, conteniendo además cantidades importantes de tetraedrita, y ha sido

detalladamente descrita en la bibliografía (GARCIA DE MIGUEL et al., 1986).

Tipos intermedios relativamente ricos en calcopirita

Constituyen el tránsito de los tipos piríticos, donde la calcopirita es intersticial y esporádica, hacia los tipos ricos, donde rebasa el 15 por 100.

Texturalmente, la calcopirita aparece intersticial, pero en mayor proporción que en las menas piríticas, de forma que el mineral de cobre puede llegar a formar un retículo interconectado que cementa los granos de pirita (fotog. núm. 19).

Tipos ricos en calcopirita

Son aquellos en los que la calcopirita rebasa el 15 por 100 en estimación visual. En ellos las placas del mineral de cobre están constituidas por un mosaico de granos muy irregulares en cuanto a forma y tamaño, frecuentemente maclados y localmente con los planos de macla deformados. Raramente este mineral se encuentra sustituido a partir de los bordes por calcosina descendente y/o covellina (mucho más raramente, también por bornita).

Texturalmente puede presentarse la calcopirita de varias maneras:

- 1.º Formando parte de las texturas colomorfas y/o framboidales (fotog. núm. 2). En este caso se integra como un elemento textural más dentro de las capas concéntricas y su disposición puede parecer primaria. Sin embargo, en algunas ocasiones se revela la naturaleza de su emplazamiento por sustitución y relleno de las zonas piríticas más porosas. Esta forma textural, de cualquier manera, es muy poco frecuente.
- 2.º Formando parte del relleno intersticial entre pirita que por aumento de la proporción de calcopirita, llega a constituir una fase continua que cementa el sulfuro de hierro, a veces idiomorfo y recristalizado. Puede suceder, en estos casos, que las zonas cementadas por calcopirita alternen con otras donde el cemento está formado por otro mine-

ral, dando lugar a la aparición de un bandeo.

- 3.º Gradualmente, la pirita puede ir presentando señales de cataclasis y corrosión por calcopirita hasta llegar a aparecer francamente cataclástica con una red de fracturas netas, normalmente con señales de sustitución y rellenas por el mineral de cobre. Frecuentemente, sin embargo, la red fisural se presenta muy irregular y con fuertes señales de corrosión formando una especie de *microstockwok* (fotog. núm. 20).

La mayor parte del mineral de cobre adopta, en los yacimientos de la Faja Pirítica, la disposición descrita en este punto.

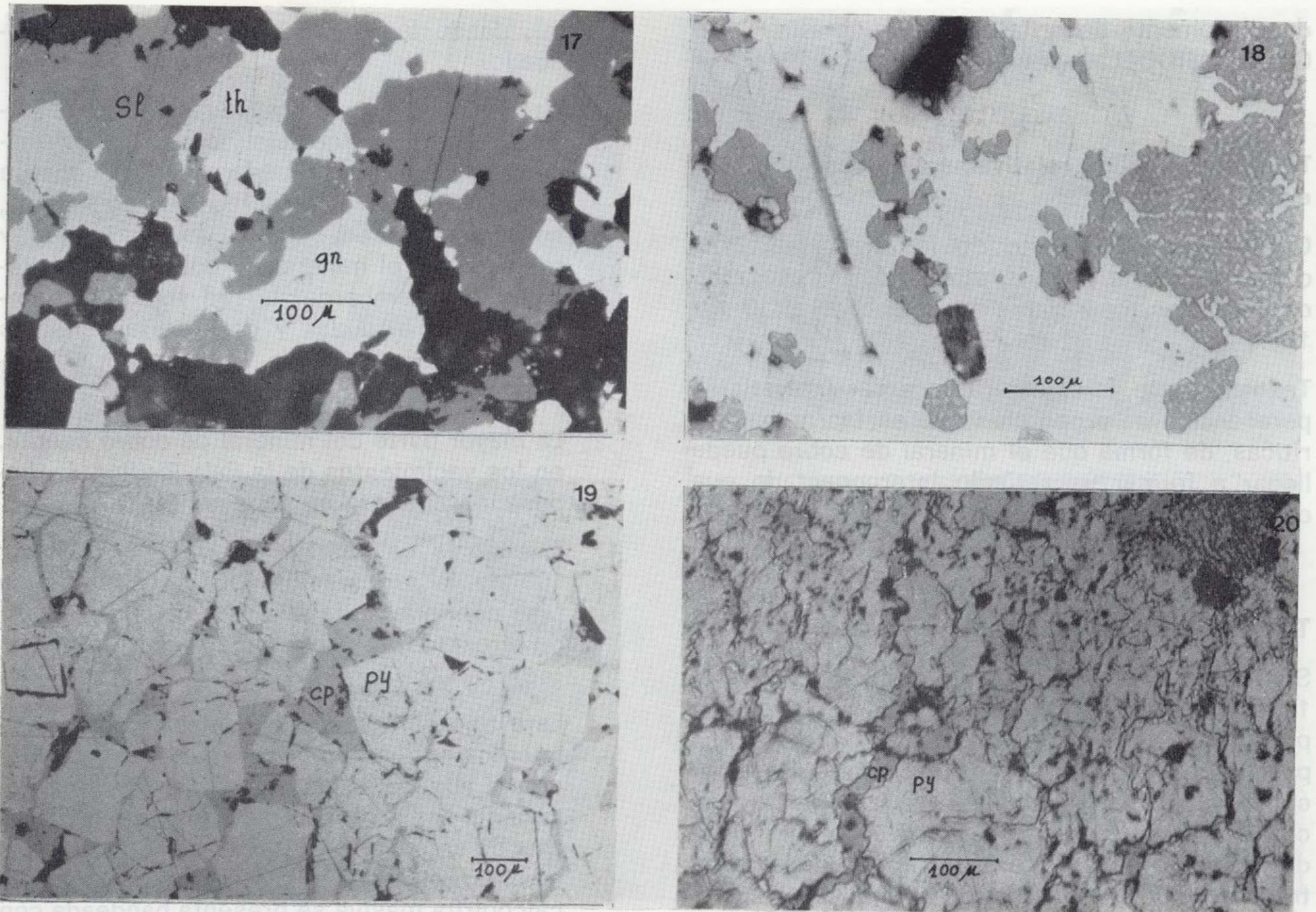
- 4.º Cuando la calcopirita predomina (> 50 por 100 de la preparación) aparece como una fase continua en la que se empastan granos de otros sulfuros normalmente corroídos (fotog. núm. 21).

Este tipo sólo existe en determinados yacimientos en los que la calcopirita es notablemente abundante en algunas zonas. Concretamente se han encontrado numerosas muestras de esta clase en Neves Corvo, y algunas en Sierrecilla. En ambos casos, a veces, la calcopirita masiva se presenta bandeada con otros minerales, mientras que otras ocupa zonas irregulares que cortan el bandeo.

Tipos ricos en calcopirita-esfalerita-galena

Los rasgos texturales de estos tipos mixtos resultan de la adición de las características de los tipos simples. En general, presentan zonas enriquecidas en esfalerita-galena simultáneamente con otras ricas en calcopirita. Dentro de cada una de ellas se manifiestan las correspondientes características descritas en los tipos anteriores, de forma que la única novedad reside en las relaciones entre unas y otras zonas y que serán descritas en los párrafos siguientes.

A veces la calcopirita se presenta fundamentalmente bandeada con el mineral complejo, pero aun en este caso se observan detalles de su disposición que cortan el bandeo. Otras veces, las zonas enriquecidas en el mineral de cobre aparecen dispuestas irregularmente atravesando las bandas.



Fotografía núm. 17.—Yacimiento San Telmo. N//.
Asociación de cobre gris con esfalerita y galena. Además aparecen cristales de pirita diseminados.

Fotografía núm. 18.—Yacimiento Sotiel. N//.
Sustitución de esfalerita por galena. La esfalerita presenta también emulsión de calcopirita.

Fotografía núm. 19.—Yacimiento San Telmo. N//.
Calcopirita intersticial entre granos idiomorfos de pirita recrystalizada.

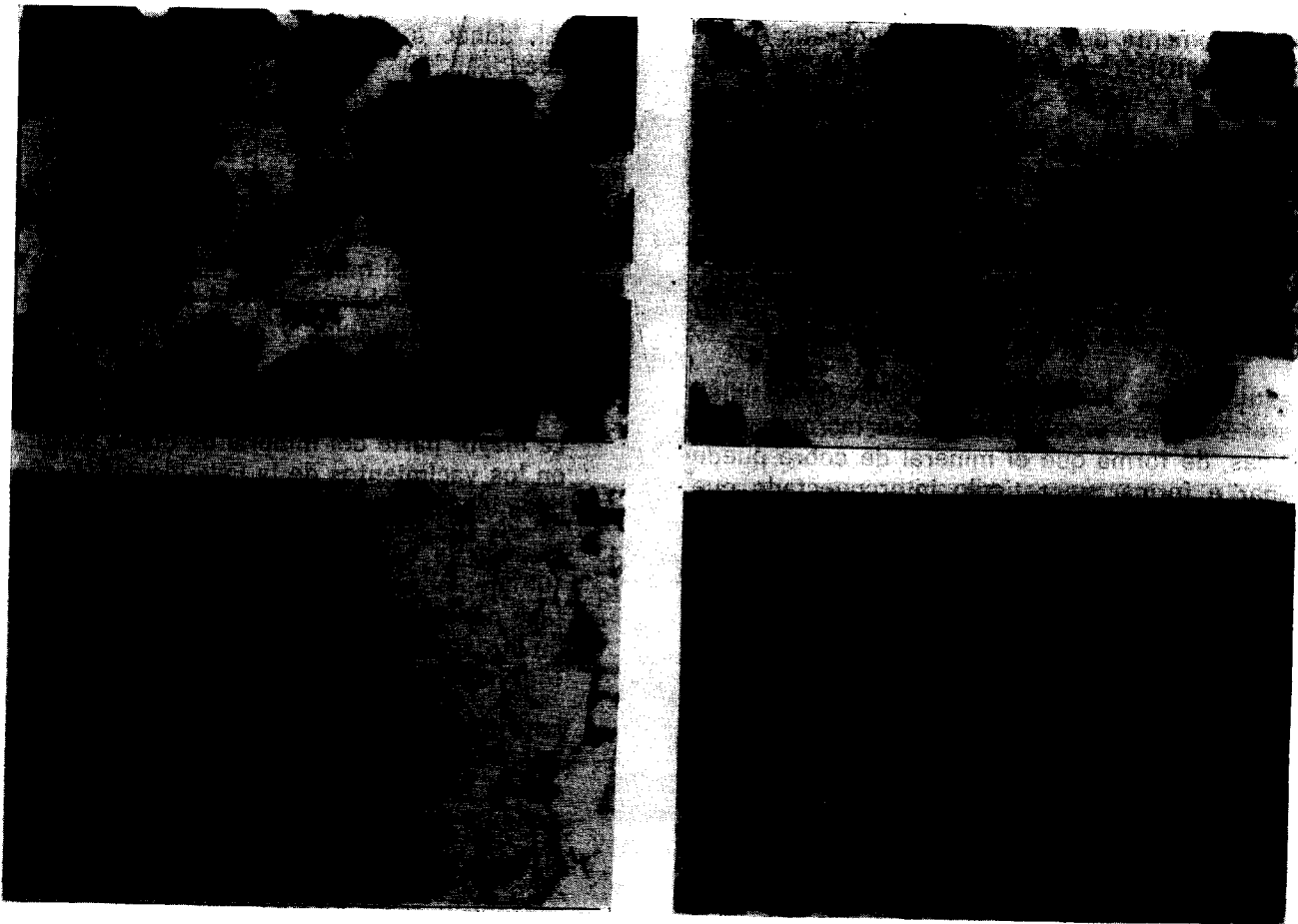
Fotografía núm. 20.—Yacimiento La Zarza. N//.
Cementación de pirita cataclástica por calcopirita formando un microstockwork.

Los contactos esfalerita-calcopirita son, en general, irregulares y complejos. En el área en que la calcopirita predomina, el mineral de cinc queda representado por granos careados, restos de la masa reemplazada; este mismo fenómeno ocurre en relación con otros sulfuros como ya se ha descrito, y aun con ganga.

Todo señala un reemplazamiento general por calcopirita de los minerales preexistentes (excepto galena) de los que únicamente quedan restos.

DESCRIPCION DE MINERALES ACCESORIOS

Dentro de los minerales accesorios se pueden establecer dos categorías en cuanto se refiere a su abundancia y distribución. A la primera pertenecen aquellas especies que siendo esporádicas en la mayor parte de los yacimientos, en ciertos sectores de algunos de ellos entran, sin embargo, a formar parte de los fundamentales. A la segunda pertenecen aquellas que, excepción



Fotografía núm. 17.—Yacimiento San Telmo. N//.
Asociación de cobre gris con esfalerita y galena. Además aparecen cristales de pirita diseminados.

Fotografía núm. 18.—Yacimiento Sotiel. N//.
Sustitución de esfalerita por galena. La esfalerita presenta también emulsión de calcopirita.

Fotografía núm. 19.—Yacimiento San Telmo. N//.
Calcopirita intersticial entre granos idiomorfos de pirita recristalizada.

Fotografía núm. 20.—Yacimiento La Zarza. N//.
Cementación de pirita cataclástica por calcopirita formando un microstockwork.

Los contactos esfalerita-calcopirita son, en general, irregulares y complejos. En el área en que la calcopirita predomina, el mineral de cinc queda representado por granos careados, restos de la masa reemplazada; este mismo fenómeno ocurre en relación con otros sulfuros como ya se ha descrito, y aun con ganga.

Todo señala un reemplazamiento general por calcopirita de los minerales preexistentes (excepto galena) de los que únicamente quedan restos.

DESCRIPCION DE MINERALES ACCESORIOS

Dentro de los minerales accesorios se pueden establecer dos categorías en cuanto se refiere a su abundancia y distribución. A la primera pertenecen aquellas especies que siendo esporádicas en la mayor parte de los yacimientos, en ciertos sectores de algunos de ellos entran, sin embargo, a formar parte de los fundamentales. A la segunda pertenecen aquellas que, excepción

hecha de alguna muestra en particular, siempre se presentan accesorias.

Dentro del primer grupo se encuentran el cobre gris, la pirrotina y la magnetita. En el segundo se incluyen todas las demás, y serán descritas por orden decreciente en cuanto a abundancia se refiere.

a) Primer Grupo de Accesorios

Especies localmente fundamentales, pero, en general, esporádicas.

Cobre gris (Cu, Fe, Zn, Ag)₁₂ (Sb, As)₄S₁₃

Normalmente se trata de la variedad rica en antimonio (tetraedrita), aunque en algún yacimiento (San Platón y San Telmo) aparece tenanita. A veces contiene cantidades apreciables de plata.

Su presencia es casi constante (falta en Castillo de Buitrón y en Castillo de las Guardas), si bien normalmente aparece como accesorio. Solamente en el yacimiento de Sierrecilla alcanza una proporción ciertamente notable.

En este yacimiento, la tetraedrita en el seno de la galena constituye granos de límites curvos y algo careados por el reemplazamiento incipiente (fotog. núm. 22). A veces se encuentran microfisuras en su masa con relleno del mineral de plomo; éste, a su vez, rellena fisuras en la esfalerita. En Sierrecilla aparece además la variedad colusita (Cu, Fe, Zn)₃ (As, Sn, V)S₄.

En San Platón, en las zonas ricas en pirita, el cobre gris aparece intersticial cementando pirita o formando bandas alternantes, con otras en donde la matriz cementante está constituida por esfalerita o calcopirita (fotog. núm. 23).

En Neves Corvo, en las muestras muy ricas en calcopirita, se presenta en forma de granos irregulares y con señales evidentes de sustitución, y lo mismo ocurre en las análogas de Sierrecilla. Lo normal, sin embargo, y seguramente debido a su escasa proporción, es que aparezca intersticial en pirita, bien sólo, o conjuntamente con otras especies. No es raro tampoco encontrarle constituyendo el relleno de fracturas netas en la preparación, acompañado o no de otros minerales.

Magnetita (Fe₃O₄)

Su presencia está muy extendida en los yacimientos de la Faja Pirítica, aunque no es completamente general. A diferencia de otras especies, su aparición puede estar muy localizada en ciertos sectores de los yacimientos, donde se encuentra en proporciones notables e incluso como especie predominante (Castillo de las Guardas, La Zarza, Tharsis), mientras que la mayor parte de la mineralización aparece absolutamente desprovista de ella. En otros casos (San Platón, por ejemplo) su presencia es muy constante, pero siempre en pequeñas cantidades. Entre ambos extremos se dan situaciones intermedias.

La magnetita puede aparecer automorfa (fotografía núm. 24) o xenomorfa. En Castillo de las Guardas, en La Zarza y en Concepción, adopta texturas similares a las de la pirita (granos incluidos en mineral esponjoso y bandas de elementos idiomorfos incluidas en ganga o alternantes con pirita). Otras veces cementa pirita (fotog. núm. 25) o es este mineral el que parece cementar magnetita. También se encuentra en forma de inclusiones en el sulfuro de hierro, mientras que en San Platón aparece casi exclusivamente incluida en la esfalerita.

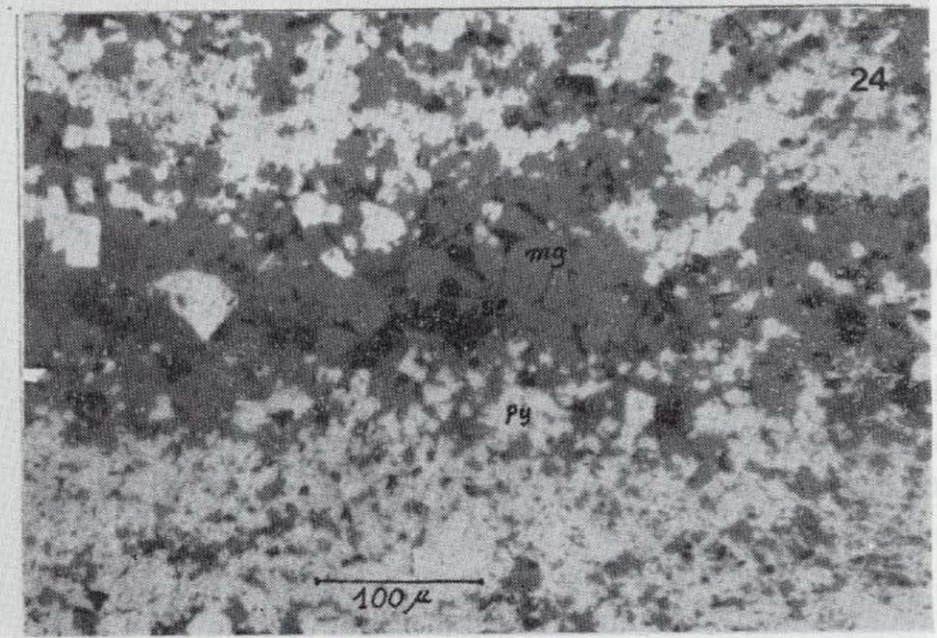
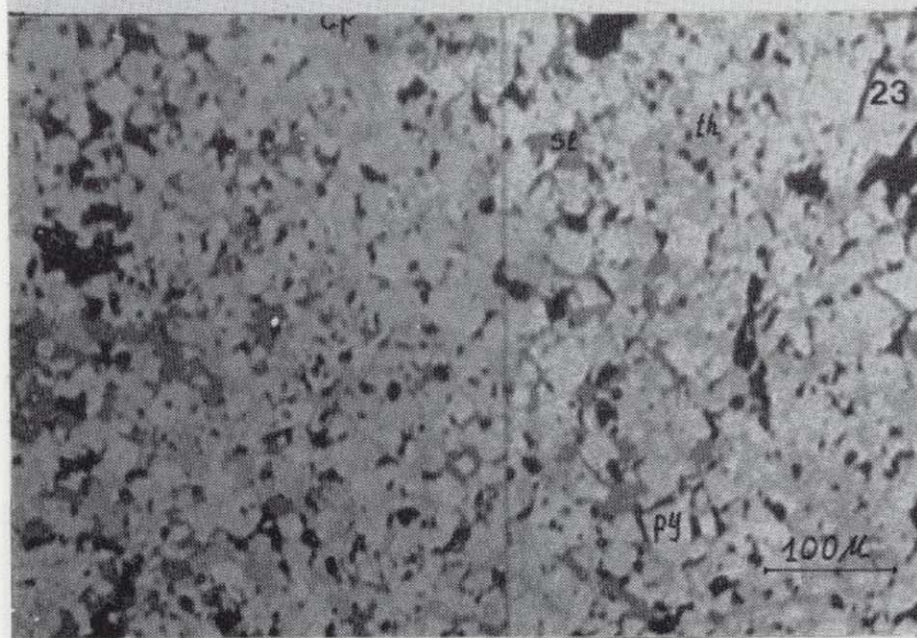
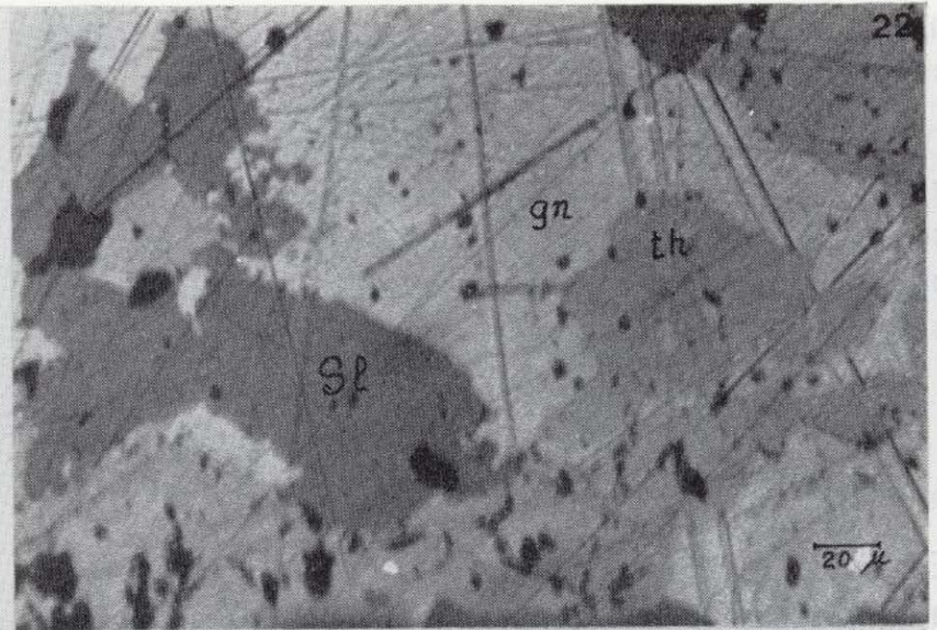
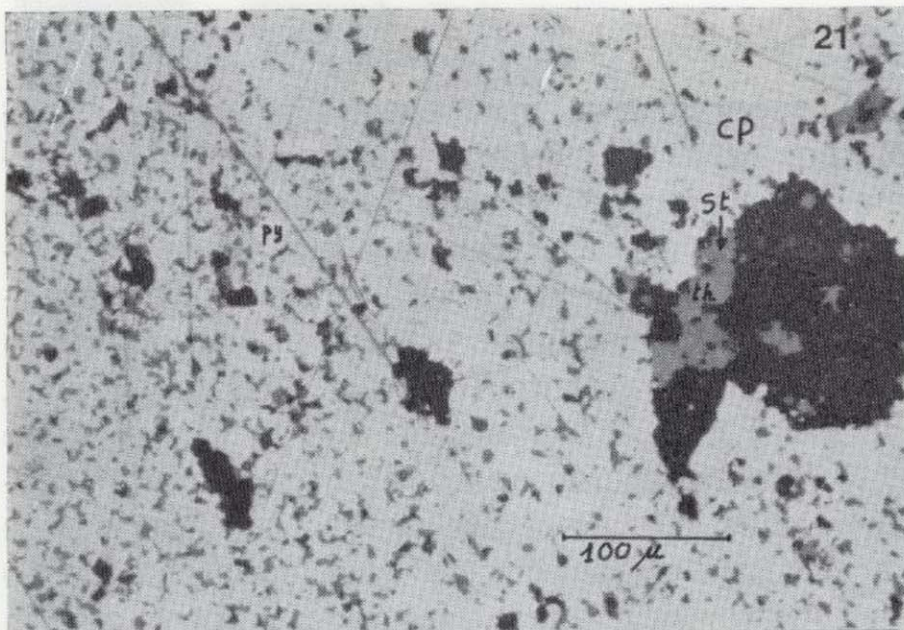
Pirrotina (Fe_{1-x}S)

Su presencia es casi general en los yacimientos de la Faja Pirítica, pero normalmente en cantidades sumamente escasas que se reducen a minúsculas y raras inclusiones en la pirita. Solamente en Castillo de Buitrón se encuentra en cantidad notable, llegando a constituir una especie fundamental, y muy subordinada en Sotiel y Río Tinto.

En aquel yacimiento se presenta como un componente importante de la matriz que cementa los granos de pirita (fotog. núm. 26), bandeada a veces con otros sulfuros, principalmente esfalerita.

En las zonas donde la pirita ha recristalizado, la pirrotina aparece intersticial junto con esfalerita y calcopirita.

Con respecto a los sulfuros de Pb, Cu y Zn puede presentarse idiomorfa o xenomorfa; en este último caso sus contactos muestran concavidad con respecto a calcopirita y convexidad respecto a



Fotografía núm. 21.—Yacimiento Neves Corvo. N//.

Calcopirita masiva con granos esqueléticos dispersos de esfalerita. En la parte derecha aparece una oquedad con relleno de ganga y dentro de ella un intercrecimiento de estannina, tetraedrita. Casi en el centro se observa un grano de pirita. Tipo de mena rico en calcopirita.

Fotografía núm. 22.—Yacimiento Sierrecilla. N//.

Sustitución de esfalerita y cobre gris por galena.

Fotografía núm. 23.—Yacimiento San Platón. N//.

Bandas alternantes ricas en pirita constituidas por relleno intersticial de esfalerita, calcopirita o cobre gris.

Fotografía núm. 24.—Yacimiento Concepción. N//.

Bandas ricas en magnetita automorfa alternantes con pirita. En las zonas más ricas en el óxido, éste presenta idiomorfismo con respecto a las oquedades englobando granos de pirita. Una pequeña cantidad de esfalerita aparece como relleno intersticial entre la magnetita. Estos rasgos indican un orden de deposición pirita-magnetita-esfalerita.

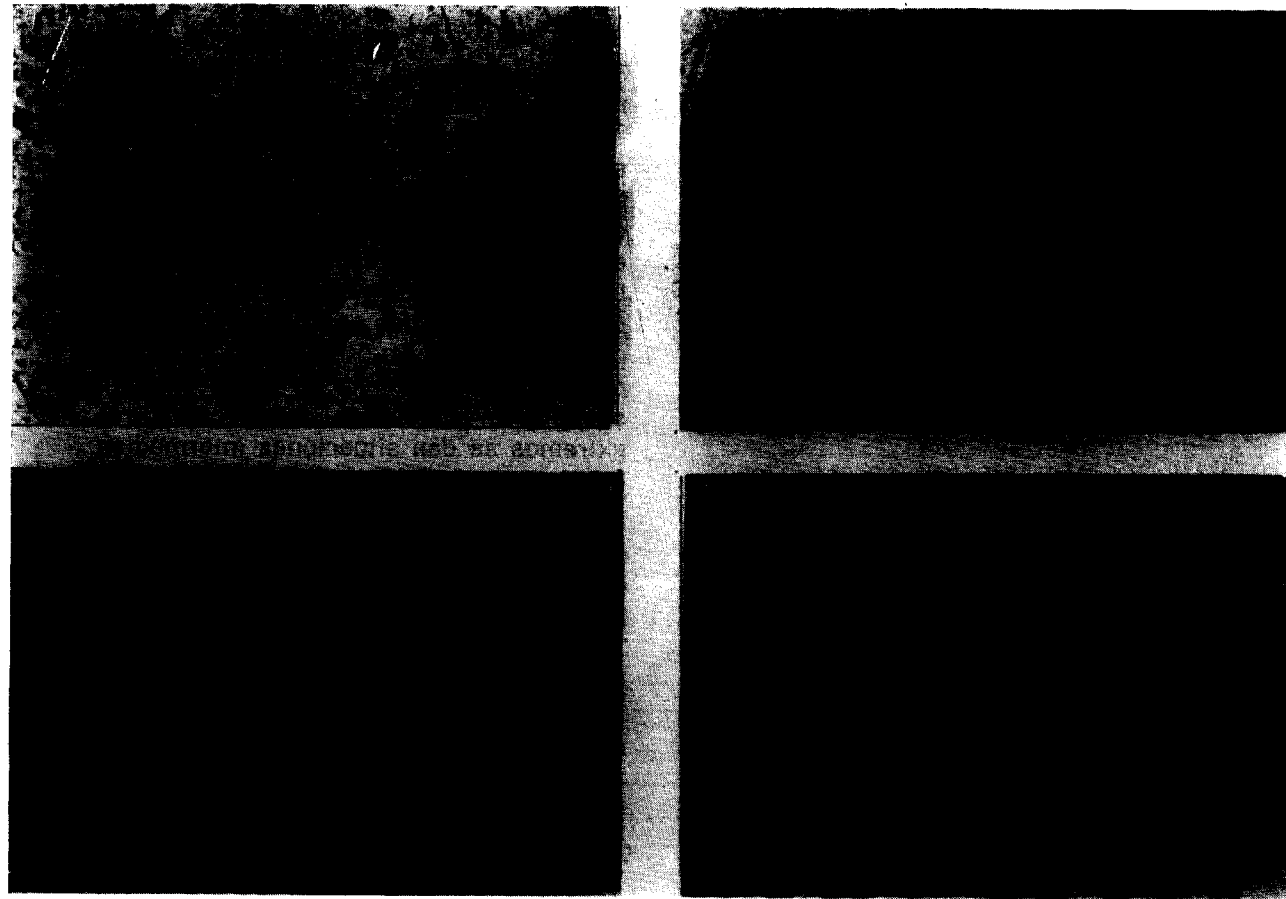
esfalerita. Suele alterarse la pirrotina al denominado producto intermedio, que por recristalización origina placas de marcasita.

b) Segundo Grupo de Accesorios

Especies que no llegan a constituir concentraciones locales, sino que constantemente aparecen dispersas.

Arsenopirita (FeAsS)

Su presencia es muy constante y se encuentra en cantidades notables en la mayor parte de los yacimientos, pero siempre como accesorio. Normalmente aparece incluida en la pirita como cristales idiomorfos (fotog. núm. 27) o como agregados xenomorfos. En el mineral complejo observa una cierta tendencia a asociarse con las ban-



Fotografía núm. 21.—Yacimiento Neves Corvo. N//.

Calcopirita masiva con granos esqueléticos dispersos de esfalerita. En la parte derecha aparece una oquedad con relleno de ganga y dentro de ella un intercrecimiento de estannina, tetraedrita. Casi en el centro se observa un grano de pirita. Tipo de mena rico en calcopirita.

Fotografía núm. 22.—Yacimiento Sierrecilla. N//.
Sustitución de esfalerita y cobre gris por galena.

Fotografía núm. 23.—Yacimiento San Platón. N//.
Bandas alternantes ricas en pirita constituidas por relleno intersticial de esfalerita, calcopirita o cobre gris.

Fotografía núm. 24.—Yacimiento Concepción. N//.
Bandas ricas en magnetita automorfa alternantes con pirita. En las zonas más ricas en el óxido, éste presenta idiomorfismo con respecto a las oquedades englobando granos de pirita. Una pequeña cantidad de esfalerita aparece como relleno intersticial entre la magnetita. Estos rasgos indican un orden de deposición pirita-magnetita-esfalerita.

esfalerita. Suele alterarse la pirrotina al denominado producto intermedio, que por recristalización origina placas de marcasita.

b) Segundo Grupo de Accesorios

Especies que no llegan a constituir concentraciones locales, sino que constantemente aparecen dispersas.

Arsenopirita (FeAsS)

Su presencia es muy constante y se encuentra en cantidades notables en la mayor parte de los yacimientos, pero siempre como accesorio. Normalmente aparece incluida en la pirita como cristales idiomorfos (fotog. núm. 27) o como agregados xenomorfos. En el mineral complejo observa una cierta tendencia a asociarse con las ban-

das ricas en Pb y Zn. A veces forma bellos cristales de sección rómbica incluidos en la ganga. Frecuentemente aparece parcialmente sustituida por pirita a partir de bordes, en algunos casos presentando pseudomorfismo.

Su origen primario parece evidente, a juzgar por su temprana generación y su disposición textural similar a la de la pirita primaria.

Estannina (Cu₂FeSnS₄)

Es un mineral bastante frecuente, pero siempre en muy pequeñas cantidades. Donde mayor significación alcanza es en el yacimiento de Neves Corvo, y ni aún en él llega a concentrarse en cantidades destacables en ninguna muestra. Debido a ello se presenta intersticial o como relleno de fracturas; en este último caso, a veces idiomorfo. También es muy frecuente encontrar esta especie asociada a esfalerita, a la que sustituye a partir de bordes en las zonas fracturadas (fotografía núm. 16). En alguna ocasión se presenta este mineral cementando galena (fotog. núm. 29), y en Sotiel forma, junto con calcopirita, una fina emulsión en esfalerita.

Bournonita (Pb₂SuSbS₃)

Sin ser su presencia general, se encuentra, sin embargo, en bastantes yacimientos, siempre esporádica. Aparece intersticial en pirita o como relleno de fracturas. También se presenta intercrecida con galena (fotog. núm. 29) o con esfalerita y cobre gris.

Meneghinita (Pb₁₂Sb₇S₂₃)

Es la sulfosal más frecuente en la región. Sin embargo, su presencia no es, ni mucho menos, general, y siempre aparece esporádicamente. Quizá en el yacimiento de Castillo de Buitrón es donde es más frecuente. Se encuentra siempre intersticial.

Casiterita (SnO₂)

Generalmente se presenta como pequeñas inclusiones en esfalerita (fotog. núm. 14). Su aparición está bastante extendida, aunque no ha sido posible identificarla en la totalidad de los yacimientos.

En el yacimiento de Neves Corvo, y únicamente en este yacimiento ha sido identificada en lámina transparente, casiterita hidrotermal, acompañada de la típica paragénesis micácea.

Minerales esporádicos

Hematites (Fe₂O₃)

Esta especie ha sido identificada en bastantes yacimientos, si bien en pequeñas cantidades (fotog. núm. 30).

Gudmundita (FeSbS)

Se ha identificado únicamente en tres de los yacimientos estudiados. Aparece formando parte del relleno de fracturas (fotog. núm. 31). También se presenta intercrecida con galena.

Mackinawita (FeS)

Sólo se ha encontrado esta especie en los yacimientos de Aljustrel y Sotiel en forma de pequeñas inclusiones en calcopirita.

Roquesita (CuInS₂)

Únicamente ha sido observada en el yacimiento de Neves Corvo formando, junto con ganga y cobre gris, el relleno de una fractura (fotog. número 32).

Cobaltina y alloclasa

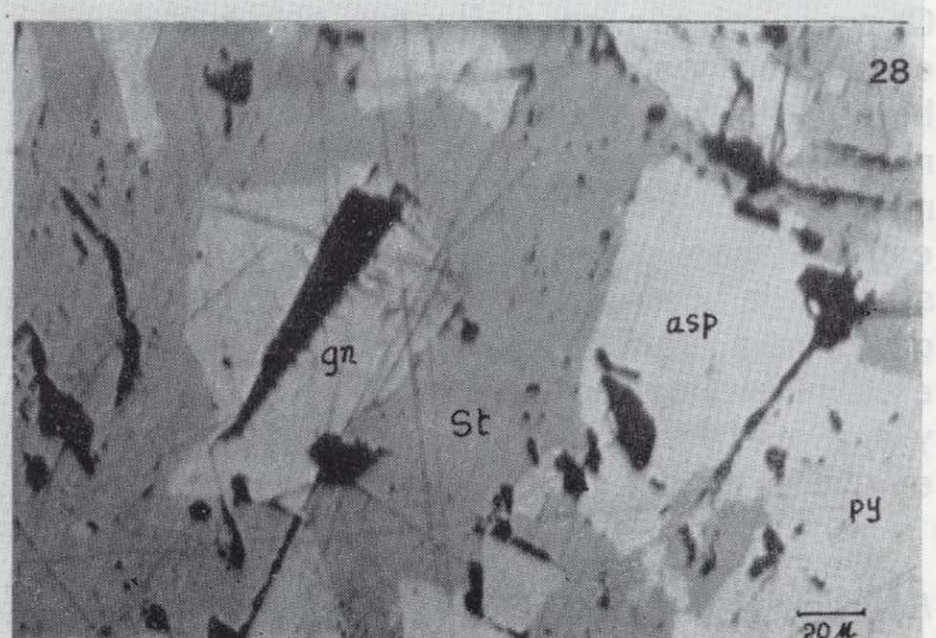
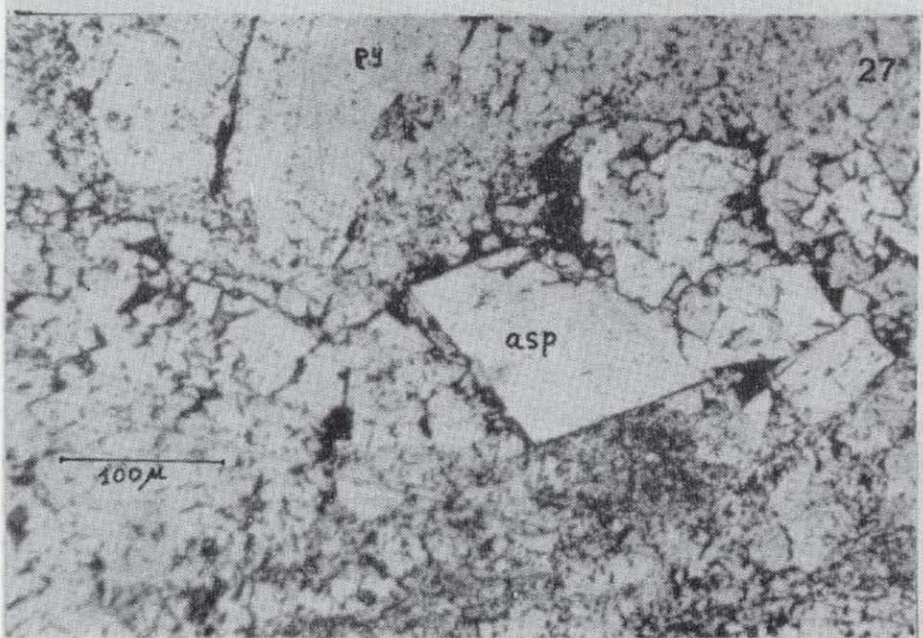
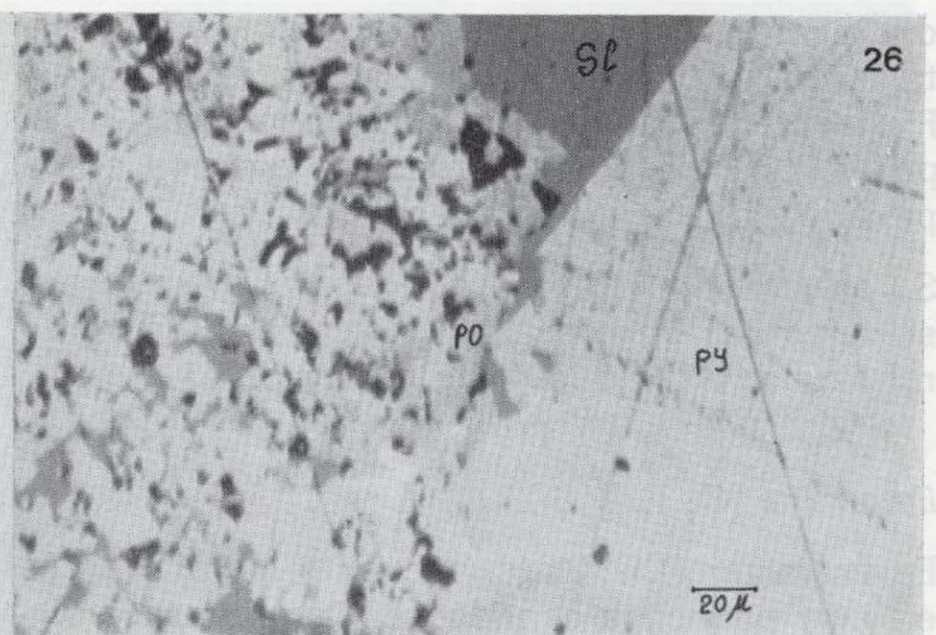
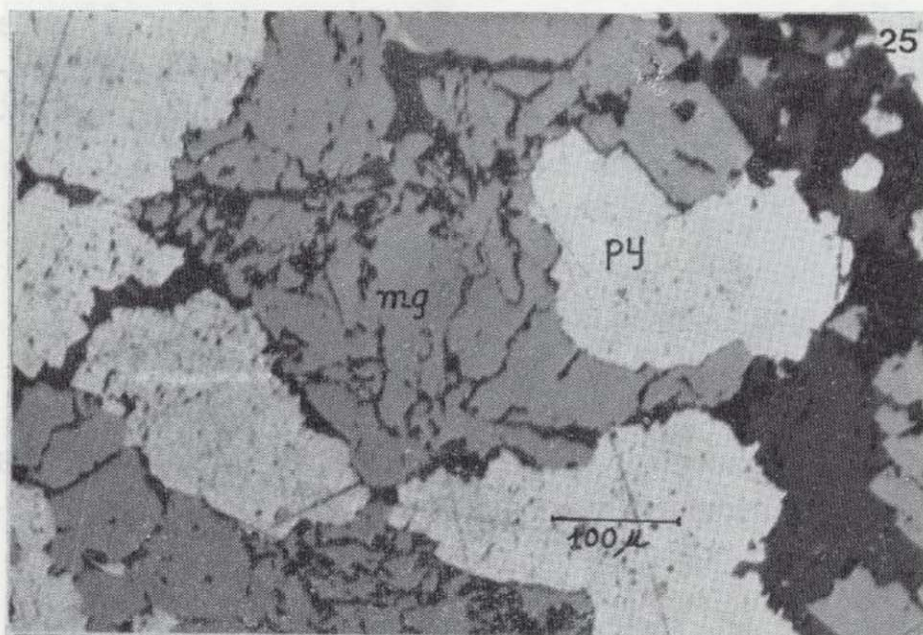
Cobaltina se ha observado en Tharsis diseminada en ganga, y alloclasa en Sotiel, sustituyendo a arsenopirita.

Enargita (Cu₃AsS₄)

Se ha identificado luzonita en Sotiel y, con ciertas dudas, debido a su pequeño tamaño, en Herrerías.

Sulfosales de Pb y Sb

Además de las ya descritas (cobres grises, meneghinita y bournonita), en la mina de La Zarza se ha observado posible boulangerita (Pb₅Sb₄S₄)



Fotografía núm. 25.—Yacimiento C. Guardas. N//.
Magnetita cementando granos de pirita.

Fotografía núm. 26.—Yacimiento C. Buitrón. N//.
Detalle de la matriz fina pirita-pirrotina-esfalerita, en la que se empastan porfiroblastos de pirita.

Fotografía núm. 27.—Yacimiento Aljustrel. N//.
Cristales automorfos de arsenopirita, con sus características formas rómbicas, parcialmente sustituidos por pirita posterior.

Fotografía núm. 28.—Yacimiento La Zarza. N//.
Pirita, arsenopirita y galena cementados por estannina.

y posible zinkenita ($Pb_6Sb_{14}S_{24}$) en forma de unos pequeños granos aislados de dudosa identificación.

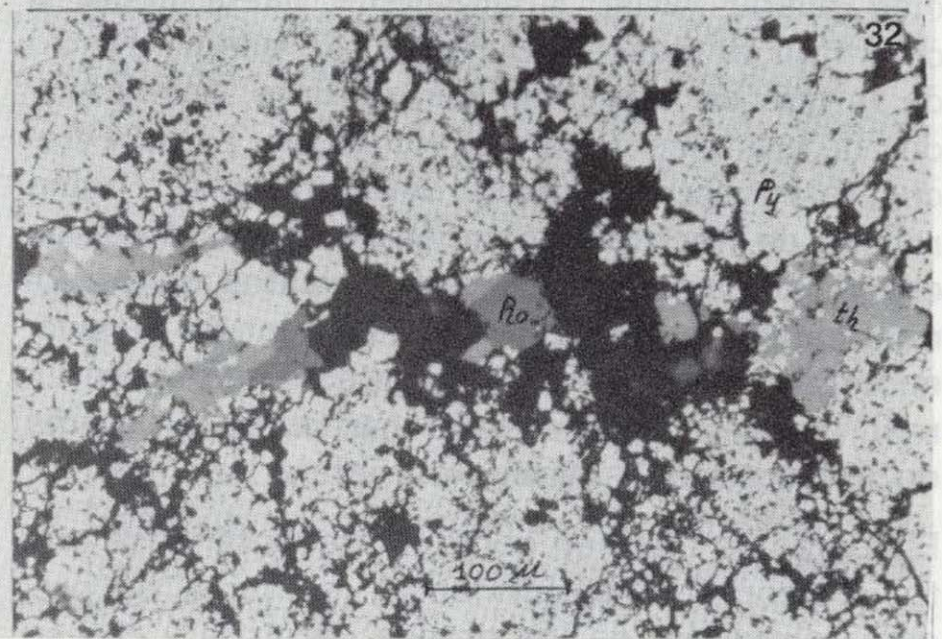
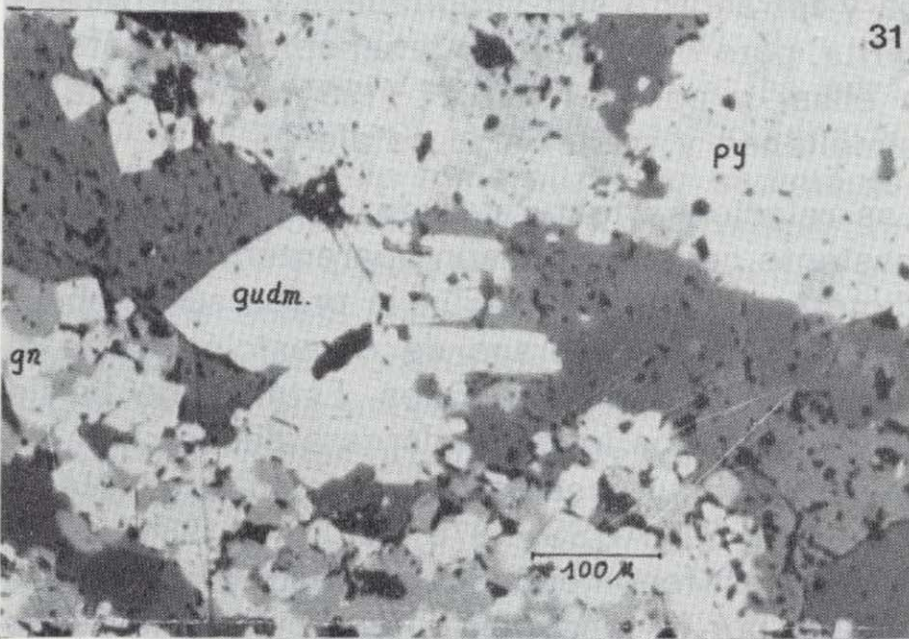
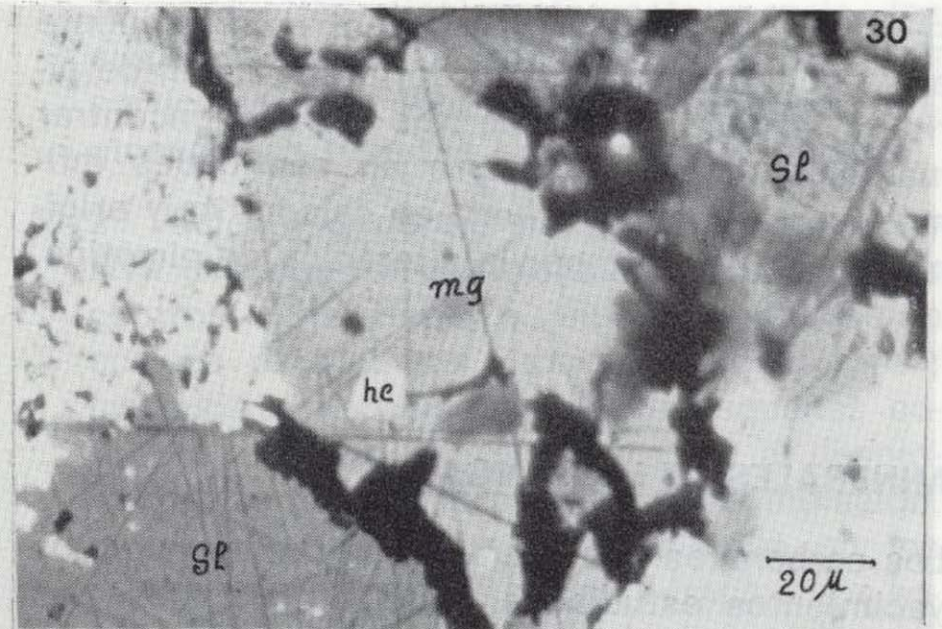
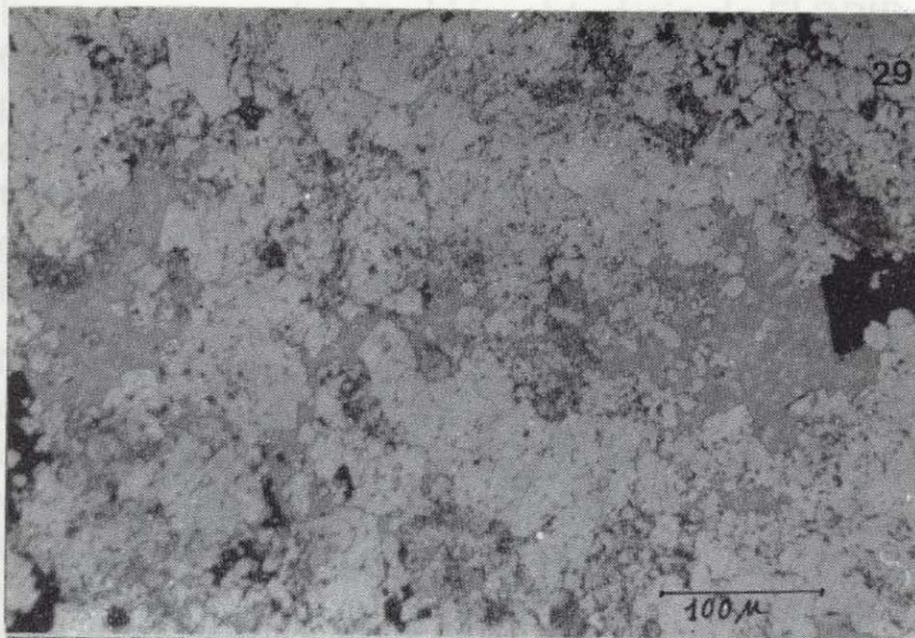
Minerales de bismuto

En Sotiel se ha identificado kobellita dentro de calcopirita, de la que se separa por un cordoncillo de cobre gris y galena, y también bismutina y bismuto nativo. En Río Tinto aparece bismutina intercrecida con wittichenita, o con cobre

gris y bismuto nativo. En este mismo yacimiento, y también en Concepción, asociadas a ganga silíceo-cloritosa, aparecen especies portadoras de bismuto de identificación dudosa, y en San Platón se ha observado aikinita. También en Aljustrel aparece bismuto nativo en galena.

Cubanita

Unicamente se han observado escasas láminas de cubanita en la calcopirita de Sotiel.



Fotografía núm. 29.—Yacimiento Tharsis. N//.
Intercrecimientos mirmequíticos de bournonita y galena.

Fotografía núm. 30.—Yacimiento San Platón. N//.
Grano de hematites empastado en magnetita.

Fotografía núm. 31.—Yacimiento C. Buitrón. N//.
Cristales de gudmundita en una fractura con relleno de ganga (cuarzo y carbonato). En la parte superior derecha aparece piritita impregnada de galena.

Fotografía núm. 32.—Yacimiento Neves Corvo. N//.
Fractura con relleno de cobre gris, ganga y roquesita. Mena piritica.

Oro nativo (*Electrum*) (Au)

Sólo en Herrerías se han podido detectar tres pequeñas partículas incluidas en piritita y calcopiritita de alta reflectividad y color blanco-amari-llento, que pudieran corresponder a oro nativo con alta proporción de plata.

Minerales secundarios

Fundamentalmente se trata de minerales de co-

bre descendente y de hierro. Entre los primeros es frecuente encontrar covellina sustituyendo a esfalerita y calcopiritita, y también calcosina descendente sustituyendo a calcopiritita. La bornita es mucho más escasa; sin embargo, su presencia es bastante constante, localizándose normalmente como pequeñas inclusiones en piritita. En algún caso ha aparecido también reemplazando a calcopiritita.

Entre los minerales de hierro el más frecuente es la goethita procedente de la alteración de pirita y magnetita. También es posible encontrar marcasita, aunque siempre en cantidades ínfimas, normalmente incluida en calcopirita y originada posiblemente por la alteración de pirrotina.

MINERALES DE LA GANGA

Los carbonatos aparecen extendidos a todos los yacimientos estudiados, aunque no a todas las zonas dentro de un mismo yacimiento. Su proporción puede variar ampliamente hasta llegar a constituir la masa fundamental de ganga, dentro de la que se empastan los sulfuros, acompañados de cristales de cuarzo idiomorfo. Es muy frecuente encontrar también estos minerales como relleno de fracturas acompañando a los diversos opacos. A veces aparecen idióblastos de carbonato incluidos en esfalerita o calcopirita masiva, encerrando inclusiones de estos mismos sulfuros. También se encuentra carbonato en forma de diminutas inclusiones en esfalerita.

El cuarzo es también general, presentándose tanto idiomorfo como formando «sombras de presión» alrededor de los granos de pirita y con su eje óptico normal a la superficie de contacto (fotog. núm. 33).

La presencia de clorita es también bastante constante, apareciendo como una matriz de granos diminutos o como láminas adosadas a los granos de pirita constituyendo «sombras de presión».

La barita y el yeso están mucho menos extendidos que los anteriores. El primer mineral se ha identificado en San Platón, Sierrecilla, San Telmo y La Zarza, y el segundo en Aljustrel y San Telmo. Sin embargo, las escasas láminas transparentes estudiadas no permiten deducir su ausencia en los demás.

Aparte de los minerales citados, se encuentran aquellos que pertenecen a fragmentos de la roca de caja más o menos alterada, presentándose bien como fundamentales (cuarzo, sericita, clorita, carbonato, biotita, moscovita), bien como accesorios (circón, rutilo, leucoxeno, ilmenita, grafito, etc.).

SUCESION

No existe en la bibliografía una descripción sistemática detallada de la sucesión mineral de la Faja Pirítica y las referencias a este respecto de los yacimientos que es posible encontrar en la literatura difieren según los diferentes autores. Parece existir bastante coincidencia en un grupo de investigadores respecto a la anterioridad de la pirita con respecto a los demás sulfuros, discrepando, en cambio, en lo que se refiere a las relaciones temporales entre estos últimos. Así, FINLAYSSON (1910) establece la secuencia calcopirita-esfalerita-galena; para BATEMAN (1927) y SCHOUTEN (1946) calcopirita, esfalerita, galena y tetraedrita son simultáneas y posteriores a pirita, para el primero la arsenopirita es anterior a ellas; y para STANTON (1964) calcopirita es simultánea y posterior a esfalerita.

Las relaciones texturales en la Faja Pirítica son bastante complejas y aún aparentemente contradictorias indicando, según la preparación observada, órdenes inversos de deposición entre algunas parejas de minerales. Este hecho ha llevado a algunos investigadores a deducir una deposición simultánea de todos los sulfuros (NATALE, 1969; STRAUSS, 1970; SIERRA, 1984), explicando los fenómenos de relleno y reemplazamiento por la tendencia diferencial de las especies al idiomorfismo, y por removilización posteriores a la deposición a favor de la diagénesis y el metamorfismo.

Según nuestras observaciones, sin embargo, existe un orden bien definido de deposición. La confusión se establece por la existencia de varias generaciones para una misma especie, lo que enmaraña la interpretación de las relaciones texturales. Estas generaciones reflejan procesos sucesivos, cada uno de los cuales origina una mineralogía y unos rasgos texturales característicos. La mineralogía y textura de las diferentes menas no es sino el resultado de la interacción de estos procesos, actuando en unas y otras zonas, con distintas intensidades relativas.

Describiremos secuencialmente, en consecuencia, el conjunto de caracteres (facies textural) impreso por cada uno de los procesos. Este sistema tiene un precedente en BARTON (1978), quien divide las menas de Kuroko de acuerdo con su granulometría y otras características, en: menas primitivas, finas, y menas gruesas. En esta

línea se encuentra también el trabajo de ELDRIDGE et al. (1983), quienes establecen tres facies paragenéticas y texturales, las dos primeras coincidentes con las de BARTON, mientras que la tercera describe la calcopirita masiva que, según estos autores, reemplaza a los sulfuros de la segunda facies en las zonas cobrizas.

Nuestro esquema es algo más complejo que el de los autores citados, pues la mena primitiva de BARTON (facies 1 de ELDRIDGE et al.) se divide aquí en dos facies, según que los rasgos texturales indiquen una deposición primaria o una resedimentación del material. Además, las facies 2 y 3 de ELDRIDGE se corresponden aproximadamente con las facies 3 y 4 de nuestro esquema, pero con ciertas diferencias: Para nosotros, ambas facies corresponden a las paragénesis originadas por la acción de líquidos hidrotermales sobre la mineralización sedimentaria una vez depositada (facies 3 para temperaturas en ascenso y 4 para temperaturas en descenso). Establecemos, además, para la Faja Pirítica una quinta facies, constituida por todos aquellos rasgos texturales impresos por la diagénesis y el incipiente metamorfismo posterior al proceso mineralizante.

Esta forma de tipificar las menas de sulfuros complejos implica una toma de postura respecto a su génesis, resultado del análisis e interpretación de nuestras observaciones. Cada facies corresponde a un proceso generador de especies y/o texturas. Estos procesos implican un sistema geotérmico con temperaturas ascendentes en una primera etapa y descendentes en una segunda. Las facies y procesos correspondientes serían los siguientes:

* 1.^a Facies.—Texturas finas, coloidales, esponjosas y fajeadas, formadas mediante precipitación de sulfuros por mezcla de los fluidos de un sistema exhalativo submarino, con el agua del mar. Se generan texturas coloidales por el brusco cambio térmico, cuando la emisión de los fluidos es relativamente tranquila. Si los fluidos, en cambio, son emitidos a presión por estructuras chimeneicas del tipo de las descritas por GOLDFARB et al. (1983) en las exhalaciones de la Dorsal Este-Pacífica 21° N, puede llegarse a constituir un chorro de fluido exhalado, que se elevaría varios metros dentro de la lámina de agua sin mezclarse apreciablemente con agua oceánica.

Al producirse, finalmente, esta mezcla, los sulfuros precipitan, formando una lluvia de partículas finas sobre el fondo oceánico y originando las texturas esponjosas y fajeadas.

- * 2.^a Facies.—Generada por fracturación explosiva del material ya formado, al sellarse los centros exhalativos, e impermeabilizarse la corteza externa del montículo de sulfuros; transporte mecánico mediante pequeñas corrientes de turbidez, debidas, bien al desplome de los taludes formados por acumulación, bien a la existencia de pendientes en los puntos de exhalación; caída de fragmentos sobre lodos sulfurados, procedentes de las explosiones, o arrancados por exhalaciones violentas en estructuras tipo chimenea; redeposición de todos estos elementos. Estos procesos originan granoclasificación, deslizamientos, presencia de clastos gruesos en matriz fina del mismo material, etc.
- * 3.^a Facies.—Producida por la invasión del montículo de sulfuros ya formado, por los mismos fluidos hidrotermales que le han dado origen, dentro, todo ello, de un sistema geotérmico con temperaturas ascendentes. Son frecuentes los fenómenos de reemplazamiento por nuevos minerales (ya que temperaturas crecientes, en principio, implican solubilidades crecientes) y la recristalización de los preexistentes.
- * 4.^a Facies.—Texturas originadas durante el decaimiento del sistema geotérmico que aporta los fluidos hidrotermales. Se produce relleno de microfracturas y zonas porosas por minerales de cada vez menor temperatura; los fenómenos de reemplazamiento son muy escasos o inexistentes.
- * 5.^a Facies.—Poligonización postcinemática de las menas, por disolución y reprecipitación, acompañada del crecimiento de porfiroblastos. Formación de sombras de presión de cuarzo, clorita y calcopirita removilizada, alrededor de los granos de pirita.

Por razones de exposición, las facies se han presentado en un orden cronológico. Sin embargo, hay que hacer notar que los procesos descritos se solapan en el tiempo, es decir, en un mismo yacimiento en formación, en un preciso momento, pueden estar originándose facies distintas en

diferentes partes del depósito. Más adelante, al tratar del modelo genético, se explicita con mayor amplitud esta afirmación.

DISCUSION DE LAS PARAGENESIS Y SUCESION

Las relaciones de sucesión observadas pueden esquematizarse de la siguiente forma:

Facies 1.ª y 2.ª

Las texturas colomorfas y finas de la pirita indican un rápido enfriamiento. Estas texturas resultan afectadas por los procesos posteriores. Por todo ello las interpretamos como deposición por mezcla de agua marina con los fluidos hidrotermales.

A esta pirita primaria acompañan a veces algo de esfalerita, calcopirita y galena, bien como parte de las estructuras colomorfas (fotog. números 2 y 3), bien formando bandas con pirita fajeada. La génesis de esta última textura pudiera deberse a fluctuaciones en los aportes, pero esta explicación resulta artificiosa, pues habría que explicar, a su vez, el origen de esas rápidas y sucesivas fluctuaciones. Más lógico parece suponer que el bandeado pudiera deberse a deposición mecánica, obedeciendo a factores tales como la densidad. La recristalización posterior borraría la estructura clástica original de la esfalerita, galena y calcopirita. Este podría ser el origen de una parte del bandeado. Sin embargo, existen abundantes rasgos texturales que nos inducen a pensar que un mecanismo genético totalmente diferente, el reemplazamiento hidrotermal selectivo a lo largo de zonas de debilidad estructural y/o química, es parcialmente responsable también del bandeado. Este mecanismo será examinado más adelante.

Acompañando a esta pirita, que denominamos primaria, y sustituidos por otra pirita posterior, aparecen dispersos granos y cristales idiomorfos de arsenopirita (fotog. núm. 27). En consecuencia, este mineral se debió formar junto con la pirita primaria a partir del arsénico existente.

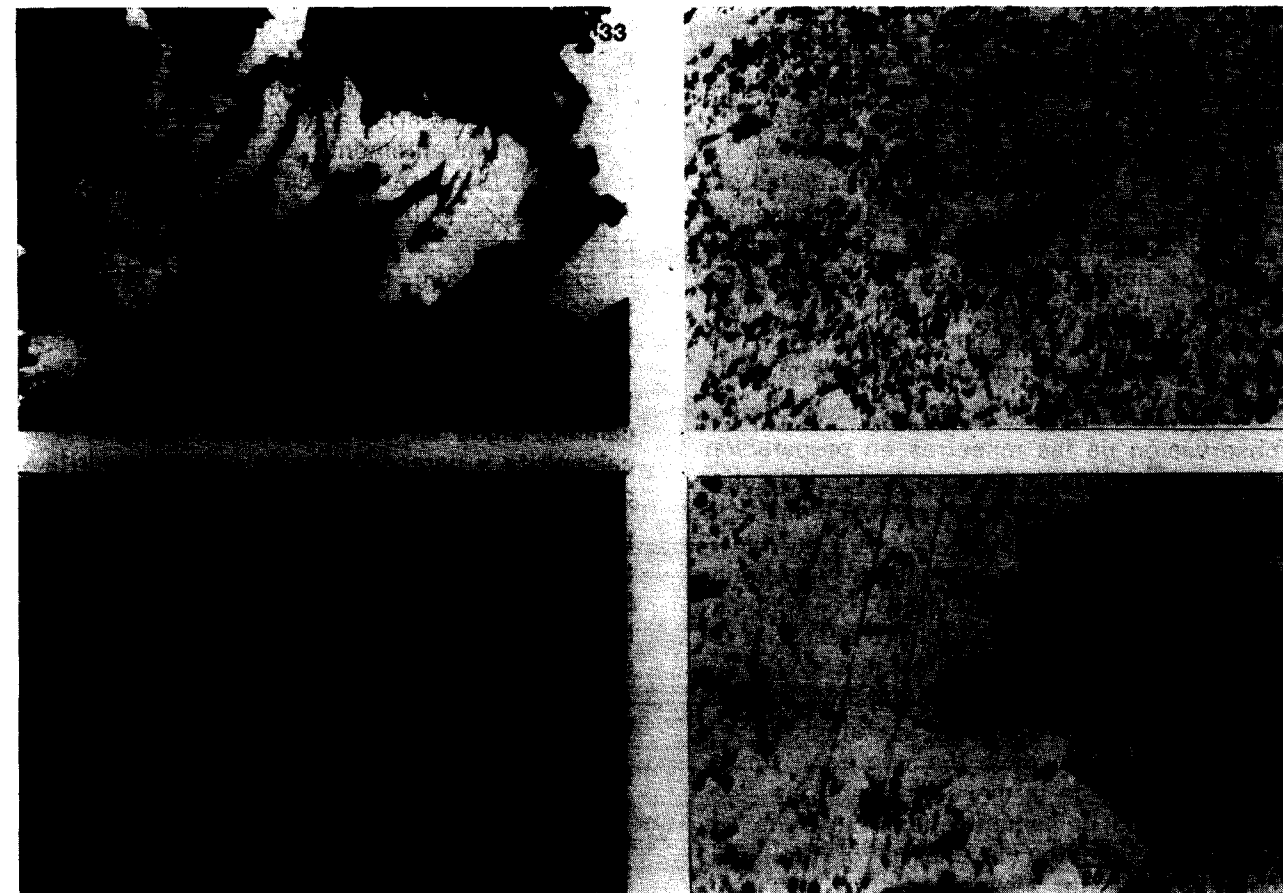
También pertenecen a esta etapa las capas de magnetita que se encuentran en algunos depósi-

tos, por ejemplo, en la base del yacimiento de La Zarza, Castillo de las Guardas, etc. En estas capas aparecen rasgos de sedimentación análogos a los observados en la pirita (fotog. núm. 34). Parte de esta magnetita, sin embargo, se debió depositar como hematites, tal como muestran las texturas de reemplazamiento pseudomórfico observadas en Mina Concepción (fotog. núm. 35). La secuencia de formación de magnetita con posterioridad a la primera pirita y anterioridad a la esfalerita se refleja claramente en la fotografía núm. 24. En esta fotografía se observa un fajeado entre pirita y magnetita. Esta última cementa a la primera, que aparece recristalizada en el seno de las bandas ricas en el óxido. La esfalerita forma un relleno en oquedades tapiadas de elementos idiomorfos de magnetita.

Hacia el final de este ciclo se debieron generar algunos sulfuros tales como bornita y pirrotina, de donde proceden las diminutas inclusiones de estos minerales, en pirita temprana recristalizada.

De la mineralogía y texturas observadas se deduce la existencia de unas condiciones oxidantes (generación de hematites) que progresivamente se van haciendo más reductoras (reemplazamiento por magnetita). A medida que la temperatura de los fluidos emitidos va siendo mayor, aumenta su capacidad de transportar metales y azufre en disolución. Ello origina un descenso del pH y la formación de pirita, junto con ciertas cantidades (si bien todavía poco significativas) de pirrotina, bornita, calcopirita, esfalerita, tetraedrita y galena.

En esta etapa ya se debieron haber acumulado una cierta cantidad de sulfuros masivos, fundamentalmente pirita, con lo que se originan los fenómenos explosivos y corrientes de turbidez anteriormente descritos. En los lodos caen fragmentos de los materiales que forman las chimeneas levantadas alrededor de los centros de emisión, junto con otros procedentes de las costras impermeables. Todo ello da lugar a la aparición de clastos en lodos finos piríticos (fotog. número 5), granoclasificación (fotog. núm. 1) y deslizamientos subacuáticos con aparición de estructuras caóticas (fotog. núm. 4). Ahora, los fluidos antes de ser emitidos tienen que atravesar los sulfuros ya formados, con lo que comienzan a originarse las texturas correspondientes a la tercera facies.



Fotografía núm. 33.—Yacimiento Mina Lancha. N X.
Sombras de presión del cuarzo sobre granos de pirita. La curvatura de los cristales indica el sentido de rotación de los granos.

Fotografía núm. 34.—Yacimiento C. Guardas. N//.
Granos de magnetita en una matriz de magnetita esponjosa.

Fotografía núm. 35.—Yacimiento Concepción. N//.
Textura esquelética de magnetita en pirita masiva.

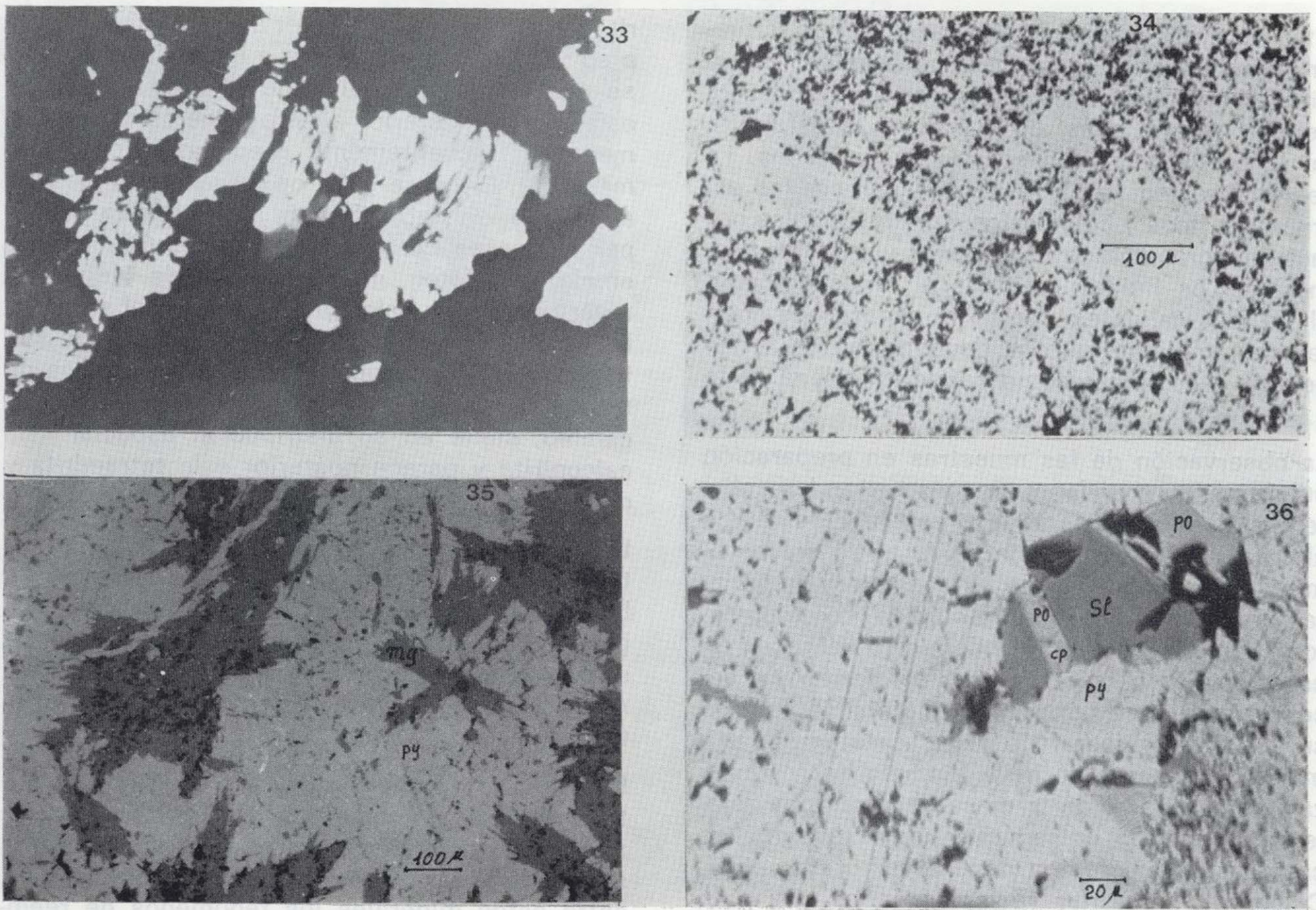
Fotografía núm. 36.—Yacimiento C. Buitrón. N//.
Pirrotina idiomorfa con calcopirita, en esfalerita intersticial.

3.ª Facies

Con el ascenso de temperatura, los fluidos transportan mayores cantidades de Pb, Zn y azufre. La estructura fajeada de la pirita depositada proporciona zonas de permeabilidad diferencial a la circulación de estos fluidos, dando lugar a la formación del bandeado mineralógico por sustitución de la pirita, y a su recristalización en las proximidades de las bandas de mineral complejo así originadas (fotog. núms. 12, 37, 38). Cuando

existe antimonio se forma tetraedrita. Si no es así, el escaso cobre aportado precipita como una cierta cantidad de calcopirita que suele acompañar al mineral rico en Pb-Zn.

A escala de yacimiento, la percolación ascendente de los fluidos hidrotermales va formando un zonado mineralógico, que se corresponde con la migración hacia arriba de las isothermas. Desde la periferia hacia los centros de emisión, algo de pirita es reemplazada por pirrotina y esfale-



Fotografía núm. 33.—Yacimiento Mina Lancha. N X.
Sombras de presión del cuarzo sobre granos de pirita. La curvatura de los cristales indica el sentido de rotación de los granos.

Fotografía núm. 34.—Yacimiento C. Guardas. N//.
Granos de magnetita en una matriz de magnetita esponjosa.

Fotografía núm. 35.—Yacimiento Concepción. N//.
Textura esquelética de magnetita en pirita masiva.

Fotografía núm. 36.—Yacimiento C. Buitrón. N//.
Pirrotina idiomorfa con calcopirita, en esfalerita intersticial.

3.ª Facies

Con el ascenso de temperatura, los fluidos transportan mayores cantidades de Pb, Zn y azufre. La estructura fajeada de la pirita depositada proporciona zonas de permeabilidad diferencial a la circulación de estos fluidos, dando lugar a la formación del bandeo mineralógico por sustitución de la pirita, y a su recrystalización en las proximidades de las bandas de mineral complejo así originadas (fotog. núms. 12, 37, 38). Cuando

existe antimonio se forma tetraedrita. Si no es así, el escaso cobre aportado precipita como una cierta cantidad de calcopirita que suele acompañar al mineral rico en Pb-Zn.

A escala de yacimiento, la percolación ascendente de los fluidos hidrotermales va formando un zonado mineralógico, que se corresponde con la migración hacia arriba de las isothermas. Desde la periferia hacia los centros de emisión, algo de pirita es reemplazada por pirrotina y esfale-

rita; las tres especies son atacadas por tetraedrita; todas ellas, a su vez, por galena, estannita y, finalmente, por calcopirita. La calcopirita se encontraría, pues, en la base y la esfalerita en la periferia de los sulfuros acumulados. La recristalización va haciendo desaparecer las estructuras finas y colomorfas, sustituyéndolas por facies de granulometrías groseras y cristales idiomorfos. Los fluidos emitidos al fondo del mar, ahora más calientes, serían ya capaces de aportar cinc y plomo, que se depositarían en la superficie de la masa como esfalerita-galena de la 1.ª facies.

La observación de las muestras en preparación pulida aporta abundantes rasgos texturales coherentes con la sucesión expresada. Ejemplo de ello es la recristalización de la pirita en los límites con las bandas de carbonatos y de mineral complejo anteriormente aludida. Los elementos idiomorfos del sulfuro de hierro aparecen en estas bandas cementadas por esfalerita, y a veces se aprecian careados y engolfamientos, en su seno, del mineral de cinc. La fotografía número 39 presenta un bello ejemplo de reemplazamiento general de la masa de pirita por esfalerita, quedando únicamente como testigos las capas más resistentes de una textura coloidal. Calcopirita posterior reemplaza a su vez a la esfalerita mostrando claramente la secuencia.

En la fotografía núm. 40 aparece también nítidamente establecida la secuencia; unos cristales de arsenopirita aparecen cementados por pirita posterior; la masa se ha fracturado y en la fractura se ha introducido esfalerita; los bordes de la fractura se corresponden groseramente, de donde se deduce la existencia de incipiente reemplazamiento; nuevamente la calcopirita reemplaza al mineral de cinc, formando una fina emulsión y rellenos intersticiales.

La posición temporal de generación de pirrotina se muestra en la fotografía núm. 36, donde un elemento idiomorfo aparece embutido en esfalerita y con reemplazamiento pseudomórfico parcial por calcopirita.

En Neves Corvo y en Río Tinto, en una masa de calcopirita posterior, aparecen embutidos granos de pirita fracturados y con relleno de esfalerita (fotog. núm. 46). En Sierrecilla, Sotiel y San Plátón los granos de esfalerita presentan microfisuras con relleno de tetraedrita, galena y calcopi-

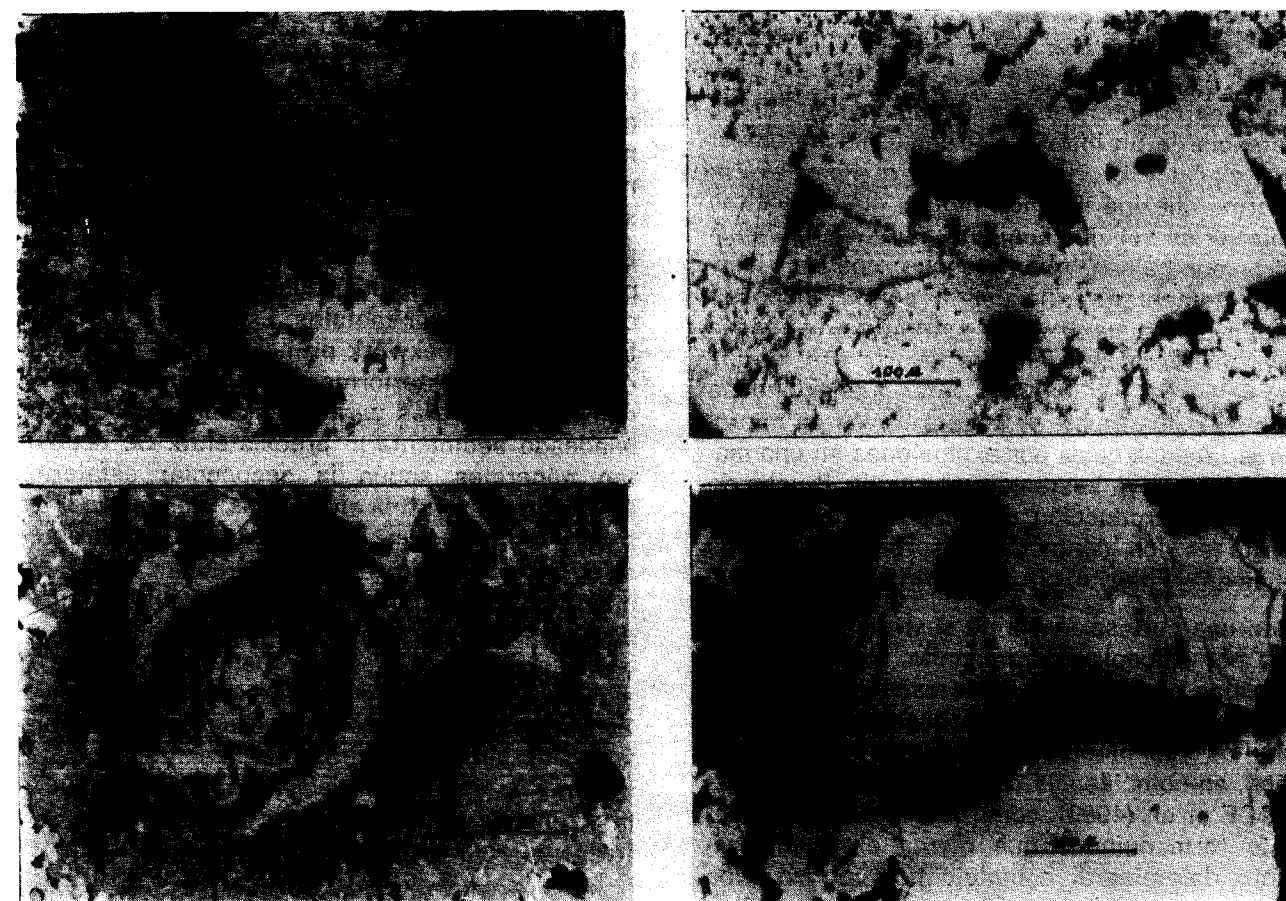
rita (GARCIA DE MIGUEL et al., 1986). La galena, a su vez, debe ser anterior a calcopirita, ya que se asocia fundamentalmente con las bandas de esfalerita y posterior a este mineral al que cementa y frecuentemente reemplaza (fotog. número 18). El cobre gris, en su variedad rica en antimonio, se debió formar antes que la galena por la que es cementado e incipientemente reemplazado (fotog. núm. 22) y desde luego con anterioridad a la calcopirita, como se observa en la fotografía núm. 41, donde láminas de este sulfuro han rellenado microfisuras entre granos de tetraedrita y esfalerita. La variedad arsenical, en cambio, sigue en su distribución espacial a la calcopirita y parece posterior a la tetraedrita y de mayor temperatura que ella.

La escasa estannina existente en los yacimientos se ha encontrado reemplazando a esfalerita, bien a partir de bordes de grano (fotog. núm. 16), bien formando una emulsión en su seno de forma similar a la calcopirita (únicamente en Sotiel). Además, también aparece cementada galena (fotog. núm. 28).

El intervalo térmico entre esfalerita - galena - tetraedrita debió ser corto; ello se deduce de la similar distribución espacial de estas especies siguiendo preferentemente el bandeado; además, entre estos minerales los fenómenos de reemplazamiento no son especialmente agresivos. La calcopirita (junto con estannita, tenantita, minerales de bismuto, etc.), sigue un patrón espacial de distribución dentro de los yacimientos bastante diferente, disponiéndose, preferentemente, según un microstockwork, en la masa de sulfuros, por lo que parece claramente posterior. Las señales de reemplazamiento son mucho más conspicuas, indicando un intervalo térmico más significativo. Las sulfosales de Pb parecen asociarse temporal y espacialmente con la galena, y la casiterita con el sulfuro de cinc.

Testigos también de la secuencia que se expone son las venas mineralizadas en la denominada pizarra cobriza de Sotiel, donde aparece pirita crustificada por esfalerita y ambas sustituidas por calcopirita y carbonato a partir del eje de estas estructuras (fotog. núm. 45).

Como se ha descrito anteriormente, la calcopirita muestra un tipo de distribución, dentro de la masa de sulfuros, distinto al del mineral complejo. Mientras que este último se suele encon-



Fotografía núm. 37.—Yacimiento Tharsis, N//. Gudmundita con galena de relleno intersticial en una masa de pirita y esfalerita. Obsérvese la recristalización de la pirita en la banda de mineral de cinc.

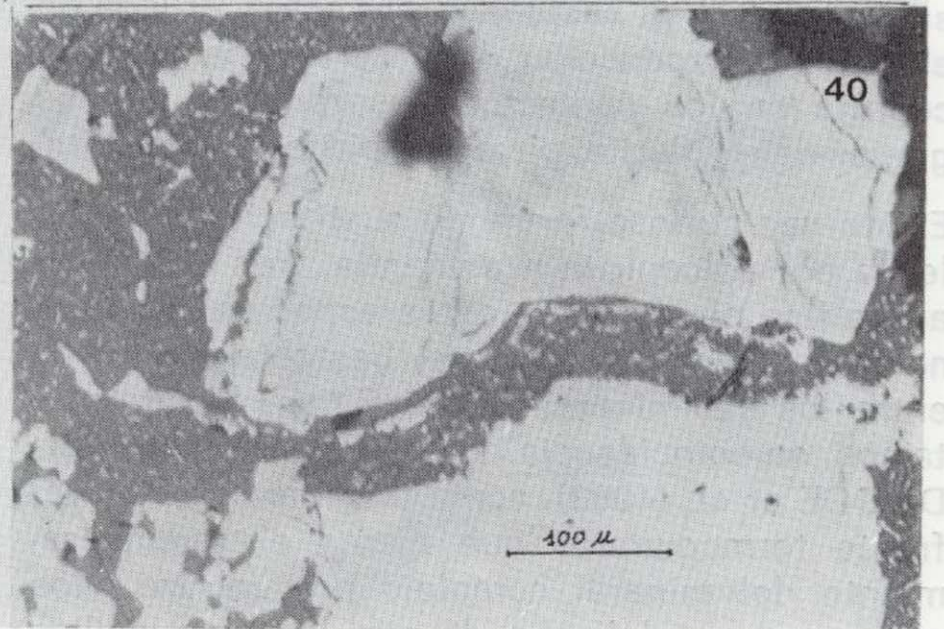
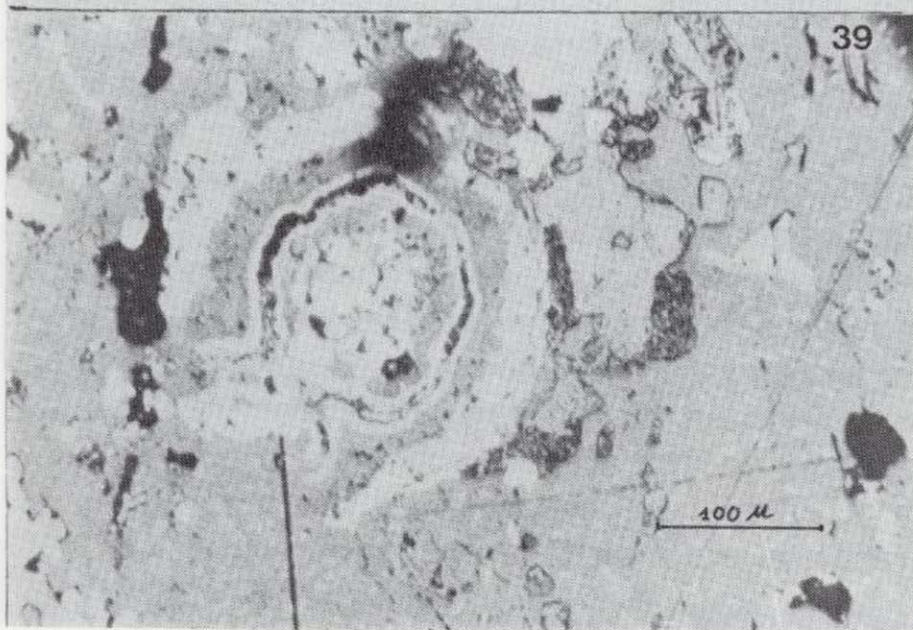
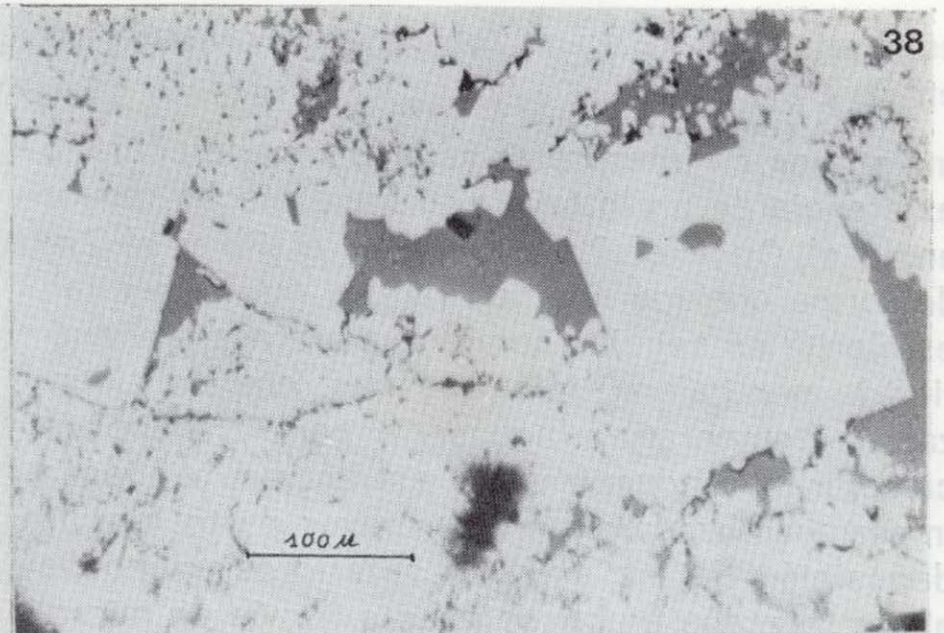
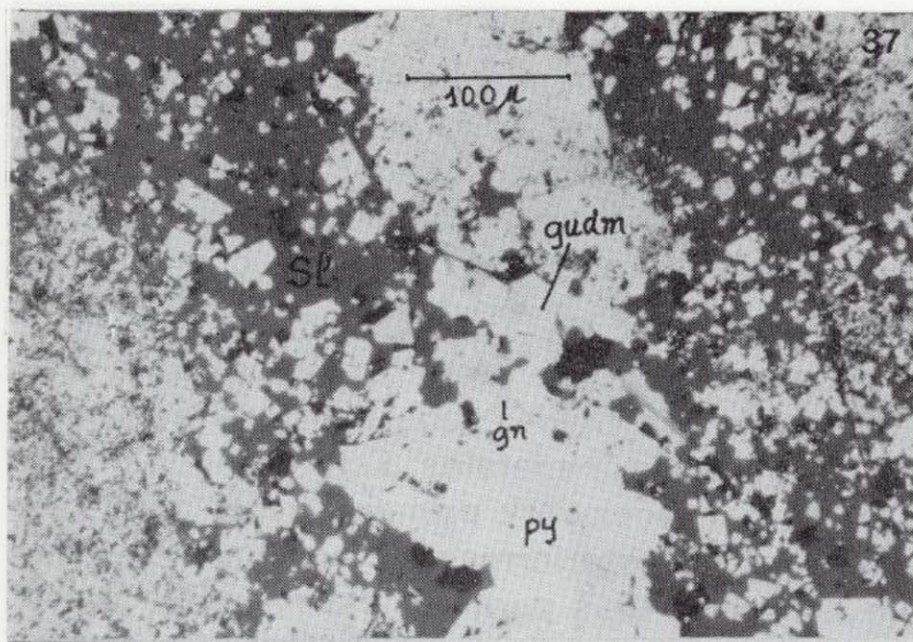
Fotografía núm. 38.—Yacimiento Sotiel, N//. Fisura en la masa piritica sin consolidación con relleno de esfalerita y pirita recristalizada que engloba inclusiones ameboides del mineral de cinc.

Fotografía núm. 39.—Yacimiento Sotiel, N//. Sustitución de los sulfuros sedimentarios por esfalerita. Como testigos quedan algunas capas más resistentes de estructuras coloidales y framboidales (estas últimas no se aprecian en la fotografía). La esfalerita, a su vez, muestra reemplazamiento parcial por calcopirita posterior, que comienza formando la característica emulsión.

Fotografía núm. 40.—Yacimiento Sotiel, N//. Un cristal de arsenopirita aparece parcialmente sustituido a partir de los bordes por pirita. El conjunto presenta una microfractura con relleno de esfalerita. Calcopirita posterior reemplaza a su vez, al mineral de cinc, formando la característica emulsión. La sucesión es evidente.

trar bandeado, y raramente formando un microstockwork en la pirita cataclástica, al sulfuro de cobre le ocurre lo contrario. Al hacerse más abundante el mineral cobrizo, se llega a formar una masa en la que sólo quedan restos corroídos de pirita, esfalerita, galena y tetraedrita (fotog. núm. 21), y aun cuando la calcopirita apa-

rece en bandas, estas estructuras, como ya advierten ROUTHIER et al. (1980), muestran a veces conexiones laterales entre sí. Además, desde el punto de vista de la zonalidad química, la distribución del cobre dentro de los yacimientos se aleja de las zonas de mineral complejo, de forma que las áreas ricas en calcopirita sólo cir-



Fotografía núm. 37.—Yacimiento Tharsis. N//.

Gudmundita con galena de relleno intersticial en una masa de pirita y esfalerita. Obsérvese la recristalización de la pirita en la banda de mineral de cinc.

Fotografía núm. 38.—Yacimiento Sotiel. N//.

Fisura en la masa pirítica sin consolidación con relleno de esfalerita y pirita recristalizada que engloba inclusiones ameboides del mineral de cinc.

Fotografía núm. 39.—Yacimiento Sotiel. N//.

Sustitución de los sulfuros sedimentarios por esfalerita. Como testigos quedan algunas capas más resistentes de estructuras coloidales y framboidales (estas últimas no se aprecian en la fotografía). La esfalerita, a su vez, muestra reemplazamiento parcial por calcopirita posterior, que comienza formando la característica emulsión.

Fotografía núm. 40.—Yacimiento Sotiel. N//.

Un cristal de arsenopirita aparece parcialmente sustituido a partir de los bordes por pirita. El conjunto presenta una microfractura con relleno de esfalerita. Calcopirita posterior reemplaza a su vez, al mineral de cinc, formando la característica emulsión. La sucesión es evidente.

trar bandeado, y raramente formando un microstockwork en la pirita cataclástica, al sulfuro de cobre le ocurre lo contrario. Al hacerse más abundante el mineral cobrizo, se llega a formar una masa en la que sólo quedan restos corroídos de pirita, esfalerita, galena y tetraedrita (fotog. núm. 21), y aun cuando la calcopirita apa-

rece en bandas, estas estructuras, como ya advierten ROUTHIER et al. (1980), muestran a veces conexiones laterales entre sí. Además, desde el punto de vista de la zonalidad química, la distribución del cobre dentro de los yacimientos se aleja de las zonas de mineral complejo, de forma que las áreas ricas en calcopirita sólo cir-

cunstancialmente coinciden con las enriquecidas en Pb-Zn.

Insistimos en interpretar este fenómeno como la existencia de un intervalo térmico mucho mayor entre el Cu y el Pb, que entre el Pb y el Zn; de forma que los mismos fluidos que depositan esfalerita en seguida comienzan a atacarla y sustituirla por galena, mientras que, cuando alcanzan la temperatura necesaria para transportar calcopirita, encuentran la estructura bandeada impermeabilizada ya en su mayor parte, por la deposición de los sulfuros anteriores, viéndose ahora forzados a abrirse paso a través de microfisuras creadas quizá por explosiones en una masa de mineral ya bastante endurecida. Prueba de ello es la introducción de finas láminas de calcopirita en los contactos desprendidos de los granos de esfalerita, pirrotina, pirita y tetraedrita.

Existe una curiosa forma de sustitución de esfalerita por calcopirita y estannita. Nos referimos a una fina emulsión de estas especies en el mineral de cinc. Esta textura, bastante extendida entre los yacimientos de este tipo, la interpretamos, en coincidencia con BARTON (1978) y ELDRIDGE et al. (1983), como la primera señal del frente termoquímico que marca el reemplazamiento del mineral complejo por cobrizo. Nos apoyamos en el hecho de que los cuerpecillos de estos sulfuros son más abundantes en las zonas del mineral de cinc en contacto con vías de aporte y deposición del sulfuro de cobre, mientras que las zonas alejadas se encuentran casi desprovistas (fotog. núm. 13). Además, las «gotas» tienden a disponerse según planos de macla y bordes de grano de la esfalerita, avanzando la sustitución a partir de las zonas de mayor debilidad estructural, como ha revelado el estudio de preparaciones pulidas atacadas por métodos químicos.

La estannita precede ligeramente a la calcopirita durante el ciclo de temperaturas en ascenso. Es muestra de ello la presencia de granos de esfalerita sustituidos en sus bordes por el mineral de estaño y cementados por calcopirita.

Cuando la calcopirita (al igual que la esfalerita y galena, aunque menos frecuentemente) invade una estructura coloidal, tiende a seguir las capas, mimetizando un crecimiento coetáneo (fotog. número 43). Sin embargo, la frecuente presencia de fisuras normales a las capas rellenas por el sul-

furo de cobre, señala su carácter posterior (fotog. núm. 42). Ello nos lleva a suponer que la mayor parte de los sulfuros (otros que pirita) que se presentan como colomorfos son probablemente posteriores y originados por reemplazamiento selectivo, en concordancia con la sucesión que venimos exponiendo.

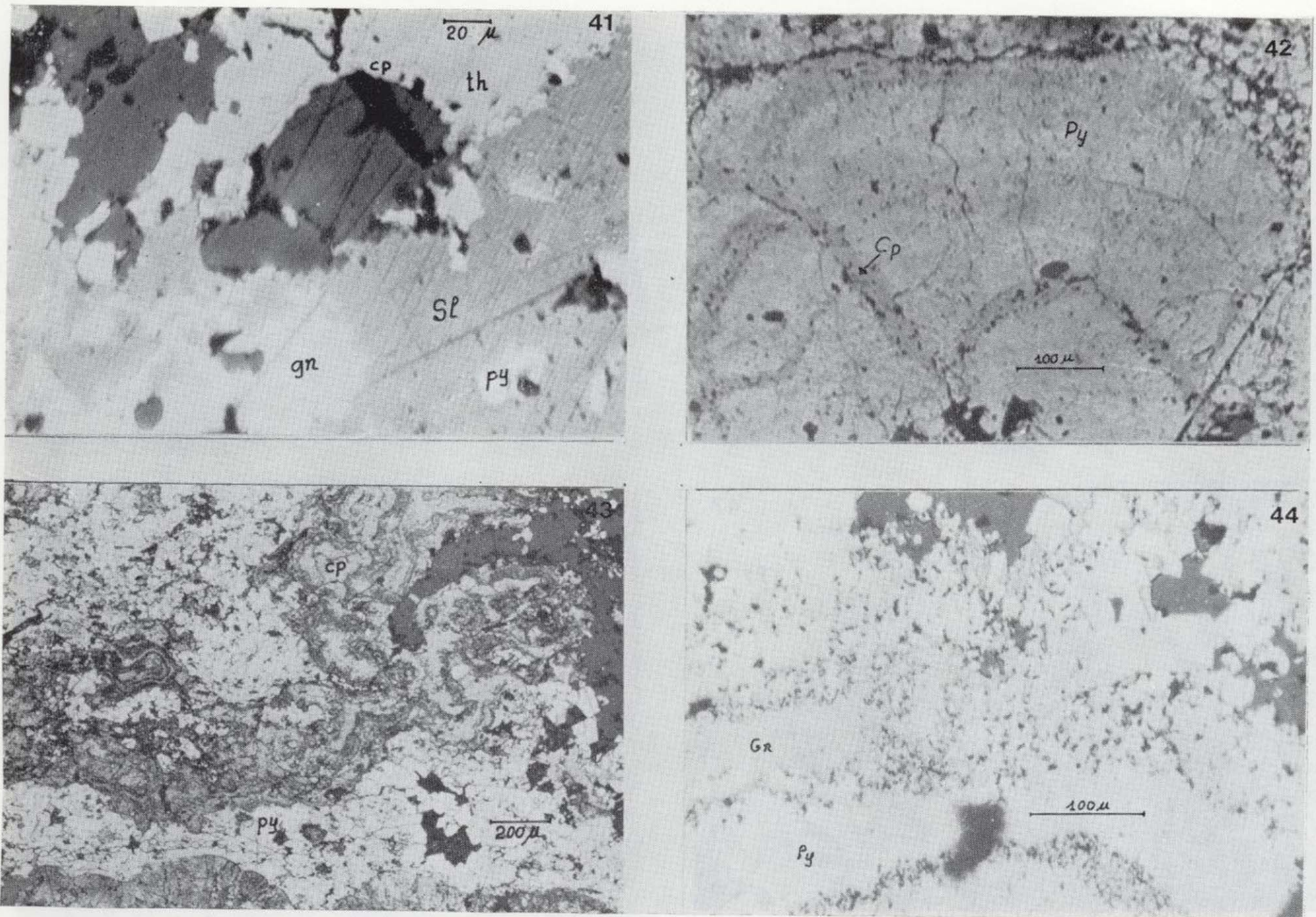
En resumen: Durante esta fase asciende la temperatura de los fluidos, que ahora ya son capaces de transportar metales. Estos fluidos atacan la pirita del stockwork primero, y del montículo de sulfuros posteriormente, sustituyéndola según las zonas más permeables marcadas por el bandeado sedimentario preexistente. Se depositan minerales según la secuencia: esfalerita (con algo de pirrotina en algunos yacimientos) tetraedrita-galena. La impermeabilización progresiva del bandeado y la fracturación, cada vez más frecuente, del montículo de sulfuros, proporcionan nuevas vías a los aportes hidrotermales, que ahora ya pueden transportar cobre (con algo de estaño y bismuto). Debido al aumento de temperatura, los fluidos no se encuentran ahora saturados en los sulfuros previamente depositados, por lo que atacan, sobre todo, a la esfalerita y, en menor proporción, a pirita, galena y tetraedrita, reemplazándolas por calcopirita.

4.º Facies

El inevitable decaimiento del sistema geotérmico origina un progresivo descenso en la temperatura de los fluidos mineralizantes que atraviesan la masa de sulfuros. La secuencia de mineralizaciones durante esta etapa es ahora inversa a la descrita en el apartado anterior para temperaturas ascendentes, y muy inferior el volumen de material depositado. Son raros los reemplazamientos, y las texturas más destacables en esta facies están constituidas por los rellenos de microfracturas en una masa mineral ya relativamente consolidada con respecto a períodos anteriores, por lo que los bordes de estas fracturas suelen ser más netos y definidos que los de las que aparecen en las facies precedentes.

Calcopirita, carbonato y galena forman el relleno más extendido, pero también aparecen tetraedrita, pirita, gudmudita, bournonita y estannita.

A veces la sucesión establecida por el descenso térmico del circuito hidrotermal es reconocida por la presencia de minerales de menor tempe-



Fotografía núm. 41.—Yacimiento San Platón. N//.

Lámina de calcopirita en el contacto entre cobre gris y esfalerita. Este último mineral presenta emulsión de calcopirita.

Fotografía núm. 42.—Yacimiento C. Buitrón. N//.

Textura coloidal formada por capas alternantes de pirita y calcopirita. El carácter posterior del sulfuro de cobre se delata por la presencia de microfisuras normales a la estructura con relleno de este mineral.

Fotografía núm. 43.—Yacimiento Aljustrel. N//.

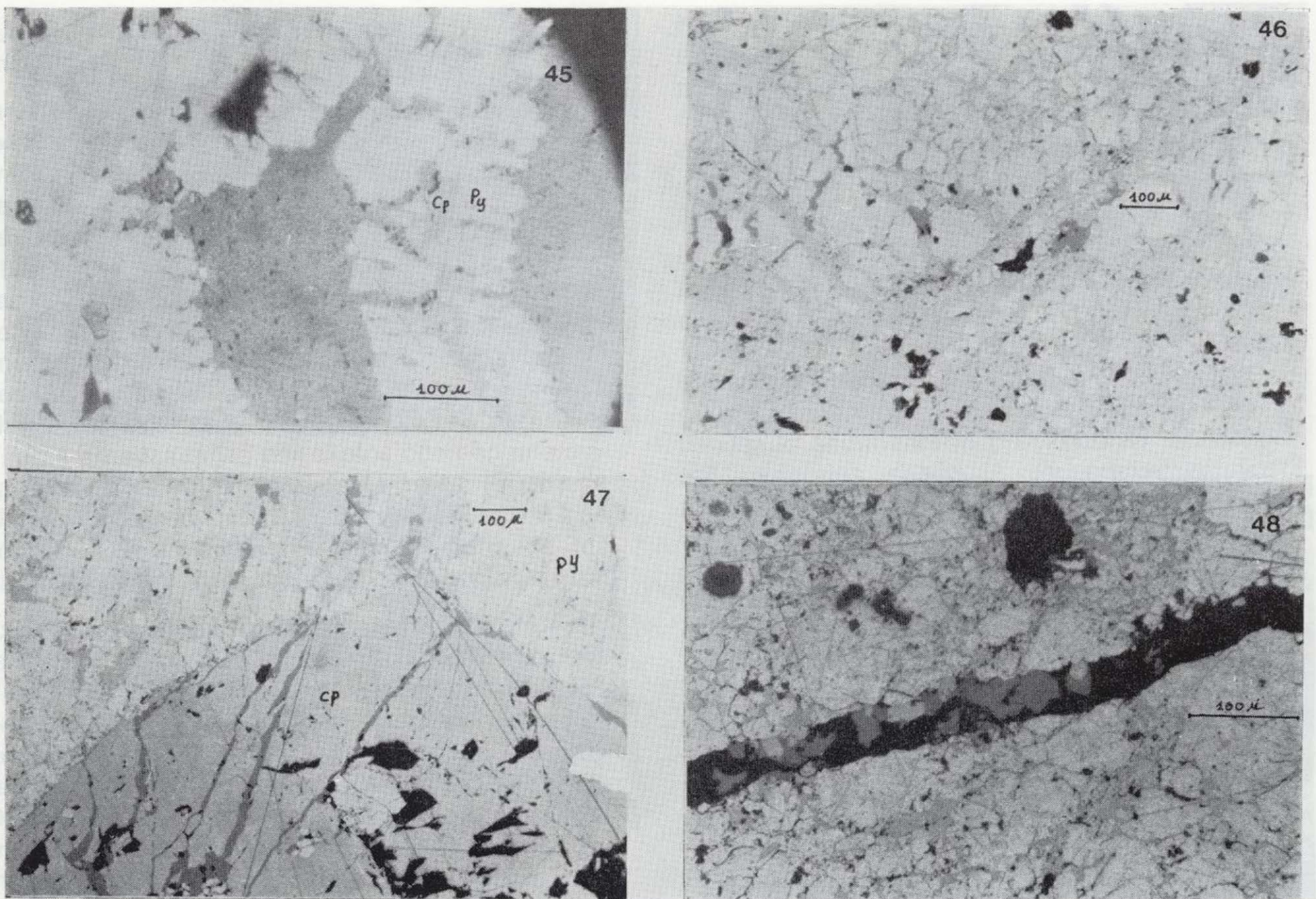
Textura coloforme definida por la alternancia rítmica de bandas de calcopirita y pirita (picada). Recristalización de pirita borrando las texturas primarias, definida por pirita de mayor tamaño de grano, limpia de inclusiones.

Fotografía núm. 44.—Yacimiento Sotiel. N//.

Reemplazamiento selectivo de pirita por galena a través de ciertas capas de una estructura coloidal. Bajo un examen grueso, la galena mimetiza un crecimiento simultáneo con la pirita primaria. En detalle y con suficientes aumentos se observa cómo el mineral de plomo impregna y reemplaza a la pirita a lo largo de las capas más porosas.

ratura en grietas que atraviesan fases de mayor temperatura (como el relleno de esfalerita en calcopirita, fotog. núm. 47). Otras se deduce de la textura del propio relleno (como la existencia de calcopirita en fracturas recrecida por cristales idiomorfos de estannita, fotog. núm. 48; o carbonatos de relleno, agrietados y con relleno, a su vez, de galena).

Es notable la presencia de fisuras en la masa de esfalerita de la 3.^a Facies con emulsión y señales de ataque por calcopirita, rellenas por nueva esfalerita completamente limpia de esta emulsión (fotog. núm. 50). Esta nueva esfalerita no debió limitarse a rellenar fisuras en la precedente, sino que también recreció granos de la anterior con nuevas capas libres de señales de sustitución,



Fotografía núm. 45.—Yacimiento Sotiel. N//.

Venas piríticas en el stockwork parcialmente reemplazadas a partir del eje de la estructura por calcopirita.

Fotografía núm. 46.—Yacimiento Neves Corvo. N//.

Sustitución por calcopirita de pirita microfisurada. Parte de las microfisuras presentan relleno por esfalerita anterior al reemplazamiento generalizado por el sulfuro de cobre, indicando claramente la sucesión.

Fotografía núm. 47.—Yacimiento Neves Corvo. N//.

Fracturas en la calcopirita masiva rellenas por esfalerita. En la parte superior aparece pirita cataclástica impregnada y parcialmente reemplazada por calcopirita. Tipo de mena enriquecido en cobre.

Fotografía núm. 48.—Yacimiento Neves Corvo. N//.

Estannita idiomorfa recubre el relleno de calcopirita en una fractura en la masa de sulfuros, indicando la sucesión. El orden inverso de deposición con respecto al observado en otras preparaciones, es índice de que su formación tuvo lugar probablemente durante el descenso térmico de circuito convectivo que dio origen al yacimiento.

tal como hemos observado, repetidamente en, por ejemplo, Sotiel (fotog. núm. 49).

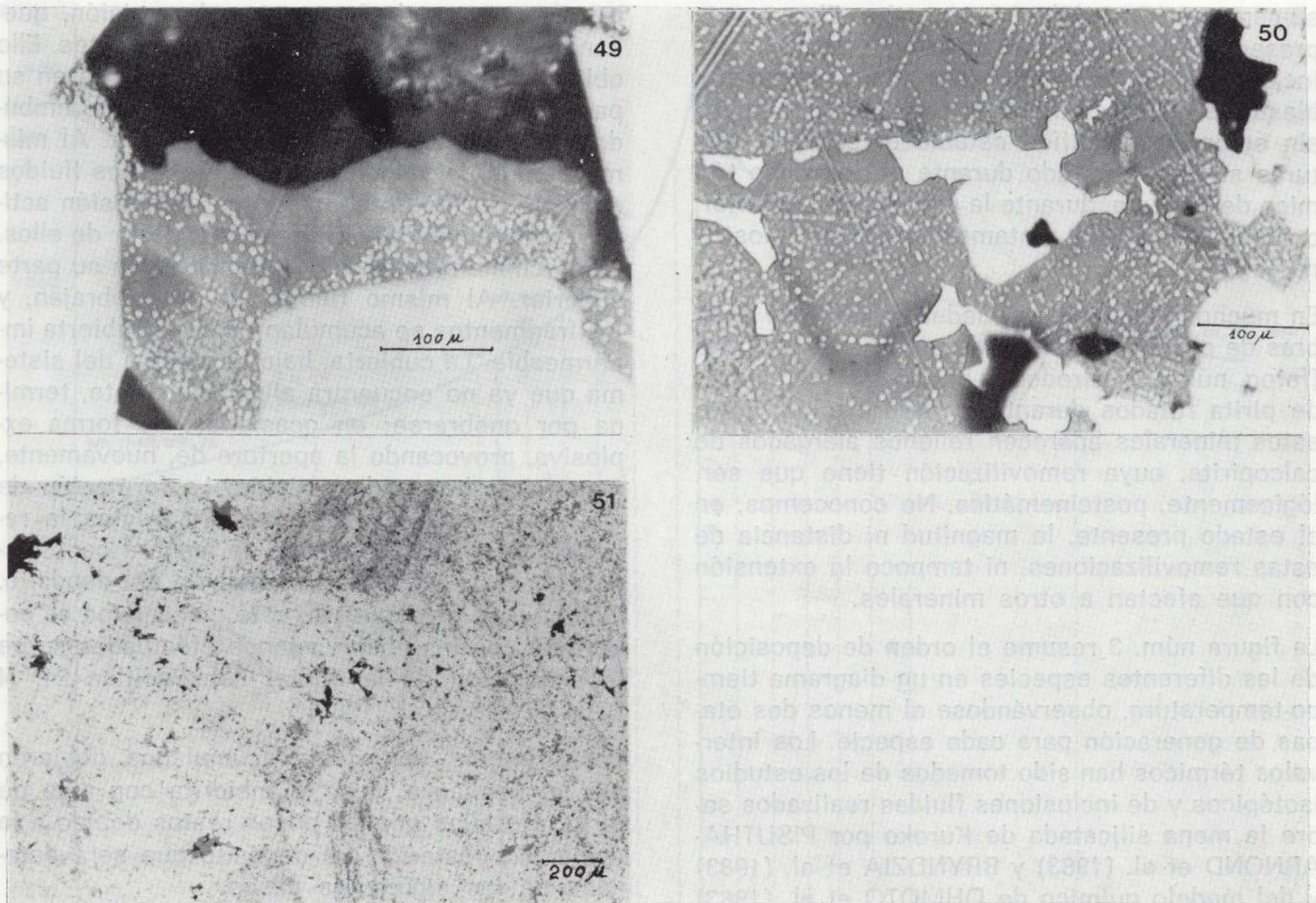
La formación de pirita debió continuar asimismo, tal como se deduce de la presencia de fracturas, en la masa de pirita primaria rellenas por pirita posterior (fotog. núm. 51).

Durante esta etapa, la masa de mineral, aunque

ya más consolidada, aún debía permanecer con una cierta porosidad, dando lugar al crecimiento de cristales en espacios libres. Sin embargo, la circulación de fluidos debió producirse mayormente a lo largo de fracturas.

5.^a Facies

En los minerales de la Faja Pirítica existen al-



Fotografía núm. 49.—Yacimiento Sotiel. N//.

Esfalerita originada durante la etapa de ascenso térmico, ha sido atacada por calcopirita posterior formando la característica emulsión. Durante el descenso de la temperatura, nueva esfalerita ha ido recreciendo el borde de los granos. Esta esfalerita posterior aparece ya desprovista de emulsión.

Fotografía núm. 50.—Yacimiento Sotiel. N//.

Masa de esfalerita originada durante el ascenso térmico presentando emulsión de calcopirita posterior (las «gotas» muestran cierta tendencia a seguir los planos de macla y bordes de grano). El conjunto presenta una microfractura con relleno de esfalerita y calcopirita, ambos correspondientes a la etapa de descenso de temperatura.

Fotografía núm. 51.—Yacimiento Aljustrel. N//.

Masa de pirita primaria coexistiendo con pirita recristalizada en relleno de fracturas.

gunos rasgos texturales que no pueden atribuirse sino a etapas sin y postcinemáticas. A diferencia de las menas de Kuroko, en las de nuestra Península no se conservan estructuras de deposición primaria en el interior de las placas de esfalerita. Tanto este mineral, como la calcopirita y galena, aparecen, hoy día, formando un agregado de granos poligonalizados (fotog. número 15); los estudios estadísticos que hemos realizado sobre los ángulos interfaciales en las

uniones triples de los granos (GARCIA DE MIGUEL, 1987) han establecido que esta textura en mosaico no ha sido deformada con posterioridad a su generación (si se excluyen pequeñas influencias locales), por lo que debe ser subsecuente a la tectónica que afectó a los materiales de la zona.

Las texturas en mosaico también son abundantes en la pirita (por ejemplo, en San Telmo están

sumamente extendidas, fotog. núm. 7), a veces presentando zonado de crecimiento debido a las inclusiones (fotog. núm. 9), o aparecen porfiroblastos en la masa de pirita fina (fotog. núm. 8); sin embargo, es difícil establecer si estas texturas se han generado durante el descenso térmico de sistema, durante la diagénesis posterior, o durante el ligero metamorfismo sin o postcinemático.

En muchos yacimientos pueden observarse sombras de presión constituidas por cuarzo y clorita (fotog. núm. 33) alrededor de cristales y clastos de pirita rotados durante la deformación. Entre estos minerales aparecen rellenos alargados de calcopirita, cuya removilización tiene que ser, lógicamente, postcinemática. No conocemos, en el estado presente, la magnitud ni distancia de estas removilizaciones, ni tampoco la extensión con que afectan a otros minerales.

La figura núm. 3 resume el orden de deposición de las diferentes especies en un diagrama tiempo-temperatura, observándose al menos dos etapas de generación para cada especie. Los intervalos térmicos han sido tomados de los estudios isotópicos y de inclusiones fluidas realizados sobre la mena silicatada de Kuroko por PISUTHA-ARNOND et al. (1983) y BRYNDZIA et al. (1983) y del modelo químico de OHMOTO et al. (1983) para esos yacimientos japoneses.

IMPLICACIONES GENETICAS

Como ya se ha expuesto anteriormente, los rasgos observados en el estudio microscópico pueden ser explicados a partir de un sistema hidrotermal convectivo que se va intensificando alcanzando un máximo, para después enfriarse. Este modelo es consistente con otros tipos de depósito hidrotermal en los que la temperatura asciende y los minerales más solubles van migrando hacia zonas más alejadas del centro de emisión (BARTON et al., 1963). Su descripción se hará a partir de los siguientes pasos:

1. Una intrusión produce un sistema convectivo en el que las isothermas comienzan a abombarse hacia arriba. Si la permeabilidad es suficiente, se producen, a favor de antiguas fracturas, numerosos puntos de exhalación en el fondo marino. Los materiales emitidos van sellando

la mayor parte de los puntos de emisión, quedando únicamente activos los más potentes. Ello obliga al sistema convectivo a abanicarse en su parte superior, adquiriendo el aspecto de embudo característico de muchos stockwork. Al mismo tiempo, la velocidad de salida de los fluidos aumenta en los escasos puntos de emisión activos, constituyéndose chimeneas a partir de ellos. Estas chimeneas se van cerrando hacia su parte superior. Al mismo tiempo se resquebrajan, y los fragmentos se acumulan sobre la cubierta impermeable. La cubierta, bajo la presión del sistema que ya no encuentra alivio suficiente, termina por quebrarse; en ocasiones, de forma explosiva, provocando la apertura de, nuevamente, numerosas bocas de emisión. La formación de una nueva cubierta impermeable origina la repetición del proceso, y así, de manera continuada a lo largo de toda la formación del depósito. Como ya se ha expuesto, este mecanismo es coherente con las observaciones efectuadas sobre la exhalación de la dorsal Este-Pacífica 21° N (GOLDFARB et al., 1983).

Los primeros materiales acumulados debieron ser, al comienzo, yeso y anhidrita con algo de pirita. De ellos quedan pocos restos debido a la evolución posterior del depósito que será detallada en los siguientes pasos.

2. A medida que la temperatura de los fluidos emitidos va ascendiendo, éstos portan cada vez más hierro, sílice y carbonato, con la posible formación de jaspes hematíticos y anquerita. En el stockwork se rellenan las vénulas por pirita coloidal, y después por esfalerita-galena, que sustituye a la pirita. La roca de caja sufre alteración sericitica. Los fluidos mineralizantes se encuentran saturados en pirita y cuarzo, y próximos a la saturación en metales no féreos. En las raíces del stockwork comienza la precipitación de calcopirita por sustitución de esfalerita y pirita, y la cloritización de la roca de caja.

3. A medida que la alteración de la roca de caja va siendo más intensa, y su temperatura más alta, ésta va perdiendo su capacidad de cambiar el pH de las soluciones, y deposita menores cantidades de metales en la zona de stockwork. Como consecuencia, los fluidos que se emiten en el fondo del mar aportan un mayor contenido en metales y azufre, y se encuentran a mayor temperatura.

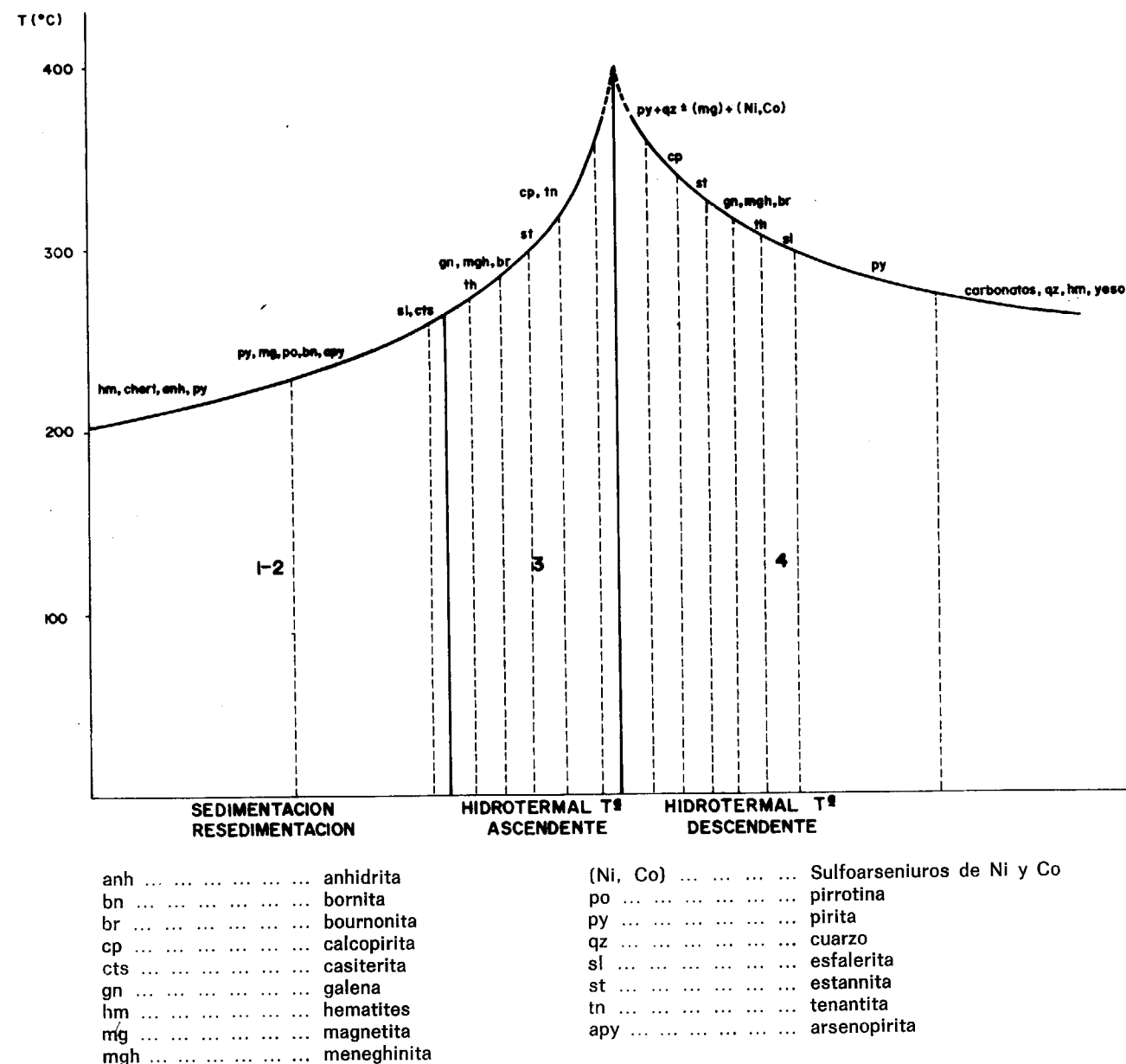


Figura 3.—Diagrama tiempo-temperatura del orden de deposición de las diferentes especies.

Según el modelo termo-químico de OHMOTO et al. (1983), a temperaturas superiores a 200° se depositaría mena facies 1.ª de nuestra clasificación, con pirita fundamentalmente, y esfalerita, galena, barita (y en su caso, como en Sierrecilla, tetraedrita). Condiciones más reductoras podrían dar lugar a la formación de pirrotina (Castillo de Buitrón). Una baja concentración en SH₂

precipitaría magnetita (Castillo de las Guardas). La precipitación de mineral rico en plomo-cinc tendría lugar por encima de los 250° (200 a 300°, según PHISUTA-ARNOND y OHMOTO, 1983). Su proporción respecto a pirita sería consecuencia de los materiales lixiviados (rocas ácidas/esquistos ferromagnesianos), y de la temperatura de salida de los fluidos. De esta forma se originan

bandas ricas en mineral complejo. La temperatura de los líquidos emitidos no es lo suficientemente elevada como para transportar mucho cobre en disolución. Si existe antimonio, aquel metal precipitará como tetraédrita; si no, formará la escasa calcopirita bandeada e intersticial que acompaña a pirita.

Durante este período se forma la gran masa de sulfuros. Las texturas clásticas son consecuencia de la destrucción de las chimeneas piríticas y de la fracturación explosiva de las costras impermeables. Asimismo, la acumulación de materiales en una topografía accidentada por el vulcanismo puede originar slumping y corrientes de turbidez de corta extensión, que darían lugar a la formación de depósitos marginales en cotas más bajas, no asociados con el stockwork (no enraizados). Todos estos procesos son el origen de la mena de facies 2.^a.

En las zonas más profundas y centrales del stockwork la calcopirita es lixiviada, quedando un armazón de pirita y cuarzo desprovisto de metales no féreos. Grandes zonas de la roca de caja resultan piritizadas y silicificadas. Este es, a nuestro modo de ver, el origen de los cuellos piríticos en el eje del stockwork descritos por GARCIA PALOMERO en Río Tinto (1980).

4. Con el incremento de temperatura se originan nuevos procesos. Durante la etapa en la que se sellan la mayor parte de los puntos de emisión, se forman circuitos convectivos secundarios que expanden la parte superior del stockwork y dan origen a su zonalidad lateral. Estos circuitos tienen lugar, asimismo, dentro de la masa de sulfuros ya formada. Donde la temperatura de los fluidos alcanza cotas superiores a los 300° (PISUTHA-ARNOND et al., 1983, 330 ± 50°; BRYNCIA et al., 1983, de 268 a 376°) la esfalerita se hace inestable y comienza a ser sustituida por calcopirita. Lo mismo ocurre con la pirita. El mineral complejo es así desplazado hacia las partes superiores más frías del depósito, donde incrementa el contenido en Pb-Zn existente.

La percolación de los fluidos hidrotermales tiene lugar a través de aquellas zonas químicas o estructuralmente más débiles. Estas están formadas, en primer lugar, por las bandas sedimentarias, hasta que resultan selladas por la precipitación de esfalerita hidrotermal. En consecuen-

cia, al seguir elevándose la temperatura de los fluidos, éstos tienen que aprovechar zonas fracturadas como resultado de los procesos descritos en el punto anterior, precipitando la calcopirita, que ahora ya son capaces de transportar, en la forma típica de microstockwork, tantas veces observada por nosotros en numerosos yacimientos de la provincia ibérica, fosilizando y ampliando, de esta manera, la fisuración de la pirita.

Junto con calcopirita, los fluidos hidrotermales de alta temperatura aportan bismuto, aunque en mucha menor proporción. Este es el origen de los minerales de este metaloide que aparecen en los microstockwork cobrizos en pirita.

El estaño, que en un principio se presenta en forma de óxido incluido en la esfalerita, ahora aparece como estannita, reemplazando al mineral de cinc. Tanto la calcopirita como este mineral, pueden sustituir a la esfalerita a partir de bordes, pero también presentando el aspecto de una emulsión. Esta emulsión, citada en los yacimientos de este tipo de varias partes del mundo, se ha interpretado de diversas formas. En nuestro estudio de Sotiel (M. A. S. A., 1974), ya establecimos que se trata de un fenómeno de sustitución coincidiendo con BARTON (1978) y ELDRIDGE et al. (1983), en esta interpretación.

Las relaciones de la calcopirita con la galena son más confusas, aunque las texturas observadas parecen también indicar el reemplazamiento de este mineral por el de cobre. Además, el desplazamiento general del plomo de las zonas cobrizas apoya la sustitución. En cambio, la estannita no parece afectar a la galena, ya que se han observado fragmentos de cristales de este mineral cementados por el sulfuro de estaño y sin rasgos de sustitución.

5. Con el agotamiento de toda la esfalerita, sustituida por calcopirita en las proximidades de los centros de emisión, junto con el progresivo incremento de las temperaturas, las condiciones se hacen menos reductoras, y menos ácidas. Las soluciones, nuevamente, aparecen no saturadas en calcopirita (OHMOTO et al., 1983), lo que favorece, ahora, el proceso de disolución del mineral de cobre (análogamente a lo descrito en el punto 3 para las zonas centrales y profundas del stockwork). Los fluidos se saturan nuevamente en pirita, dando comienzo un nuevo

período de deposición de este material junto con cuarzo. En Neves Corvo aparece casiterita hidrotermal ligada a la típica paragénesis micácea que pudiera corresponder a esta etapa mineralizante. Asimismo, en la zona más profunda de las chimeneas piríticas de Río Tinto, cita GARCIA PALOMERO (1980) la presencia de magnetita acompañando a cuarzo y pirita, seguramente como consecuencia también de las nuevas condiciones.

De lo expuesto se desprende que el efecto general del ascenso térmico del sistema convectivo en desarrollo, es la formación de una serie de halos químicos y mineralógicos, que se van desplazando hacia arriba y hacia la periferia, tanto en el stockwork como en la masa de sulfuros. El movimiento de estos halos implica la recristalización y transformación de los minerales de las facies 1.^a y 2.^a, previamente depositados a partir de la mezcla de los fluidos exhalados con el agua marina.

6. El descenso térmico en el sistema convectivo detiene los procesos de disolución y reemplazamiento. La masa de sulfuros ya formada es atravesada por fracturillas, a lo largo de las que circulan fluidos cada vez más fríos. Nuevamente precipitan pirita, calcopirita, esfalerita, galena y carbonatos, esta vez en secuencia inversa a la del ciclo de temperaturas ascendentes. Finalmente, la cantidad de azufre descargado por los fluidos no es suficiente para condicionar el ambiente y comienza la precipitación de carbonatos, óxidos y silicatos.

7. La última etapa de reorganización del material acumulado la constituye el ligero metamorfismo sin y postcinemático. Durante la fase sincinemática se generan las sombras de presión del cuarzo y la clorita alrededor de los granos de pirita, que es posible observar en muchos yacimientos. Posteriormente a la deformación, se poligonalizan esfalerita, galena y calcopirita.

Como ya se ha citado anteriormente, nuestro estudio de las triples uniones entre los granos de esfalerita ha mostrado la inexistencia de deformación importante con posterioridad a la generación de la textura en mosaico (GARCIA DE MIGUEL, 1987). Algunas fracturas de distensión aparecen con relleno de cuarzo, carbonatos y sulfuros removilizados. Con la constitución de una zona de oxidación-cementación, aparecen los sul-

furos descendentes de cobre (calcosina, bornita y covellina), parte de la pirrotina se altera a marcasita y pirita, y se forman las monteras de oxidación.

Como han advertido otros autores, variantes de este modelo general pueden explicar las particularidades de los distintos yacimientos. Por ejemplo, se puede formar un stockwork únicamente pirítico, si el sistema hidrotermal es mantenido a alta temperatura durante un tiempo suficientemente prolongado. A su vez, sistemas geotérmicos que no lleguen a alcanzar temperaturas elevadas pueden generar masas de sulfuros complejos sin zonas cobrizas. A este respecto, la temperatura de los fluidos emitidos está condicionada por la magnitud y distancia a la intrusión que produce el sistema convectivo; este hecho es capaz de explicar la presencia, en un mismo yacimiento, de masas de características muy diferentes.

El modelo explica, por consiguiente, los rasgos texturales observados, la heterogeneidad de los yacimientos y su zonación mediante una evolución temporal y espacial del conjunto; en un mismo instante, en puntos diferentes, se están produciendo procesos que, considerados en un mismo lugar, son sucesivos en el tiempo. La presencia de circuitos convectivos internos dentro de la masa de sulfuros produce la lixiviación de los minerales más solubles, galena y esfalerita, que son precipitados en las zonas superiores, recristalizando y recreciendo las menas tipo facies 1.^a. Los fluidos descienden fríos, y al volver a ser calentados se encuentran no saturados en estos minerales, por lo que nuevamente los disuelven y reprecipitan más arriba. Eventualmente, con una mayor temperatura, la calcopirita puede ponerse también en circulación formando un halo interior y concéntrico con el mineral complejo, que en su núcleo abandona un entramado poroso de pirita estéril y cuarzo.

CONCLUSIONES

Los yacimientos de la Faja Pirítica del suroeste de la Península Ibérica están constituidos por pirita como mineral fundamental y cantidades significativas de esfalerita, galena y calcopirita, por este orden de abundancia. Acompañando a estos minerales se presentan otras especies, si

bien muy subordinadas. Algunas de ellas aparecen casi constantemente en los depósitos (arsenopirita, tetraedrita, magnetita), mientras que otras son claramente esporádicas (pirrotina, sulfosales de plomo, sulfosales de bismuto, casiterita, estannita, etc.). La ganga está formada principalmente por cuarzo, clorita, sericita y carbonatos. En bastantes yacimientos se ha identificado además baritina.

El grado de recristalización de la pirita varía ampliamente de una a otra localidad, y aun dentro de una misma masa, siendo el único mineral en el que se conservan texturas primarias. Las demás especies presentan constantemente textura en mosaico.

Las relaciones texturales muestran, a veces, órdenes de deposición invertidos para una misma pareja de especies, dependiendo de la preparación observada. Este hecho ha llevado a algunos investigadores a suponer la formación simultánea de todos los minerales, explicando los distintos rasgos, mediante la tendencia diferencial hacia el idiomorfismo de las diferentes especies. Estas características, sin embargo, pueden ser mejor comprendidas si se supone formada la mineralización por un sistema geotérmico convectivo en el que la temperatura va ascendiendo para después decaer. Este modelo ya ha sido propuesto por otros investigadores para los yacimientos de Kuroko y se ajusta a las observaciones microscópicas que hemos realizado en la Península Ibérica.

Durante el período de temperaturas ascendentes de la pulsación, se produciría la formación de pirita, y en mucha menor proporción arsenopirita y magnetita (quizá depositada esta última primariamente como hematites y luego reducida). Tardíamente comenzaría a depositarse algo de esfalerita y posiblemente galena y calcopirita; todo ello como consecuencia de la mezcla de los fluidos hidrotermales exhalados con el agua marina.

Posteriormente, la percolación de estos fluidos con temperaturas cada vez mayores a través del montículo de sulfuros ya depositados, produciría el reemplazamiento selectivo a favor de la estructura bandeada de estos sulfuros por esfalerita primero (por tetraedrita inmediatamente si existe antimonio) y, finalmente, por galena.

Selladas las vías de penetración, los fluidos, capaces ahora ya de transportar cobre, reemplazarían por calcopirita la zona del depósito más cercana a los centros exhalativos, y ello a favor de la fisuración creada por la impermeabilización periódica de la masa de sulfuros, causando la aparición de una morfología en microstockwork.

Con el descenso térmico la secuencia de deposición se invierte hasta quedar cubierto el depósito con las capas óxido-silicatadas, que aparecen a techo de los yacimientos.

De este modo se deduce que los criterios de prospección más significativos no son petrológicos, ni estructurales, sino geoquímicos. Se trata de localizar un antiguo sistema geotérmico en el paquete devoniano, mediante las alteraciones que este sistema produjo en las rocas afectadas.

BIBLIOGRAFIA

- AYE, F. (1974): *Géologie et gites métallifères de la moyenne Vallée de l'Odriel (Huelva-Espagne)*. Tesis Univers, Pierre et Marie Curie, París.
- AYE, F., et PICOT, P. (1976): *Sur les minéraux d'étain dans les amas sulfurés massifs; découvertes récentes, inventaire, géologie*. C. R. Acad. Sci., París, t. 282, serie D.
- BARTON, P. B. (Jr.) (1978): *Some Ore textures involving sphalerite from the Furutobe Mine, Akita, Prefecture, Japan*. Mining Geology, v. 28, pp. 293-300.
- BATEMAN, A. M. (1927): *Ore Deposits of the Rio Tinto (Huelva), Spain*. Econ. Geol., vol. 22, núm. 6, pp. 569-614.
- BRYNDZIA, L. T.; SCOTT, S. D., y FARR, J. E. (1983): *Mineralogy, Geochemistry, and Mineral Chemistry of Siliceous Ore and Altered Footwall Rocks in the Uwamuki 2 and 4 Deposits, Kosaka Mine, Hokuroku District, Japan*. The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, B. J. Skinner ed., Ec. Geol. Monograph. 5.
- DOETSCH, J. (1934): *Especies minerales en la zona mineralogénica de los criaderos de piritas en el SO de la Península Ibérica*. N. y C. del ITGE, núm. 37.
- DOETSCH, J. (1957): *Estudio geoquímico y mineralomagnético del criadero de «Las Herrerías», Puebla de Guzmán*. Bol. Inst. Geol. y Min. de España, t. LXV.
- ELDRIDGE, C. S.; BARTON, P. B., y OHMOTO, H. (1983): *Mineral Textures and Their Bearing on Formation of the Kuroko Orebodies*. The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, B. J. Skinner ed., Ec. Geol. Monograph. 5.

FINLAYSON, A. M. (1970): *The Pyritic Deposits of Huelva, Spain*. Econ. Geol., t. V, pp. 357-437.

FLORIDO, P., y OLIVEIRA, T. (1983): *Libro guía de la excursión del X Congreso Internacional del Carbonífero*.

GARCIA DE MIGUEL, J. M.: *Mina Lanca. Un ejemplo de aplicación de la petrología estructural a la investigación minera*. II Congreso Iberoamericano de Geol. Econ., pp. 281-286.

GARCIA DE MIGUEL, J. M. (1987): *Estudio de la distribución de ángulos en los límites de grano*. Rev. de Metalurgia del CENIM, vol. 23, núm. 4, pp. 258-267.

GARCIA DE MIGUEL, J. M., y CHAMORRO, R. (1986): *Geología y mineralogía del yacimiento de Sierrecilla (Puebla de Guzmán, Huelva, España)*. Bol. Inst. Geol. y Min., t. XCVII-IV, año 1986, pp. 128-138.

GARCIA PALOMERO, F. (1977): *Caracteres geológicos y relaciones morfológicas y genéticas de los yacimientos del «Anticlinal de Rio Tinto»*. Universidad de Salamanca (Facultad de Ciencias).

GARCIA PALOMERO, F. (1980): *Caracteres geológicos y relaciones morfológicas y genéticas de los yacimientos del «Anticlinal de Rio Tinto»*. Inst. Est. Onubenses, Huelva, 262 pp.

GARCIA SALINAS, P. (1964): *Introducción al estudio metalogénico de la mina «La Ratera», de Huelva*. Not. y Com. del ITGE, núm. 75.

GASPAR, O. C. (1967): *O jazigo do cerro do Algaré*. Est. Notas Trab. Serv. Fom. Min., vol. 17, fasc. 1-2, Porto.

GASPAR, O., y CONDE, L. (1978): *A Caracterização dos Sulfuretos de Aljustrel com Vista au seu Aproveitamento Integral*. Orden dos Engenheiros, Congreso nov. 78, tema 3, Comunicação 12.

GOLDFARB, M. S.; CONVERSE, D. R.; HOLLAND, H. D., y EDMOND, J. M. (1983): *The Genesis of Hot Spring Deposits on the East Pacific Rise, 21° N*. The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, B. J. Skinner, ed. Ec. Geol. Monograph. 5.

M. A. S. A. (1973): *Investigación de desarrollo minero en Sotiel*. M. A. S. A. Informe privado.

NATALE, P. (1969): *Recristallization and remobilization in some stratiform pyrite*. Remobilization of ores and minerals. Convegno sulla dimobilizzazione dei minerali metallici e non metallici (Cagliari).

OHMOTO, H., y MIZUKAMI, M. (1983): *Chemical Processes of Kuroko Formation*. The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, B. J. Skinner, ed. Ec. Geol. Monograph., 5.

PISUTHA-ARNOND, V., y OHMOTO, H. (1983): *Thermal History and Chemical and Isotopic Compositions of the Ore-Forming Fluids Responsible for the Kuroko Massive Sulfide Deposits in the Hokuroku District of Japan*. The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, B. J. Skinner, ed. Ec. Geol. Monograph., 5.

ROUTHIER, M. P., y AYE, F., et al. (1980): *La ceinture sud-ibérique a amas sulfurés dans sa partie espagnole médiane*. Mem. BRGM, núm. 94, 265 pp.

SATO, T. (1972): *Behaviors of ore-forming solution in sea water*. Mining Geology, v. 22, pp. 31-42.

SATO, T. (1973): *A chloride complex model for Kuroko mineralization*. Geochem. Jour. (Japan), v. 8, pp. 27-35.

SCHOUTEN, C. (1945): *Somes Notes on micro-pseudomorphs*. Econ. Geol., vol. 6, part 1, pp. 87-103.

SIERRA, J. (1984): *Geología, Mineralogía y Metalogénica del yacimiento de Aznalcóllar (Segunda parte: Mineralogía y Sucesión mineral)*. Bol. Inst. Geol. y Min. de España, tomo XCV, pp. 553-568.

STANTON, R. L. (1964-5): *Mineral Interfaces in Stratiform Ores*. Transaction Institution of Mining Metallurgy, volumen LXXIV, pp. 45-79.

STRAUSS, G. K. (1970): *Sobre la geología de la provincia piritífera del SO de la Península Ibérica y de sus yacimientos, en especial sobre la mina de pirita de Lousal (Portugal)*. Memoria del ITGE, tomo 77.

STRAUSS, G. K.; ROGER, G.; LECOLLE, M., and LOPEIRA, E. (1981): *Geochemical and geologic study of the volcano-sedimentary sulfide orebody of La Zarza, Huelva Province, Spain*. Econ. Geol., vol. 76, núm. 2.

TENNE y CALDERON (1902): *Die Mineralfundstätten der Iberischen Halbinsel*. Berlín.

VAZQUEZ GUZMAN, F. (1976): *Metalogénica de la mina Concepción (Almonaster la Real, Huelva, España). Su aplicación a la prospección de sulfuros masivos en el SO de la Península Ibérica*. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, t. 60, Lisboa.

WILLIAMS, D. (1949): *Gossanized breccia-ores, jarosites and jaspers at Rio Tinto, Spain*. Trans. Inst. Min. Met., 59 y 60, Londres.

Original recibido: Noviembre de 1987.

Original aceptado: Septiembre de 1989.

MINERIA

Prospección geoquímica a la batea y estudio de las mineralizaciones del área de Guijuelo-Cespadosa (S. de Salamanca).

Por C. ALCALDE (*), X. FONT (**) y M. VILADEVALL (**)

RESUMEN

En este trabajo se presentan los resultados de una prospección aluvionar a la batea, realizada en el área de Guijuelo-Cespadosa (S de Salamanca), en donde se conocen indicios de Au, Sn y W. El estudio de las mineralizaciones dentro del contexto geológico, junto con los resultados de la prospección, ha permitido determinar el origen de las anomalías.

Palabras clave: Prospección aluvionar, Mineralización, Oro, Estaño, Wolframio, Anomalia, Zona Centro-Ibérica (Salamanca, España).

ABSTRACT

In this work are described the results from a panned concentrate survey carried out in the Guijuelo-Cespadosa area (S of Salamanca), where are known little Au, Sn, W mining works.

Key words: Geochemical method, Mineralization, Gold, Sn, Wolfram, Anomalies, Central-Iberian Zone (Salamanca, Spain).

INTRODUCCION

Este trabajo es el resultado de una campaña de prospección minera llevada a cabo en el área de Guijuelo-Cespadosa, para la localización de mineralizaciones de Au, Sn y W.

La campaña de prospección, financiada por el Servicio de Política Energética e Investigación Minera de la Junta de Castilla y León, en base a una beca de investigación concedida al primero de los autores, ha consistido en un estudio de los indicios mineros, un estudio geológico detallado, una campaña geoquímica, muestreos litogeoquímicos y reconocimiento de las zonas anómalas.

(*) CISA, c/ Cochabamba, 22. 28016 Madrid.

(**) Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Facultad de Geología. Universidad de Barcelona. Zona Universitaria. 08028 Barcelona.

SITUACION DEL AREA DE ESTUDIO

El área estudiada, que aproximadamente abarca 100 kilómetros cuadrados, se encuentra situada al SE de la provincia de Salamanca, a 50 kilómetros de Salamanca capital (fig. 1).

Geológicamente, el área de Guijuelo-Cespadosa está dentro de la zona Centro-Ibérica del Macizo Hespérico (JULIVERT et al., 1972).

CONTEXTO GEOLOGICO

La mayor parte de los metasedimentos aflorantes en el área de Guijuelo-Cespadosa forma parte del Complejo Esquisto-grauváquico (fig. 2). Por encima, y en clara discordancia, afloran los materiales de Ordovícico Inferior (fig. 3) (ALCALDE, 1986).

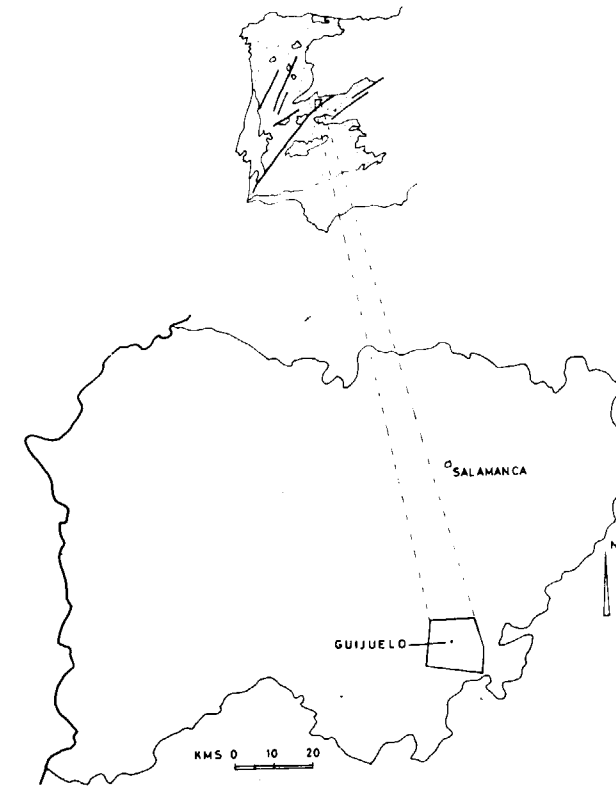


Figura 1.—Localización del área de estudio.

El Complejo Esquisto-grauváquico, de acuerdo con DIEZ BALDA (1980), puede dividirse en dos formaciones. La inferior, denominada Formación Monterrubio, y la superior, denominada Formación Aldeatejada. El límite entre ambas formaciones lo constituye un nivel de pizarras negras.

La Formación Monterrubio, de potencia entre 900 y más de 1.200 m. (MARTINEZ GARCIA y NICOLAU, 1973), o entre 1.600 y 2.800 m. (DIEZ BALDA, 1980), está constituida por micaesquistos y esquistos con intercalaciones de cuarcitas en bancos centi a decimétricos, microconglomerados con cantos aislados de feldespato potásico, conglomerados cuarzosos, porfiroides y tobas, cuarcitas con silicatos cálcicos en forma de boudins, y alguna intercalación de esquistos negros en el techo. Los conglomerados, microconglomerados, porfiroides y tobas aparecen siempre en forma de lentejones de poca continuidad lateral intercalados en la secuencia pizarrosa (fig. 3).

La Formación Aldeatejada está constituida en su base por un paquete de pizarras negras, con algún nivel intercalado de cuarcitas, o por una alternancia de pizarras azuladas y cuarcitas en bancos centimétricos con ripples.

Por encima, aparece un potente conjunto pizarroso, constituido por pizarras bandeadas, cuarcitas y microconglomerados, de potencia centi a decimétrica.

En la parte superior de esta formación aparecen unos lentejones de carbonatos, de apenas 5 m. de potencia, transformados a skarns.

La potencia de la Formación Aldeatejada es difícil de evaluar. A nivel regional puede tener de 2.000 a 3.100 m. (DIEZ BALDA, 1980).

El Ordovícico únicamente aflora en pequeños enclaves de cuarcitas y microconglomerados cuarzosos dentro de la granodiorita, en las cercanías de Cabeza de Béjar (fig. 2).

Todos estos materiales han sido afectados por un metamorfismo regional hercínico, de baja presión, que aumenta de grado hacia el SE, donde alcanza la isograda de la sillimanita y la migmatización. La intrusión posterior de la granodiorita biotítica con megacristales, de la Sierra de Béjar, produce una aureola de metamorfismo de contacto de, aproximadamente, 1 Km. de anchura (ALCALDE, 1986). Tres fases principales de deformación hercínica han sido también reconocidas. La primera produce pliegues NO-SE de plano axial subvertical. Genera una esquistosidad de flujo. La segunda produce pliegues NO-SE de plano axial subhorizontal, muy apretados, en ocasiones isoclinales. La tercera da lugar a grandes pliegues de orden kilométrico, de dirección N 120° a N 150° E y plano axial subvertical. Fases posteriores son indicadas por el desarrollo local de kink bands y pliegues de dirección NE-SO.

MINERALIZACIONES

Las mineralizaciones del área de estudio (fig. 4) están relacionadas con los niveles estratiformes de cuarcitas con silicatos cálcicos y scheelita, que aparecen en forma de boudins al S y O de Cespadosa y al SE de Guijo de Avila, por un lado, y, por el otro, con pequeños filones de cuar-

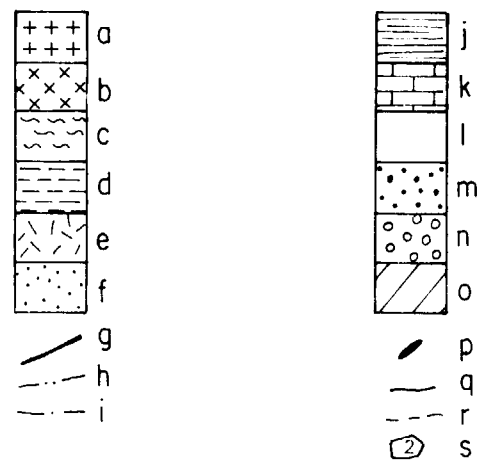
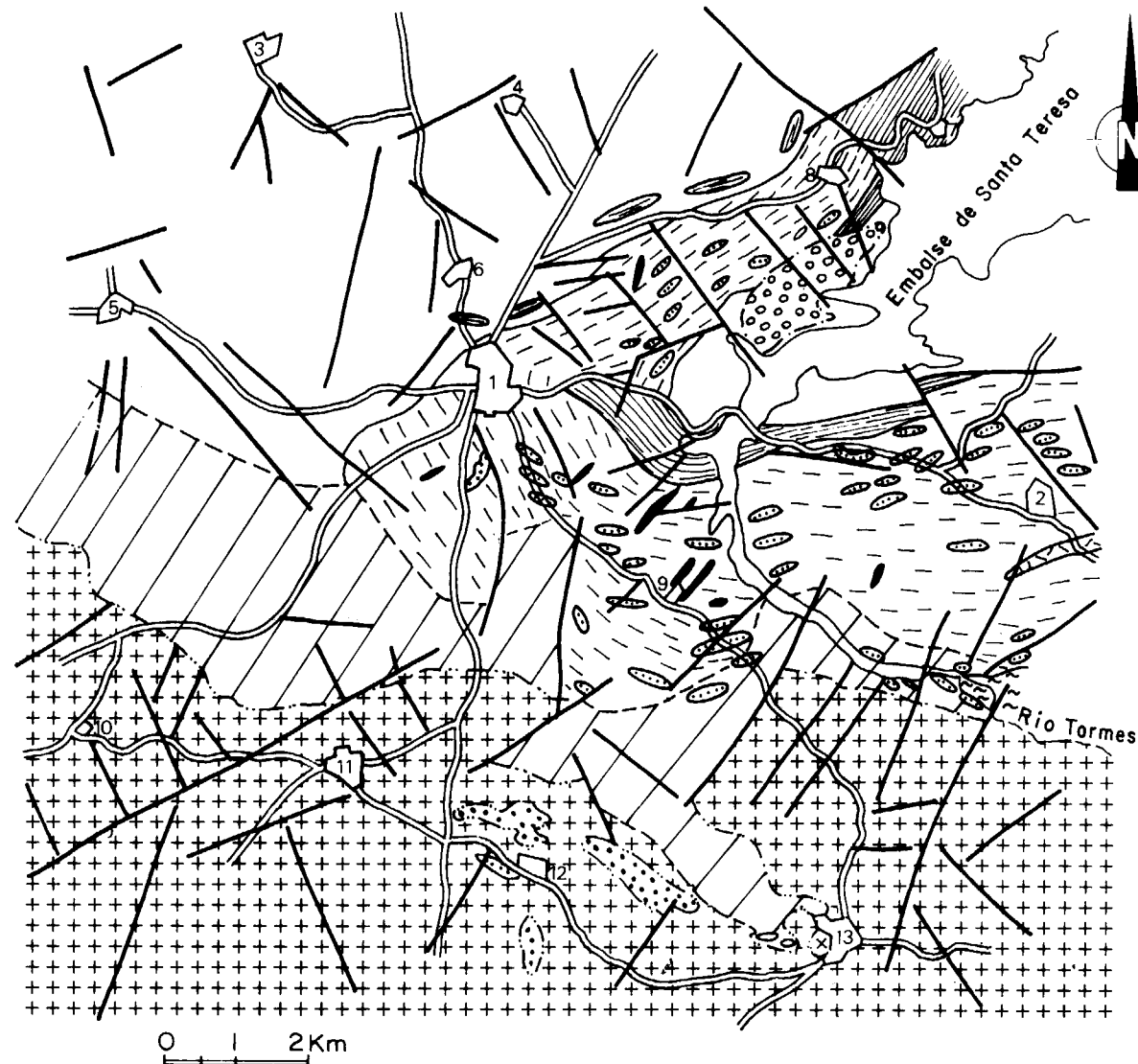


Figura 2.—Mapa geológico del área de Guijuelo-Cespadosa. Leyenda.—1: Guijuelo; 2: Cespadosa; 3: Palacios de Salvatierra; 4: Cabezuela de Salvatierra; 5: Fuenterroble de Salvatierra; 6: Campillo de Salvatierra; 7: Salvatierra de Tormes; 8: Aldeavieja de Tormes; 9: Guijo de Avila; 10: Puebla de San Medel; 11: Fuentes de Béjar; 12: La Cabeza de Béjar; 13: Santibáñez de Béjar.

a: granodiorita con megacrístales; b: diorita; c: migmatitas; d: micaesquistos, cuarcita, conglomerados cuarzosos; e: gneis; f: porfiroides, tobas; g: fallas; h: contacto intrusivo; i: contacto discordante; j: pizarras con intercalaciones de cuarcitas, en ocasiones; k: skarn; l: pizarras bandeadas, cuarcitas y microconglomerados; m: cuarcitas y microconglomerados ordovícicos; n: gravas y arcosas plio-cuaternarias; o: aureola de metamorfismo de contacto; p: filón de cuarzo; q: contacto normal; r: límite aureola de metamorfismo de contacto; s: poblaciones.

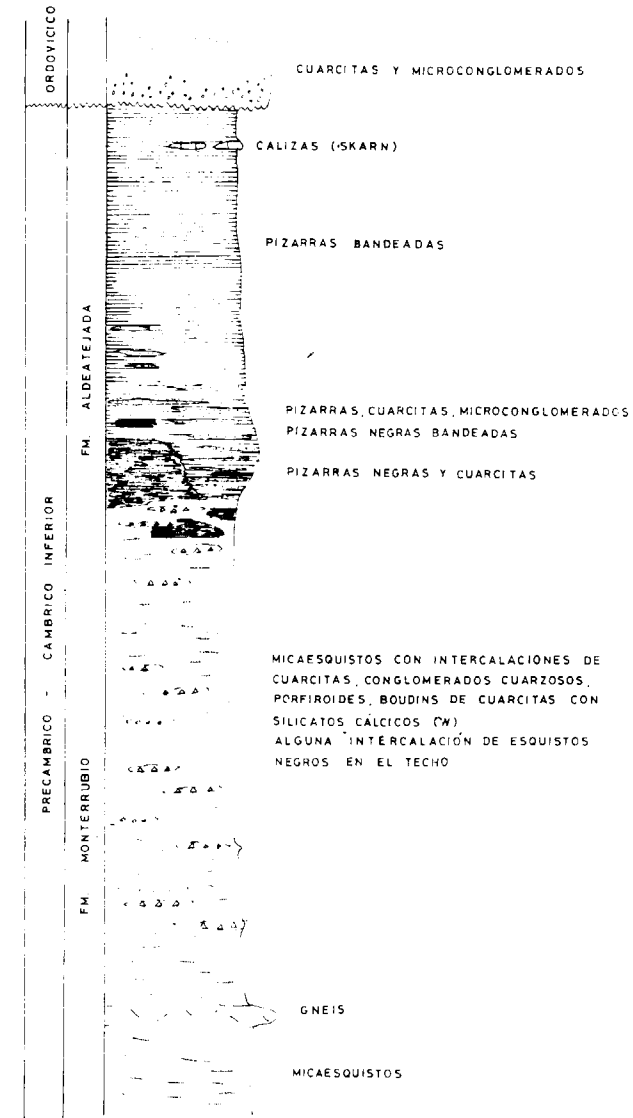


Figura 3.—Columna litológica sintética de los materiales del área de Guijuelo-Cespadosa.

zo con galena, scheelita, wolframita, arsenopirita y oro, distribuidos por toda la zona.

Las direcciones dominantes de los filones son, por un lado, NNE-SSO, NE-SO y ENE-OSO para los filones de Au, Sn, As y Pb, y, por otro lado, NO-SE para los filones de W-As.

Existe una clara bipolaridad en las direcciones de los filones. Los filones de Pb, Au, Sn y As tienen una dirección dominante NE-SO, mientras que en los de W, As, la dirección dominante es NO-SE.

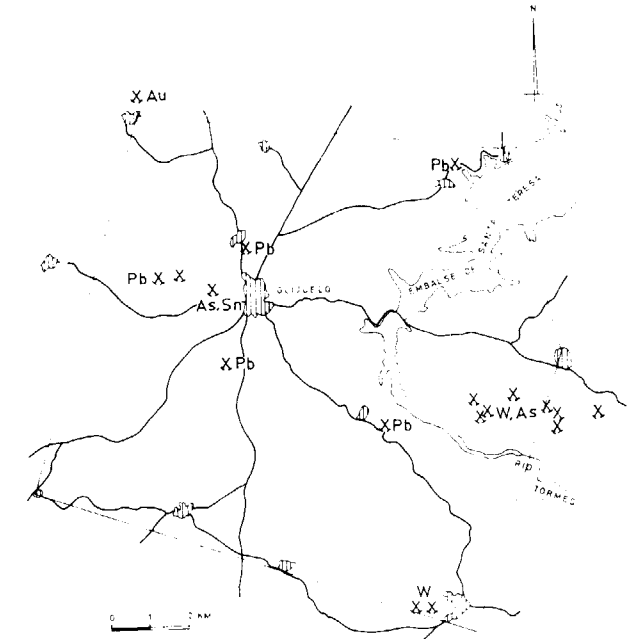


Figura 4.—Situación de los indicios mineros.

Los niveles de cuarcitas con silicatos cálcicos y scheelita podrían tener un origen exhalativo, ligado al vulcanismo de edad Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior, que sería la fuente original del W (ALCALDE, 1986).

Las mineralizaciones filonianas se relacionan con procesos hidrotermales hercínicos de baja temperatura, que producen deposición de la galena y procesos hidrotermales de alta temperatura, responsables de la formación de los filones de Sn, W y As. Estos procesos de alta temperatura están relacionados con la existencia de alguna cúpula granítica, no aflorante en superficie. El Au se relaciona con estas cúpulas graníticas, como lo demuestra la existencia en áreas vecinas (Mina Dominica) de filones de cuarzo con Sn y Au.

Por otra parte, existen removilizaciones filonianas de W, a partir de los niveles de cuarcitas con silicatos cálcicos y scheelita.

PROSPECCION ALUVIONAR EN LAS REDES DE DRENAJE

Para la prospección de mineralizaciones auríferas, principal objetivo de este trabajo, se reali-

zó un muestreo de 45 puntos en lecho vivo, lo que representa una densidad de muestreo de 0,5 muestras por kilómetro cuadrado.

Muestreo y técnicas analíticas

En cada punto de muestreo se tomaron 30 litros de sedimento. Los 30 litros de material fueron, en primer lugar, tamizados por un tamiz de malla 3 mm., concentrados y después tamizados por un tamiz de 1 mm., antes de realizar la concentración final.

Las muestras, una vez secadas, fueron divididas en dos mitades mediante cuarteo. Una mitad fue utilizada para el análisis químico y la otra para el estudio a la lupa binocular.

El análisis químico fue realizado por el método de absorción atómica para el Au y de fluorescencia de R-X para el Sn y W.

El análisis por la lupa binocular fue realizado, previa separación electromagnética con un separador Franz Isodynamic y previa separación densimétrica con licor de Thoulet.

Análisis estadístico

El análisis estadístico univariable realizado según el método gráfico de LEPELTIER (1969), ha constatado la insuficiencia de muestras para determinar conclusiones válidas acerca del fondo y umbrales de anomalía.

Este análisis nos ha permitido conocer el tipo de población para cada una de las variables.

Au

Muestra una distribución bimodal de su población, con un 8 por 100 de población con valores altos y un 92 por 100 con valores más bajos.

Sn

La línea de frecuencia acumulada muestra una clara inflexión que indica un exceso de valores altos en la población estudiada.

W

También muestra una distribución bimodal de su población. La línea de distribución acumulada

tiene dos cortes, lo que demuestra la distribución dual de la población, es decir, sugiere la existencia de dos poblaciones, una con valores bajos, que representa el 85 por 100 del total de la población, y la otra con valores altos, concretamente el 15 por 100 restante.

Resultados analíticos

Mapa de anomalías de Au (fig. 5)

La mayor parte de las muestras tienen un contenido de Au inferior al límite de detección (50 ppb).

Únicamente hay cinco muestras anómalas, considerando anomalías los valores que están por encima del límite de detección. Esta consideración se ha realizado también en campañas geoquímicas de áreas próximas con características geológicas similares. Las muestras anómalas se encuentran situadas al N de Palacios de Salva-

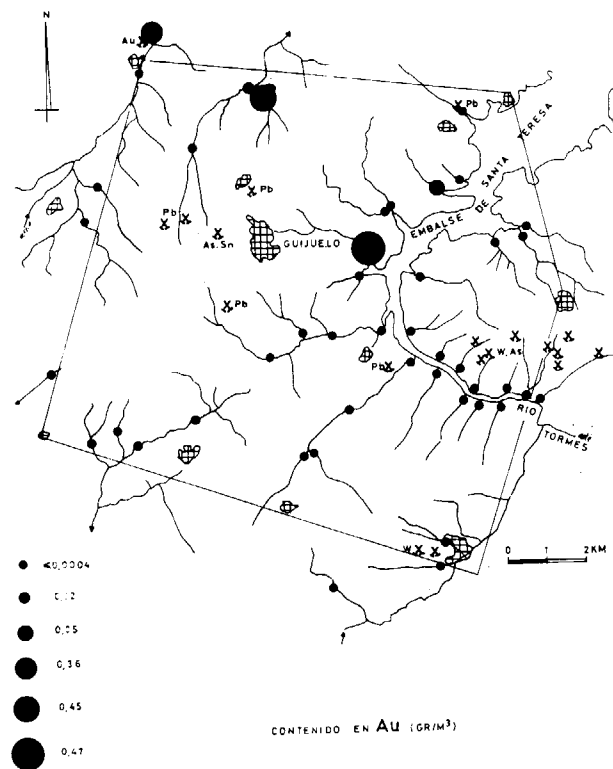


Figura 5.—Distribución de los contenidos de Au en los concentrados a la batea del área de Guijuelo-Cespedosa.

tierra, al E de Guijuelo y al S de Aldeavieja de Tormes. Las primeras se encuentran situadas dentro de los materiales del Complejo Esquistograuváquico. La última se encuentra situada sobre unas gravas y arcosas plio-cuaternarias.

Mapa de anomalías de Sn (fig. 6)

Únicamente se han localizado tres zonas anómalas (por encima de 5 g/m³). Estas zonas están situadas en Cabezuela de Salvatierra y al S de Aldeavieja de Tormes.

A grandes rasgos, las muestras con alto contenido aurífero, tienen un alto contenido en Sn. Hay una coincidencia de las anomalías de Au y Sn en los concentrados a la batea.

Mapa de anomalías de W (fig. 7)

Las zonas anómalas en W (por encima de 1,35

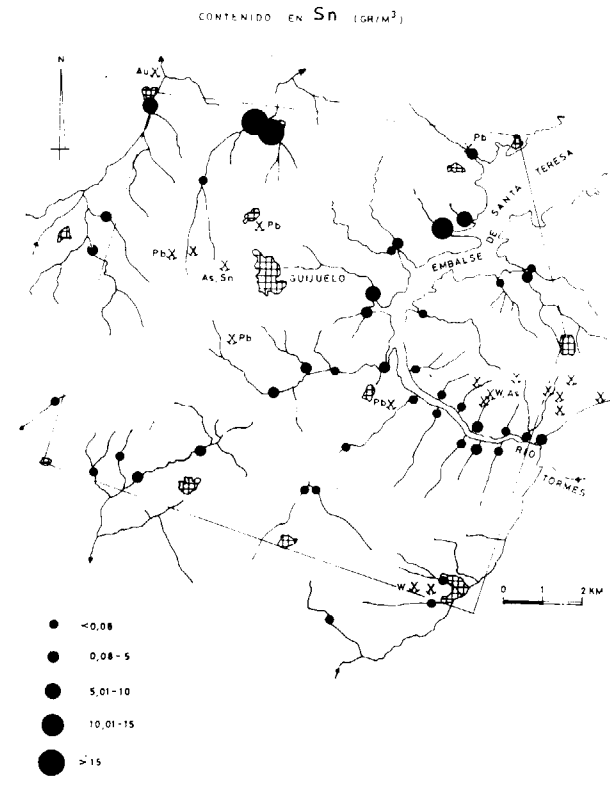


Figura 6.—Distribución de los contenidos de Sn en los concentrados a la batea del área de Guijuelo-Cespedosa.

gramos por metro cúbico), están localizadas en los arroyos que drenan los alrededores de Cespedosa, donde son abundantes las mineralizaciones de W.

El estudio a la lupa binocular ha permitido reconocer como componentes mayoritarios rutilo, zircón, turmalina, anatasa, sillimanita, andalucita y apatito. Como componentes minoritarios y localizados en unas pocas muestras oro, casiterita, scheelita y wolframita.

El oro se presenta en forma de pepitas aplanadas y redondeadas con las aristas cortantes. Su color amarillo es inconfundible. El wolframio se presenta en forma de granos de scheelita de pequeñas dimensiones y granos de wolframita, de color marrón oscuro, muy angulosos.

CONCLUSIONES

La campaña de prospección a la batea realizada en la zona de Guijuelo-Cespedosa ha permitido

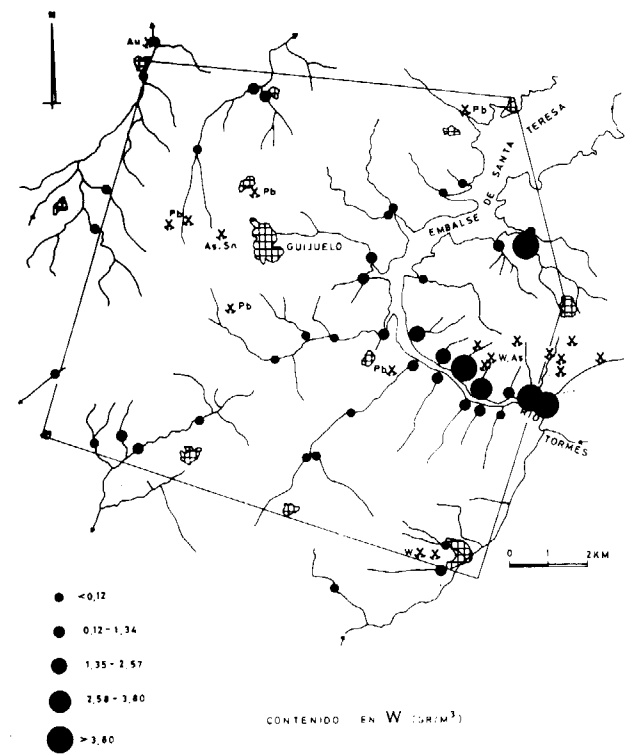


Figura 7.—Distribución de los contenidos de W en los concentrados a la batea del área de Guijuelo-Cespedosa.

la localización de una serie de zonas anómalas en Au, Sn y W.

Las anomalías en los concentrados a la batea de Au y Sn son prácticamente coincidentes. Están distribuidas al NO de la zona de estudio y al S de Aldeavieja de Tormes. El origen de estas anomalías está ligado a filones de cuarzo con oro y casiterita, ya conocidos al N de la zona de estudio, concretamente, en la Mina Dominica; y a los niveles pliocuaternarios de gravas y arcosas del S de Aldeavieja de Tormes, con oro y estaño, presumiblemente de origen detrítico.

Las anomalías de W están relacionadas con los niveles posiblemente exhalativos de cuarcitas con silicatos cálcicos, y sus removilizaciones filonianas, de los alrededores de Cespadosa, donde son conocidos indicios de este tipo, y en donde se ha constatado la no presencia de Au dentro de estos niveles exhalativos (ALCALDE, 1986).

Los contenidos altos de la fracción de las muestras sujetas a análisis químico coinciden con la presencia de granos de oro, casiterita, scheelita y wolframita en la fracción sujeta al estudio a la lupa binocular de las mismas muestras.

Como conclusión final se puede recalcar que se ha observado una clara correlación del Au con el Sn, mientras que el W se comporta de una manera unilateral.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido posible gracias a la beca de investigación concedida al primero de los autores por el Servicio de Política Energética e Investigación Minera de la Junta de Castilla y León. Especial agradecimiento quisiéramos expresar a J. A. Polo, geólogo de dicho servicio.

BIBLIOGRAFIA

ALCALDE, C. (1986): *Investigación geológico-minera del área de Guijuelo-Cespadosa (S de Salamanca)*. Informe Servicio de Política Energética e Investigación Minera. Junta de Castilla y León, 82 pp., 14 figs., 18 fotos, 2 tablas, 36 referencias bibliográficas.

DIEZ BALDA, M. A. (1980): *La sucesión estratigráfica del complejo esquisto-grauváquico al sur de Salamanca*. Estudios Geológicos, 36, 131-138.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1972): *Mapa tectónico de la Península y Baleares*. Escala 1:1.000.000. IGME.

LEPELTIER, C. (1969): *A simplified treatment of geochemical data by graphical representation*. Econ. Geol., 64: 319-336.

MARTINEZ GARCIA, E., y NICOLAU, J. (1973): *Los terrenos infraordovícicos de la antiformal de Martinamor (Salamanca)*. Bol. Geol. y Min., t. LXXXIV-VI, 407-418.

Original recibido: Octubre de 1988.

Original aceptado: Septiembre de 1989.

Determinación experimental de la infiltración en el Vallés Occidental (prov. de Barcelona).

Por M. SANZ I PARERA (*), F. X. MONTSERRAT I REBULL (**), y M. PEDRA I GUIVERNAU (**)

RESUMEN

Se presentan los resultados de más de cuatro años de observaciones referidos a la determinación de la tasa de infiltración que escapa a la evaporación y escorrentía superficial y puede contribuir a la recarga de acuíferos subterráneos. La valoración de estos resultados proporciona inferencias acerca de la evolución del drenaje en relación con la intensidad de los episodios pluviométricos y su distribución a lo largo del tiempo.

Palabras clave: Infiltración, Evaporación, Lisímetros, Evolución del drenaje, Clima mediterráneo, Vallés Occidental.

ABSTRACT

This paper presents the issues of observations from more than four years, refers to the determination of the infiltration rate that leaks out from the evaporation and superficial runoff and may contribute to the groundwater recharge. The valuation of this results provides inferences on the drainage evolution related to the pluviometric events intensity and its time distribution.

Key words: Infiltration, Evaporation, Lysimeters, Drainage evolution, Mediterranean climate, Vallés Occidental.

INTRODUCCION

La estación experimental donde se han efectuado las observaciones utilizadas en este artículo se ubica en el recinto del Campus de la Universidad Autónoma de Barcelona, en pleno Vallés Occidental. Equipada para la medición de los principales parámetros meteorológicos, dispone asimismo de un conjunto de lisímetros que posibilitan unas mediciones más fidedignas de la evaporación e infiltración.

En el presente trabajo se exponen los resultados de más de cuatro años de observaciones, referidos a la determinación de la tasa de infiltra-

ción que escapa a la evaporación y escorrentía superficial y contribuye así a la recarga de los acuíferos. Se consideran igualmente aquellos factores que inciden de manera más directa en el drenaje y en su evolución a lo largo del tiempo.

CARACTERISTICAS CLIMATOLOGICAS GENERALES

La depresión del Vallés disfruta de un clima típicamente mediterráneo con dos períodos lluviosos en primavera y otoño, separados por las estaciones secas de verano e invierno. La relativa proximidad del mar se traduce en un efecto benéfico que amortigua los gradientes térmicos a lo largo del año, por lo cual las temperaturas se caracterizan por su moderación.

(*) Departamento de Geología. Universidad Autónoma de Barcelona (U. A. B.).

(**) Dirección de Aguas Subterráneas y Geología Ambiental. Instituto Tecnológico GeoMinero de España (ITGE).

Precipitaciones

A escala anual las lluvias medidas en el período que comprende los años de 1983 a 1987 se sitúan alrededor de la media pluviométrica de la región que alcanza los 611 mm. (BENET, 1986). Es patente, sin embargo, la existencia de una marcada irregularidad interanual puesta de manifiesto en la escasa pluviometría medida en el año 1985 (tabla 1), que supuso una cifra muy próxima a la mínima de los últimos noventa años en Sabadell (339 mm. en el año 1912).

Las precipitaciones en Bellaterra se reparten en unos 77 días de lluvia a lo largo del año, de ellos 25 se dan en primavera y otros 22 en otoño, todo ello en valores aproximativos.

Asimismo, cabe también remarcar la variabilidad pluviométrica que se da a escala mensual, con los meses secos o lluviosos no siempre concordantes con los que estadísticamente les corresponden. En este sentido se puede destacar el mes de enero, normalmente seco, que muestra 94 mm. medidos en 1988. Por el contrario, el mes de octubre, a pesar de ser el más lluvioso del año, registró en 1984 tan sólo 3,5 mm. de lluvia (tabla 1).

Las lluvias otoñales son cuantitativamente las más importantes si bien se concentran en unos pocos chubascos que revisten una fuerte intensidad. Los 166 mm. medidos en 40 minutos de lluvia durante la trágica noche del 25 de septiembre de 1962 y que provocaron el desbordamiento de los ríos vallesanos, son un buen exponente de ello.

Temperaturas

La temperatura media anual se mantiene muy constante, alrededor de un valor medio de 14,4° centígrados. A escala mensual (tabla 2), las máximas se dan en julio y agosto, meses en los cuales se superan los 30° C. La máxima absoluta del período controlado fue de 37,5° C (agosto de 1987).

Los meses más fríos se registran en enero y febrero. El termómetro, sin embargo, desciende por debajo de los cero grados entre los meses de noviembre y marzo una media de 15 a 30 días al año, con fuertes heladas. La temperatura mínima absoluta fue de -6° C (enero de 1985), aunque la mínima de los últimos noventa años fue de -10,6° C (febrero de 1956).

A escala diaria se produce un notable descenso de las temperaturas nocturnas, en especial en los días claros de invierno con tiempo anticiclónico. Ello origina una fuerte inversión térmica en las capas bajas de la atmósfera que provoca la saturación en vapor de agua y la consiguiente formación de nieblas matinales y heladas. Esta situación puede mantenerse por espacio de unos 10 días.

Humedad

La humedad se presenta bastante constante a escala anual, con un valor medio del 62 por 100. En los meses de noviembre y diciembre se in-

TABLA 1**Repartición mensual de las precipitaciones (mm.)**

Años	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	P total
1983	0	40,89	15,14	0,54	32,8	29,7	0,3	24,8	9,6	98,75	260,8	24,4	541
1984	6,27	28,65	145,7	5,13	94,5	20,3	1,6	42,8	72,1	3,5	78,4	14,4	513
1985	17,9	6,7	5,8	50,1	76,8	22,7	20,8	10,0	2,8	56,3	66,7	24,6	361,2
1986	46,0	58,2	13,4	64,7	12,61	16,21	28,5	30,4	28,4	100,0	44,5	47,8	487,7
1987	44,5	106,4	8,8	14,1	46,9	0,63	27,0	6,3	0	216,5	534,0	90,0	617,6

TABLA 2
Distribución de las temperaturas medias mensuales (°C)

Años	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	T media
1984	5,5	5,25	6,33	13,0	16,2	19,7	23,7	21,9	19,3	15,8	14,4	9,7	14,2
1985	5,93	12,0	10,84	14,53	15,3	20,47	24,2	22,76	22,49	16,24	8,52	6,63	14,8
1986	7,1	6,2	10,6	12,6	17,8	21,1	24,7	27,3	23,1	15,7	10,6	5,3	15,1
1987	5,35	6,85	9,3	13,0	14,29	17,7	22,2	21,6	20,4	15,0	9,2	7,82	13,55

crementa ligeramente —alcanzando el 70 por 100—, lo que reduce el poder evaporante de la atmósfera. Julio es el mes más seco, con un 60 por 100 de humedad media.

Evapotranspiración

Con este término se quiere indicar la cantidad de agua que retorna del suelo a la atmósfera, ya sea por evaporación o por transpiración de las plantas.

Dada la complejidad que supone el cálculo de las numerosas variables que participan en ella y al tener en cuenta que la misma depende del poder de retención de humedad por el suelo, se ha preferido referirla a la evapotranspiración potencial (ETP), que corresponde a un retorno de humedad a la atmósfera con condiciones de un desarrollo vegetal óptimo y una capacidad de campo (grado de humedad de un material que ha perdido su agua gravífica) permanentemente completa. Será por tanto un límite superior de la cantidad de agua que realmente vuelve a la atmósfera y que se conoce como evapotranspiración real (ETR).

Para la determinación de la ETP se han utilizado las fórmulas clásicas de THORNTHWAITE (1948, 1954), TURC (1961), PENMAN (1948) y PRIMAULT (1963). El método de PENMAN utiliza valores de la velocidad del viento y el número de horas de insolación solar, variables que no se registran en nuestra estación por lo que han sido extrapolados desde la cercana estación de Sabadell.

Los resultados obtenidos para la ETP (tabla 3) se muestran como siempre superiores a sus correspondientes precipitaciones anuales, por lo cual sólo podrán ser cotejados con la evapotranspiración real (ETR) cuando el suelo posea unas elevadas reservas hídricas, suficientes para compensar las pérdidas, lo cual no ocurre en nuestras latitudes (SOLER, 1976).

Una aproximación de la ETR se puede tener mediante el cálculo del déficit de circulación o cantidad de agua que escapa a la escorrentía superficial y subterránea. Para su cálculo se han aplicado fórmulas que tienen en cuenta tan sólo la temperatura media anual (COUTAGNE, 1954), o esta variable combinada con la precipitación (TURC, 1954).

TABLA 3
Valores de la ETP (mm.) anual según diferentes métodos

Año	Thornthwaite	Turc	Primault	Penman	bac	P
1984	689	603	716	673	760	513
1985	711	846	894	699	861	361
1986	755	638	866	724	775	487
1987	664	863	862	651	—	617

Los resultados obtenidos (tabla 4) demuestran que la fórmula de COUTAGNE se sitúa en su límite de posible aplicación, ya que su ámbito se da para un intervalo de pluviometría comprendido entre los 600 mm. y los 900 mm. anuales,

valores éstos que son superiores a los medidos durante el período estudiado. Sucede lo mismo con la fórmula de TURC, aunque ésta al considerar la pluviometría refleja unos valores más reales del déficit de escorrentía.

TABLA 4
Valores de la ETR anual y del déficit de circulación

Año	Temperatura (°C)	P (mm.)	ETR (mm.)	Coutagne (mm.)	Turc (mm.)
1984	14,2	513	402	391	421
1985	14,8	361	316	316	346
1986	15,6	487,7	452	408	444
1987	13,55	617.6	405	474	494

La ETR puede también calcularse mediante el balance de THORNTHWAITE (1044), a partir de los valores de la ETP mensual y considerando unas reservas hídricas del suelo que han sido estimadas en 100 mm.

TABLA 5
Agua disponible para la infiltración (circulación + infiltración) (mm.)

	1983	1984	1985	1986	1987
Entradas lisímetro ...	433	410	289	390	494
Infiltrac. lisímetro ...	58,8	49,2	14,4	50,8	248
Turc, I=P-D ...	—	92	15	43	95
Coutagne, I=P-D ...	—	122	45	79	118
Thorntwaite, I=P-ETR ...	—	23	45	35	212

INFILTRACION

Una primera aproximación al valor de la infiltración puede tenerse en función de la ETR y del déficit de circulación. El porcentaje de infiltración así calculado se sitúa entre el 10 por 100 y el 20 por 100 de la precipitación (tabla 5, donde: P, Pluviometría; D, Déficit circulación; ETR, Evapotranspiración real).

La determinación de la infiltración puede evaluarse también de manera experimental mediante el uso de cajas lisimétricas (fig. 1). En nuestro caso se han empleado lisímetros cilíndricos de 0,8 m² de superficie y 1,1 m. de altura, rellenos con el mismo material que fue extraído para su construcción, constituido por arcillas y limos del Mioceno. La base de este relleno está compuesta por una capa de gravillas que facilitan el drenaje del agua infiltrada.

Infiltración a escala anual

El balance de entradas y salidas hídricas del lisímetro refleja que los volúmenes drenados a escala anual son proporcionales a las aportaciones que recibe. Proyectados estos valores (tabla 5) en un sistema de ejes cartesianos en el que la infiltración anual se dispone en ordenadas y las entradas —pluviometría anual (mm.) × 0,8 (m²)— en abscisas, se dibuja una recta (figura 2) cuya ecuación es:

Infiltración (mm.)=Entradas de agua (mm.)—317

Esta ecuación nos permite calcular la cantidad de agua que anualmente se infiltra a través del suelo hasta alcanzar la zona saturada incorporándose así a las aguas subterráneas con la con-

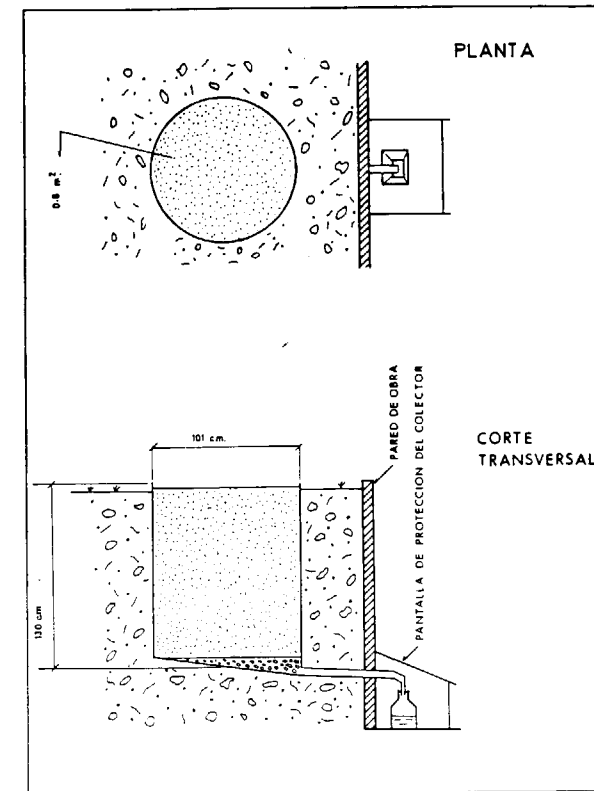


Figura 1.—Lisímetro.

siguiente recarga de los acuíferos. De la misma se deduce que para entradas inferiores a los 317 mm. no se producirá infiltración alguna en el lisímetro; ello representa una pluviometría anual del orden de 400 mm.

La tasa de infiltración es, asimismo, muy variable de un año a otro, alrededor de una media del 10 por 100 que se reduce a un valor mínimo en los períodos secos (5 por 100 en 1985) y puede aumentar considerablemente en los años húmedos (50 por 100 en 1987).

Infiltración a escala mensual

La infiltración que se opera a través del lisímetro se halla condicionada de forma preferente por la distribución de las lluvias que inciden sobre él a lo largo del año, las cuales en las regiones mediterráneas se caracterizan por su irregular distribución, tal y como se mencionó anteriormente. Aunque las precipitaciones tienden a concen-

trarse en otoño y primavera, su cuantía resulta también muy aleatoria, con lo que el estado de saturación del lisímetro acusa notables diferencias a lo largo del año.

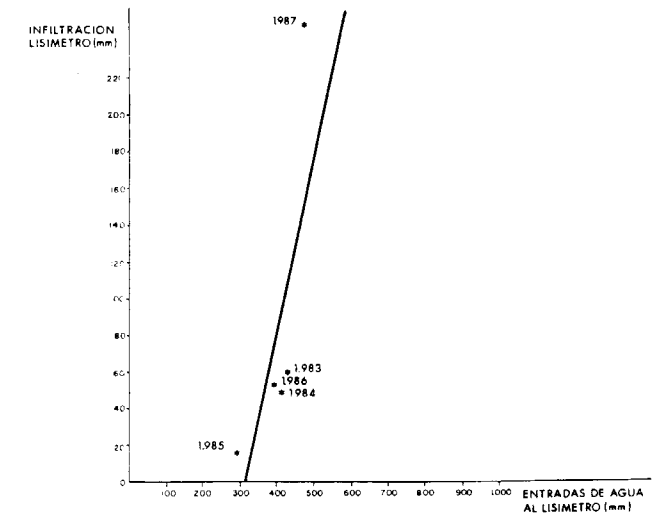


Figura 2.—Drenaje del lisímetro en función de las entradas.

En el período comprendido entre febrero y junio se registra un considerable volumen drenado por el lisímetro. En estos meses las lluvias superan generalmente los valores de la ETP, lo que favorece un mayor nivel de saturación del suelo. A lo largo del período estival el lisímetro interrumpe sus salidas. En otoño, sobre todo en octubre y noviembre, el lisímetro puede volver a entrar en funcionamiento siempre y cuando las precipitaciones compensen las pérdidas debidas a la evaporación e incrementen las reservas hídricas. Si ello se cumple, la fase de agotamiento —salvo cortas interrupciones— puede mantenerse hasta las lluvias de primavera.

El volumen drenado a finales de invierno y primavera supone cerca del 75 por 100 del volumen total drenado en el año. En otoño, a pesar de que las aportaciones hídricas suelen ser más importantes, el volumen recuperado apenas sobrepasa el 25 por 100 (excepcionalmente en 1987 se llegó al 50 por 100). Este desigual comportamiento del lisímetro es lógico si se considera que una parte sustancial de las entradas de agua de-

ben emplearse en saturar el suelo después de la fuerte evaporación estival.

En invierno y primavera se tiene un mayor nivel de saturación y una menor ETP, por lo que pequeñas lluvias son capaces de proporcionar caudales más importantes. En ocasiones se llegan a drenar volúmenes de agua del mismo orden de magnitud que las aportaciones recibidas.

Durante el verano no se ha apreciado drenaje alguno en el lisímetro a pesar de haberse medido precipitaciones superiores a los 23 mm. por día.

Infiltración a escala diaria

Se ha seguido la evolución de los caudales drenados en el lisímetro bajo diferentes condiciones de saturación computando los volúmenes drenados en intervalos de tiempo de 24 horas. El drenaje en el lisímetro mantiene una media de 62 días al año, variando entre un máximo de 78 días en los años lluviosos y un mínimo de 32 días en los más secos (tabla 6). Contabilizados los días con escorrentía, se aprecia un máximo en febrero y marzo. Si el otoño ha sido seco, el período antes indicado será el único que registrará drenaje.

TABLA 6
Caudales (mm/día) y días con drenaje en el lisímetro

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total	Infiltrac. (% P)
1983														
V. drenado	0	13	10,25	0,75	4,3	1,27	0	0	0	0	21,1	9,2	59,87	11
Días drenaje	0	9	17	51	7	5	0	0	0	0	21	14	78	
1984														
V. drenado	2,23	2,58	25	14,5	3,06	0,04	0	0	0	0	0	0	49,2	9,5
Días drenaje	7	5	31	16	6	0	0	0	0	0	0	0	65	
1985														
V. drenado	0	0	0	5,2	9,22	0	0	0	0	0	0	0	14,4	3,9
Días drenaje	0	0	0	9	20	3	0	0	0	0	0	0	32	
1986														
V. drenado	0	20,7	16,2	13,9	0,02	0	0	0	0	0	0	0	50,8	10,4
Días drenaje	0	28	31	13	1	0	0	0	0	0	0	0	73	
1987														
V. drenado	13,84	100	6,81	0	0	0	0	0	0	74,5	17,9	35,1	248,1	44
Días drenaje	16	31	15	0	0	0	0	0	0	31	13	24	131	

Clasificados los caudales diarios se ha visto que se sobrepasan los 5 mm/día una media de cinco veces al año, generalmente en los meses de febrero, octubre y/o noviembre. Los días con caudales mayores de 1 mm/día se dan unas 18 veces, mientras que los caudales del orden de 0,05 mm/día representan una media de 40 días anuales (tabla 7).

Aproximación teórica de la infiltración

Las curvas acumuladas de los drenajes medidos en el lisímetro se aproximan mucho a los de-

ducidos teóricamente mediante el balance de Thornthwaite considerando unas reservas hídricas de 100 mm. En la figura 3 se han representado ambas gráficas deducidas para los cuatro años empleados.

En la aproximación realizada, las lluvias de final de mes son computadas como escorrentía en el mes siguiente. Por otra parte, las salidas se han contabilizado en el mes que les corresponde.

El drenaje total medido fue de 362 mm., mientras que el calculado representó 302 mm. para unas entradas totales de 1.584 mm. En conse-

TABLA 7
Caudales clasificados y repartición del drenaje en el lisímetro

Año	Días drenaje	Número días Q>5 mm/d.	Número días Q>1 mm/d.	Número días Q>0,05 mm/d.
1983	78	5	36	37
1984	65	3	15	47
1985	32	1	6	26
1986	73	4	16	53
1987	131	17	53	61

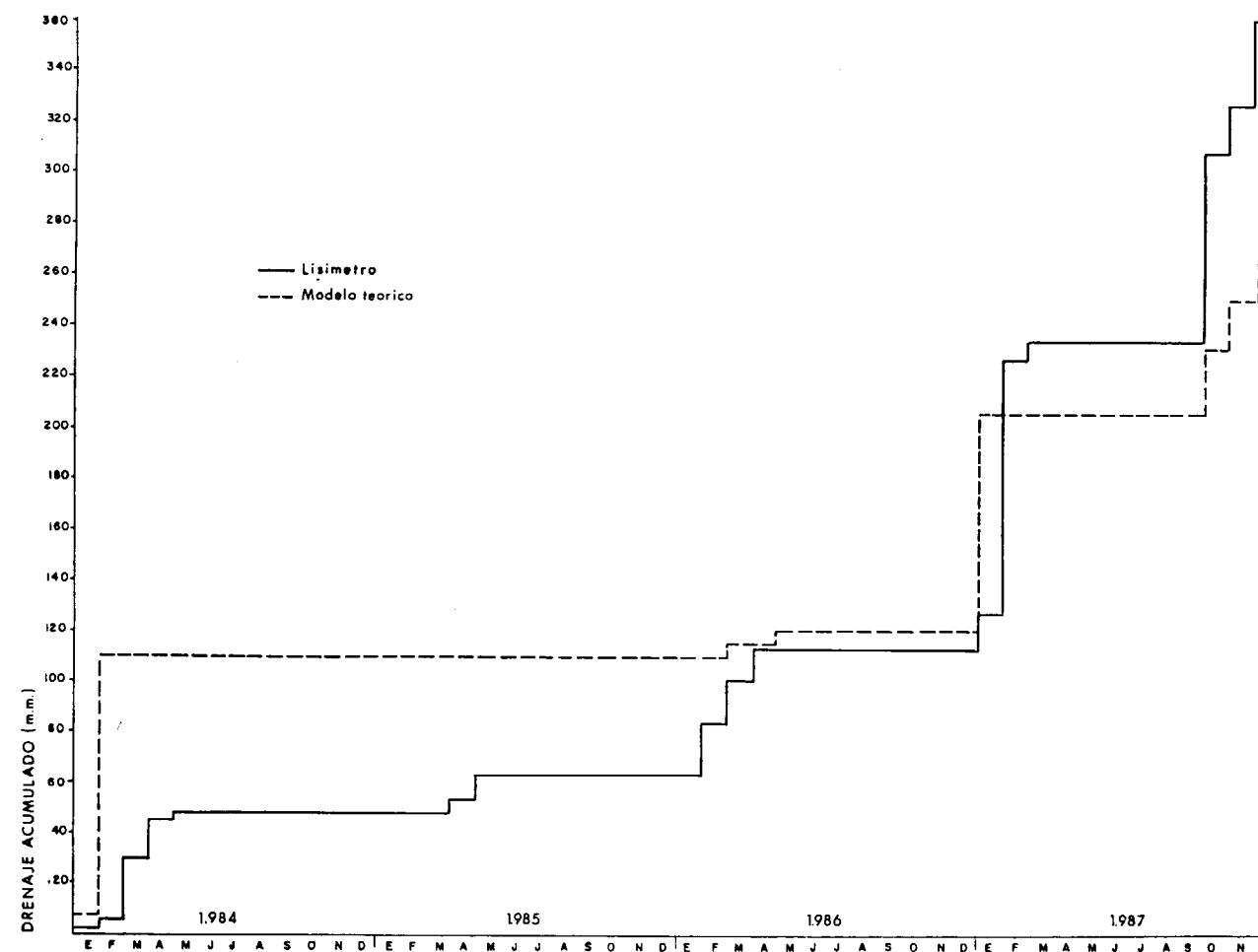


Figura 3.—Comparación de las curvas acumuladas de los drenajes medidos y simulados.

cuencia, la infiltración representa respectivamente unos porcentajes del 22 por 100 y del 19 por 100 de la precipitación anual.

HIDROGRAMAS DE INFILTRACION

Se han estudiado las curvas de drenaje o agotamiento del lisímetro obtenidas a partir del cálculo

lo de los caudales medios diarios que siguen a los más significativos períodos lluviosos del año. Se han deducido dos tipos de hidrogramas que corresponden a las características de comportamiento hidrológico de las escorrentías de otoño y del inicio de la primavera.

Cuando la recarga se efectúa con un elevado nivel de saturación del suelo, el tiempo de respuesta o el incremento de caudal de drenaje por la llegada del frente de humedad correspondiente al agua infiltrada es relativamente corto, cifrado en unas pocas horas, alrededor de cuatro. Dicho tiempo se incrementa hasta cerca de 24 horas si la saturación preexistente en el lisímetro es menor e insuficiente para permitir drenaje. Así, las velocidades de transferencia de agua serán tanto más rápidas cuanto mayor sea el estado de saturación (excepto en un estado inicial próximo a la desaturación, como se verá más adelante), variable ésta que condiciona la conductividad hidráulica del suelo y, por consiguiente, la velocidad de infiltración.

Durante el tiempo estudiado se han dispuesto de cuatro períodos completos de agotamiento, no afectados por la presencia de nuevos episodios lluviosos. Con los datos obtenidos se han representado las curvas de agotamiento (fig. 4) situando en abscisas el tiempo transcurrido y en ordenadas logarítmicas los caudales diarios.

La fase de agotamiento que sigue el lisímetro se asemeja al vaciado de un reservorio, al cual se puede aplicar la ecuación de Maillet:

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha(t-t_0)}$$

En esta ecuación, Q_t y Q_0 representan los caudales medidos en los tiempos t y t_0 , mientras que los valores de α reflejan los coeficientes de agotamiento correspondientes a las distintas fases de drenaje.

En un estado inicial los puntos señalados en la gráfica reflejan una recta de fuerte pendiente, característica de la existencia de un rápido drenaje del lisímetro que se mantiene por espacio de tres o cuatro días y en los cuales se recoge cerca del 80 por 100 del total drenado.

Según BLAVOUX (1978) la curva de drenaje iniciada con un caudal elevado indica que predomina una circulación de tipo «piston flow», en la cual la recarga desplaza al agua preexistente que

había en la macroporosidad del terreno mediante un efecto de transferencia de presión ligado en su velocidad a la conductividad hidráulica.

La segunda fase del agotamiento se mantiene durante un tiempo más prolongado; así, caudales comprendidos entre 1 y 0,1 mm/día representan un drenaje de unos 12 días. Los coeficientes de agotamiento calculados para esta etapa oscilan entre 0,17 para el mes de febrero y 0,22 para noviembre. Estas diferencias son debidas principalmente a la menor saturación que hay en el lisímetro al final del período estival, así como a la mayor evapotranspiración que aún persiste en la primera parte del otoño, factores ambos que reducen la conductividad hidráulica del suelo.

Con objeto de completar las observaciones que la escasez de escorrentía impide realizar durante el período estival, se han efectuado diferentes experiencias empleando un lisímetro de características semejantes al anterior, si bien se mantiene cubierto para de esta manera controlar mejor las entradas de agua a que se ha sometido mediante riegos periódicos.

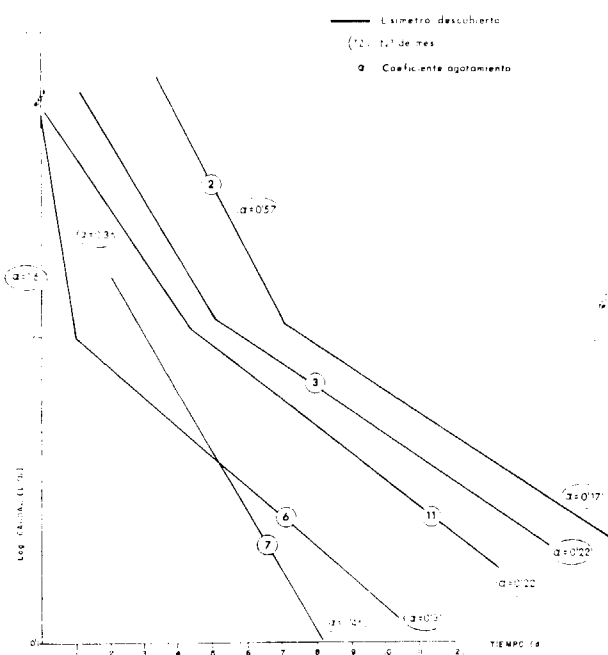


Figura 4.—Curvas de agotamiento en el lisímetro.

Estas experiencias han consistido en regar el lisímetro con 15 litros de agua a diferentes condiciones iniciales de saturación y en seguir la evolución de los caudales drenados. Cuando la saturación era elevada la respuesta del lisímetro fue semejante a la descrita para el lisímetro descubierto. Los valores que se obtienen para el coeficiente de agotamiento son del mismo orden de magnitud que los anteriormente hallados. Cuando el lisímetro se encuentra totalmente saturado, como es frecuente en invierno, se puede llegar a recuperar en su totalidad el volumen de agua que se ha introducido. El 20 por 100 de dicho volumen se recoge en los dos primeros días de drenaje, prolongándose éste por espacio de unos veinte días.

Si el lisímetro se halla en condiciones próximas a la desaturación, existiendo tan sólo un leve goteo, la respuesta a la recarga se traduce en un rápido drenaje que reduce el tiempo base del hidrograma de infiltración a menos de 8 días y el volumen de agua que se logra recuperar apenas alcanza el 7 por 100 y de él, cerca del 75 por 100 se obtiene en los dos primeros días. El incremento de caudal se pone ya de manifiesto a las pocas horas de efectuar la recarga. Los valores del coeficiente de agotamiento establecidos para estas condiciones de mínima saturación son de 0,31 en junio y de 0,46 en julio (fig. 4). Las mediciones de la succión del suelo efectuadas mediante tensiómetros introducidos a 20 cm. y 40 cm. de profundidad, reflejan que se produce una rápida infiltración al poco de terminar el riego. La llegada del frente de humedad a esa profundidad no implica, sin embargo, que tenga lugar la completa saturación de esos niveles, pues sólo se observa una pequeña reducción de la succión. El hecho de que el drenaje del lisímetro prosiga bajo estas condiciones pone de manifiesto que no es necesaria la saturación previa de los horizontes superiores del perfil edáfico.

VALORACION DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Las características pluviométricas que definen el régimen mediterráneo con su marcada irregu-

laridad interanual e incluso anual, son los factores que condicionan de una manera prioritaria el estado higrométrico del suelo. Si las lluvias de otoño revisten una cierta importancia y llegan a saturar el lisímetro, se producirá escorrentía, aunque una parte sustancial del volumen introducido se habrá empleado en aumentar sus mermaidas reservas hídricas (cerca del 75 por 100). Si por el contrario estas lluvias no fueran suficientes para lograr este fin no se producirá drenaje hasta el próximo período lluvioso importante de finales de invierno y primavera. En esta época del año, al ser mayor el grado de saturación y menor la evaporación, una menor lluvia dará lugar a escorrentías en las que será posible recuperar volúmenes cifrados entre el 75 por 100 y el 100 por 100 del introducido.

Durante el período estival no existe drenaje, pues las lluvias caídas son normalmente escasas y la evaporación es elevada, con lo cual no es posible saturar mínimamente el lisímetro. Si una lluvia puntual revistiera una cierta importancia, puede infiltrarse de forma rápida a favor de la macrofisuración del suelo que se da en este período del año y proporcionar así, durante un corto espacio de tiempo, un débil caudal de salida.

A escala anual el porcentaje de lluvia infiltrada y drenada representa cerca del 10 por 100 de aquélla. Si las precipitaciones del año se presentan muy desigualmente repartidas y además son escasas, no superando los 300 mm., no se tendrá drenaje. En los años lluviosos (más de 600 mm.) la infiltración se incrementa y puede representar cerca del 50 por 100 de la pluviometría, máxime si ésta se presenta regularmente distribuida a lo largo del año.

BIBLIOGRAFIA

- BENET, C. (1986): *Dades meteorològiques de Sabadell, 1897-1979*. Ayuntamiento de Sabadell (Barcelona).
- BLAVOUX, B. (1978): *Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxigène 18 et du tritium*. Thèse de Doctorat d'Etat. Université Pierre et Marie Curie, Paris 6.
- SOLER, X. (1976): *Estudio de la dinámica hidrogeológica en una cuenca experimental*. Tesis de Doctorado. Universidad Autónoma de Barcelona.

GEOFISICA

Estudio gravimétrico en Extremadura (Zona de La Codosera-Albuquerque y Albalá) y su aplicación a la exploración de yacimientos minerales.

Por R. CAMPOS (*) y P. GUMIEL (**)

RESUMEN

Este trabajo forma parte de un Proyecto Internacional cofinanciado por la Comisión de la CEE (MA1M-032-C), del cual el ITGE es el responsable.

La prospección gravimétrica realizada por el ITGE en Extremadura, como otra de las técnicas multidisciplinarias empleadas, se ha enfocado como apoyo del estudio estructural de las áreas investigadas. Uno de los objetivos ha sido la determinación de los grandes accidentes estructurales, así como la definición de la forma y extensión en profundidad de los cuerpos graníticos y su relación con las rocas encajantes. Se han medido 1.543 estaciones, con una densidad de una estación por kilómetro cuadrado, incluyendo un soporte topográfico en cada uno de los puntos de medida.

El mapa de anomalías de Bouguer refleja las características geológicas del área, diferenciándose claramente dos zonas: Albalá y La Codosera-Albuquerque, siendo esta última donde se centraron los trabajos de mayor detalle.

La gravimetría realizada apoya el modelo de fracturación tardihercínica en «dominó o bookshelf» que ha sido interpretado como consecuencia del movimiento prolongado de cizalla sinistral que afectó a la zona de La Codosera (SANDERSON et al., in press.). Por otra parte, la interpretación cuantitativa del Batolito de Albuquerque, basada en seis perfiles de dirección N-S, muestra un mínimo gravimétrico aún insuficientemente comprobado, localizado al oeste de La Codosera, que de confirmarse, se podría pensar en la existencia de algún cuerpo intrusivo en profundidad, en el Sinclinal de La Codosera, cuyas implicaciones geológicas y metalogénicas serían de gran importancia.

Palabras clave: Gravimetría, Mapa de anomalías de Bouguer, Exploración minera, Modelos estructurales, Extremadura, España.

ABSTRACT

This work was carried out as part of an International Project funded by the Commission of the EEC in Extremadura (Spain). To support the structural work, a gravity survey was carried out by ITGE, aimed at studying the geometry (shape and extension in depth) of the granitic bodies and the structure of the metamorphic rocks. The Bouguer gravity anomaly map was the starting point of this study accompanied by a topographical support. 1.543 stations were measured in a grid of 1 point/Km².

Two distinct anomalous areas are present in the Bouguer gravity anomaly map: Albalá and La Codosera-Albuquerque, which has been the main study area and shows several anomalies explained in this paper. The gravity work support the «book-shelf» Late-Hercynian faulting model (SANDERSON et al., in press.) which has been attributed to continued left-lateral shear that affected to the whole area of La Codosera.

The quantitative interpretation of the Albuquerque Batholith, based on six N-S trending gravity profiles, exhibits an interesting negative gravity anomaly located towards the west of La Codosera which may be of major importance from geologic and metallogenic view-point.

Key words: Gravity, Bouguer anomaly map, Mineral exploration, Structural models, Extremadura, Spain.

(*) Servicio Geofísica. ITGE.

(**) Dirección Recursos Minerales. ITGE.

INTRODUCCION

Este trabajo se encuentra en el Proyecto «Development of new multidisciplinary techniques for mineral exploration in several areas of the Western Iberian Peninsula», el cual está financiado en parte por la comisión de la C. E. E. Se trata de un proyecto de cooperación internacional que está siendo realizado entre diversos Organismos, Universidades y Empresas Estatales. El Instituto Tecnológico GeoMinero de España ostenta la responsabilidad del Proyecto.

Una de las técnicas empleadas es la prospección gravimétrica, enfocada al control estructural de las áreas investigadas, y junto con la teledetección y el análisis estructural sobre el terreno, ha sido integrada en un marco geológico de conjunto. Por consiguiente, los objetivos principales se han centrado en el estudio y determinación de los grandes accidentes es-

tructurales (lineamientos mayores), así como en la definición de la forma y extensión en profundidad de los cuerpos graníticos, aflorantes o subaflorantes, y su relación con las rocas encajantes.

El área de estudio se sitúa en el suroeste peninsular, entre las provincias de Cáceres y Badajoz (fig. 1). Forma una banda de 32 kilómetros de ancho por 97 kilómetros de largo, quedando delimitada por las siguientes coordenadas U. T. M.:

A — x=656000; y=4370000
B — x= 65700; y=4339000
C — x=753000; y=4371000
D — x=738000; y=4339000

La zona ocupa parcialmente las siguientes Hojas del M. T. N. a escala 1/50.000: 702, 703, 704, 705, 727, 728, 729, 730, 750 y 751.

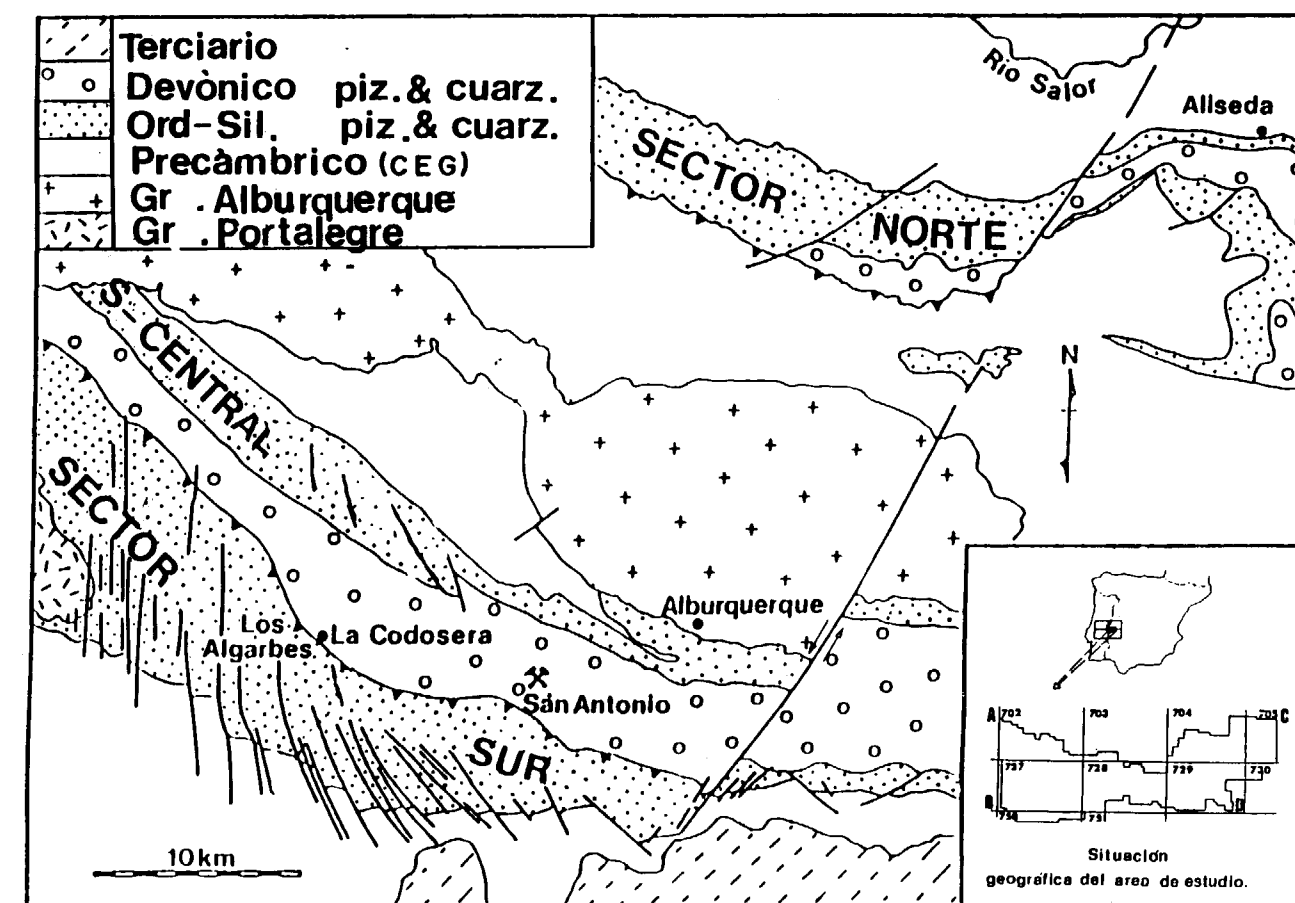


Figura 1.—Esquema geológico del área de La Codosera-Albuquerque.

GEOLOGIA

Desde el punto de vista geoestructural, el área de estudio se sitúa en el límite sur de la Zona Centrobérica, y puede subdividirse en una serie de unidades tectonoestratigráficas bien definidas que, además, corresponden con dominios fisiográficos claramente identificables.

- El Complejo Esquisto Grauváquico (CEG), constituido principalmente por pizarras y grauvacas, que aflora predominantemente en la totalidad del área.
- Los materiales paleozoicos, que son alternancias de cuarcitas y pizarras principalmente.
- Las rocas graníticas que intruyen en el CEG y en el Paleozoico.

El C. E. G. está formado por una monótona secuencia de pizarras y grauvacas, la cual se puede subdividir en dos Unidades separadas por una discordancia (BOUYX, 1970). La Unidad Inferior es de edad Proterozoica, y está constituida principalmente por pizarras y grauvacas, mientras que la Unidad Superior es más variada e incluye calizas, areniscas y conglomerados, y su edad se atribuye al Vendiano y/o al Cámbrico Inferior.

El Paleozoico Inferior está bien representado en el Sinclinal de La Codosera, al oeste del área de estudio, reposa discordante sobre el CEG y está constituido por una alternancia de cuarcitas y pizarras. La base está bien caracterizada por la Cuarcita Armoricana de edad Arenig, que puede considerarse un nivel guía cartografiable. Por debajo aparece esporádicamente una secuencia de pizarras, areniscas y conglomerados, de posible edad Tremadoc. La sucesión de pizarras negras, areniscas y cuarcitas que se encuentra por encima de la Cuarcita Armoricana contiene fauna de edad Ordovícica y Silúrica. Esta secuencia puede correlacionarse con la «Serie Tipo» del Sinclinal de Almadén (ORTEGA, 1988). El Devónico comienza con un incremento en tramos areniscos con enriquecimiento en Fe, y un nivel de cuarcita, de posible edad Siegeniense, cerca de la base. Por encima se encuentran las pizarras grises-rojizas que caracterizan la zona de La Codosera y que forman el núcleo del Sinclinal, y los tramos carbonatados, con brechas sinsedimentarias, lutitas, cherts y rocas volcánicas, que constituyen una serie volcano-sedimentaria en la

que encaja la mineralización de antimonio de San Antonio (GUMIEL, 1983; ARRIBAS y GUMIEL, 1984).

Las rocas graníticas que caracterizan el área de estudio se agrupan en los siguientes cuerpos plutónicos: el Batolito de Alburquerque y el stock de Albalá.

A continuación se resalta la importancia geoestructural y metalogénica del área de La Codosera-Alburquerque, la cual se subdivide en cuatro unidades tectonoestratigráficas (fig. 1):

1. El Complejo Esquisto-Grauváquico (CEG) del Precámbrico Superior. La mayoría de las rocas que afloran al norte de La Codosera pertenecen a la Unidad Inferior del CEG, aunque las rocas microconglomeráticas deformadas (porfiroides de la Formación Urra) que afloran al sur del Sinclinal pueden atribuirse a la Unidad Superior (Vendiano y/o Cámbrico Inferior?).
2. El Paleozoico Inferior, que ocupa tres alineaciones montañosas bien definidas (fig. 1):
 - Sector Norte / Sierra de San Pedro.
 - Sector Central / Sierra de Jola - Alcorneo.
 - Sector Sur, que incluye rocas intensamente deformadas, desde el Precámbrico Superior hasta el Devónico.
3. El Sinclinal de La Codosera, cuyo núcleo está ocupado por las pizarras del Devónico Medio, en las que se observan pliegues de eje subvertical y esquistosidad fuertemente buzante y penetrativa. El Sinclinal es asimétrico (vergencia norte), con desarrollo de pliegues suaves en el flanco norte (Sector Central-Jola) y fuertemente inclinados, junto con rocas muy deformadas, en el flanco sur. Esto es el resultado de la influencia de la zona de cizalla «Badajoz-Córdoba» —complejo lineamiento estructural, cuyos movimientos se desarrollaron principalmente durante la Orogenia Hercínica (LE FORT & RIBEIRO, 1980; BURG et al., 1981)—. El flanco sur del Sinclinal comprende materiales desde el Ordovícico hasta el Devónico, con cuarcitas, pizarras y calizas. El interés de dicho flanco es por las mineralizaciones de oro que en él aparecen (Los Algarbes, La Portilla, La Perla

de Aníbal, etc.) y por las de antimonio, explotadas hasta el año 1987 (Mina San Antonio).

4. El Granito de Alburquerque es un batolito hercínico que intruye principalmente en los materiales del CEG, aunque hacia el oeste, en Portugal, atraviesa el Sinclinal de La Codosera. Se encuentra intensamente fracturado, reconociéndose varios sistemas de fracturas; NE-SO, NO-SE, E-O y N-S, siendo el primero el principal y mejor desarrollado.

En cuanto a la deformación, el Sinclinal de La Codosera se podría considerar una zona de transición entre los terrenos de la Zona Centrobérica y los de Ossa Morena. Presenta caracteres generales centrobéricos hacia el norte, y rasgos de Ossa Morena hacia el sur, aumentando progresivamente la deformación en el flanco sur. Existen criterios de campo suficientes como para pensar que el Sinclinal de La Codosera, y principalmente el flanco sur, ha sido afectado por mecanismos de cizallamiento dúctil hercínico, de dirección aproximada E-O y sentido sinistral.

La fracturación tardihercínica produce fallas de extensión, de dirección N-S y NE-SO, que cortan a las estructuras hercínicas y a los granitos. Estas fallas rotan a direcciones NO-SE aumentando el desplazamiento dextrógiro lateral de los materiales a los que afectan, y dando lugar a una geometría típica «dominó» o «bookshelf» (SANDERSON et al., in press.). Esto sugiere un prolongado efecto de cizallamiento sinistral que afectó a toda la zona (fig. 4b).

La respuesta frágil de la deformación, puesta de manifiesto por el desarrollo de estos sistemas de fallas de extensión, es muy importante desde el punto de vista metalogénico y minero, de cara a la exploración. Estas estructuras son las que pueden actuar como vías de ascenso de las soluciones mineralizadoras y favorecer la formación de los sistemas filonianos en ellas, o en las de segundo orden, relacionadas con las principales. Si las condiciones son favorables, se pueden desarrollar zonas de dilatación donde se concentren mineralizaciones auríferas, existiendo, por tanto, un claro control estructural de los indicios de oro del área de La Codosera.

GRAVIMETRIA

Dadas las características geológicas y el interés minero del área, los objetivos del estudio gravimétrico se centraron en los siguientes aspectos:

- Determinación de la morfología de los cuerpos intrusivos principales: Albalá y Alburquerque.
- Relación entre estas rocas graníticas y los materiales metamórficos encajantes.
- Determinación de las principales zonas de fracturación, en función de los datos gravimétricos y su confirmación en profundidad.

Por último, se resaltan las implicaciones de la modelización gravimétrica, de cara a la exploración minera del área.

Para llevar a cabo este estudio se han realizado 1.543 medidas gravimétricas, con una densidad de una estación por kilómetro cuadrado, procurando una distribución lo más aproximada posible a la configuración de malla regular, e incluyendo un levantamiento topográfico (coordenadas X, Y, Z) en cada uno de los puntos de medida. Además, se establecieron cuatro bases gravimétricas para trabajar con valores absolutos de la gravedad, uniéndolas con las Bases de la Red de Gravimetría Fundamental (IGSN-71): BF16 (Cáceres) y BF11 (Badajoz).

ESTUDIO DE DENSIDADES

La densidad standard media de 2,67 g/cc. dada para la Corteza por DALY en 1933, y usada como densidad de reducción en este trabajo, está basada principalmente en la densidad de las rocas graníticas. Se dispone de pocos datos relativos a la densidad de las rocas metamórficas, por lo que se ha realizado un estudio complementario en dichas rocas, para conocer la densidad media representativa de todas las rocas que configuran el área. Dicho estudio ha consistido, en primer lugar, en la realización de un muestreo sistemático de las diferentes litologías del área (fig. 2) en afloramientos representativos y en testigos de sondeo a diferentes profundidades. En segundo lugar, la determinación experimental de la densidad de dichas muestras y, por último, en el estudio estadístico de los datos derivados

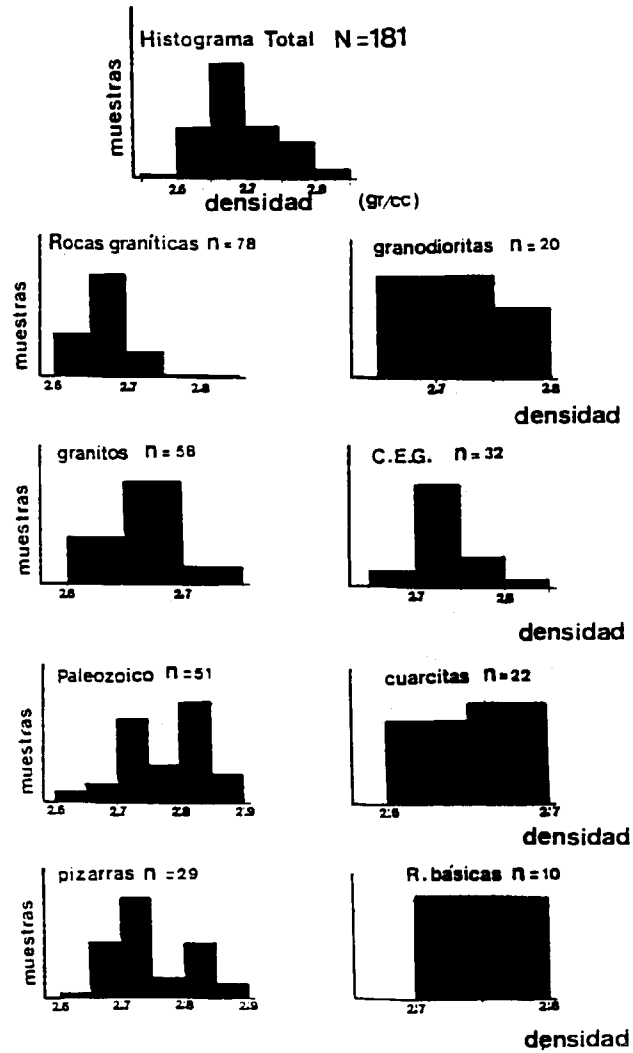


Figura 2.—Histogramas de densidades (n=número de muestras).

TABLA I

Litología		Densidad med. (g/cc.)
Facies graníticas	Granitos	2,64
	Granodioritas	2,72
C. E. G.	Pizarras y Grauvacas	2,72
Paleozoico	Cuarcitas	2,64
	Otras facies	2,72
	Rocas básicas	2,78

de la determinación experimental (tabla I, fig. 2). De esta forma se ha podido llegar a establecer una aproximación lo más exacta posible al contraste de densidades reales de los materiales, lo cual aumenta el rigor en la interpretación cuantitativa de los perfiles de anomalías de Bouguer.

MAPA DE ANOMALIAS DE BOUGUER

El mapa de anomalías de Bouguer (fig. 3) se ha realizado con una densidad de reducción de 2,67 g/cc. y refleja las características geológicas del área, diferenciándose claramente dos zonas: 1) Zona de Albalá (al este), y 2) Zona de La Codosera-Alburquerque (al oeste). El área límite entre estas dos zonas viene marcada por una tendencia de las curvas del mapa según la dirección N130-140E (Anomalía A). La correspondencia geológica de esta Anomalía A es la alineación de materiales paleozoicos que constituyen la Sierra de San Pedro (Sector norte), los cuales forman un sinclinal con una estructuración muy compleja, siguiendo la directriz principal hercínica.

La «ZONA DE ALBALA» viene caracterizada por una fuerte anomalía negativa (Anomalía B), la cual se desarrolla sobre el batolito de Albalá. Esta zona muestra, además, un gran número de anomalías menores, entre las que destacan las anomalías negativas C y D, que representan la prolongación hacia el sur del batolito de Cabeza de Araya (AUDRAIN et al., in press.) y su probable desconexión con el de Albalá, así como la anomalía positiva E asociada a materiales metamórficos del CEG.

La zona denominada LA CODOSERA - ALBURQUERQUE, de la misma forma que la de Albalá, está caracterizada por una fuerte anomalía negativa (Anomalía F), generada por el Batolito de Alburquerque. Las diferencias en los gradientes de esta anomalía se pueden interpretar como debidas a diferencias en el grado de verticalización de los contactos del cuerpo intrusivo, lo que le confiere una forma asimétrica (quizá elíptica), la cual también se pone de manifiesto hacia el este.

La Anomalía G, situada en el borde oeste del mapa, está caracterizada por valores también negativos, y representa la prolongación del Bato-

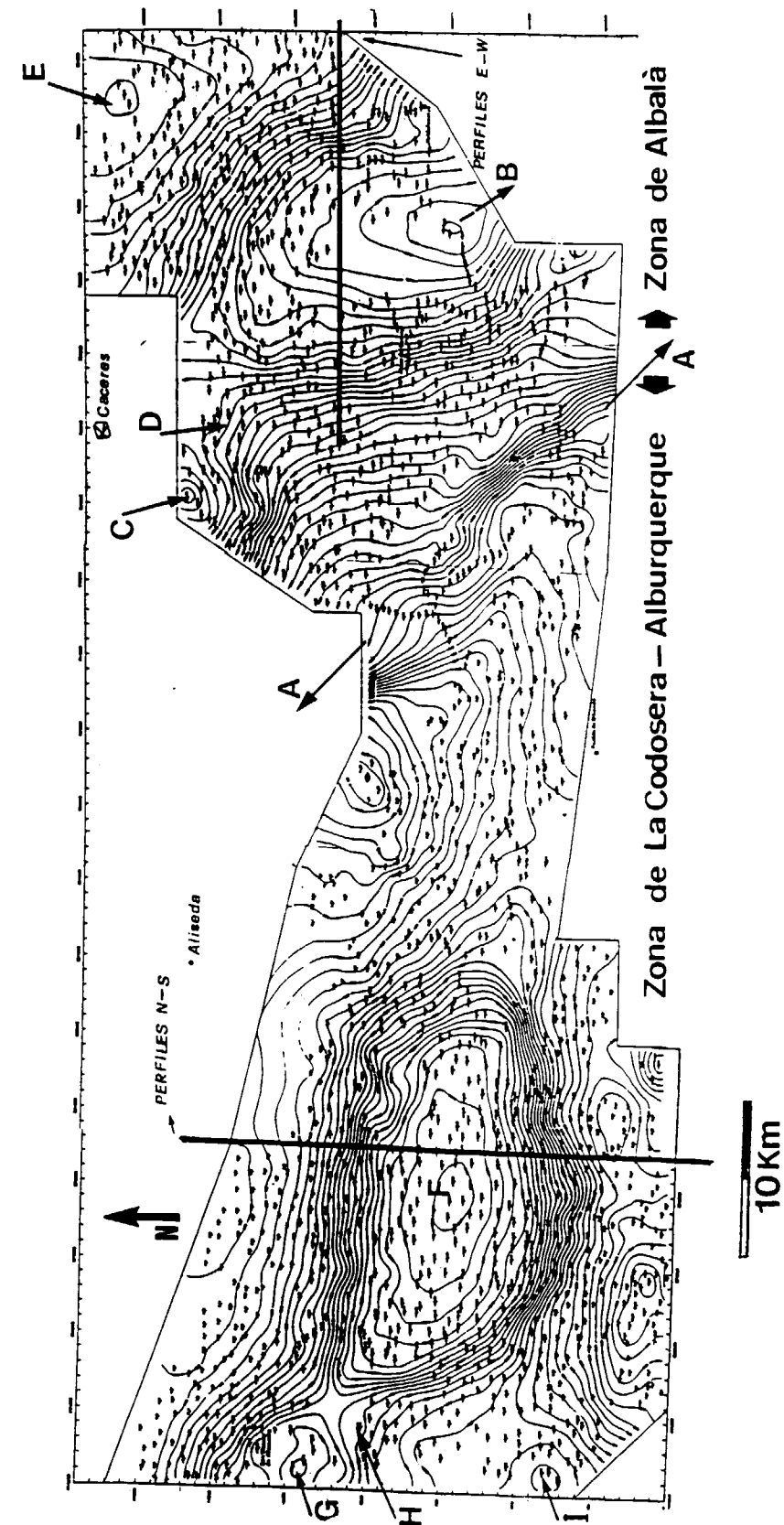


Figura 3.—Mapa de anomalías de Bouguer.

lito de Albuquerque hacia el oeste. La unión de estas dos anomalías F y G se realiza a través de la zona anómala H, que presenta una dirección general aproximada NE-SO, pero también existe una alineación definida por la unión de los dos gradientes máximos al NO y SE de la anomalía H (fig. 4a). La dirección NE-SO coincide con el conjunto de fracturas de extensión, tardihercínicas, que corresponden a la familia de fallas del accidente tectónico del Alentejo-Plasencia. Por otra parte, la dirección N170 deducida del

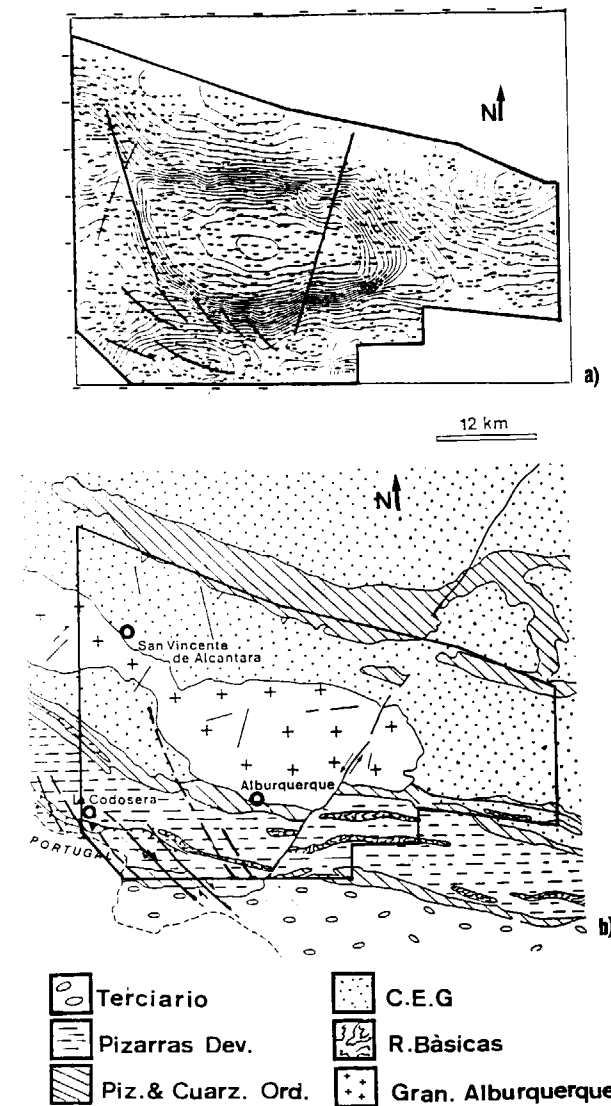


Figura 4.—Correlación gravimetría-Geología en la zona de La Codosera-Albuquerque.

mapa de anomalías de Bouguer, está bien representada en todo el área por una dirección estructural importante. Esta dirección, en la zona del Sinclinal de La Codosera (flanco sur), sufre una progresiva rotación desde N-S hasta NO-SE, la cual se ha interpretado como efecto prolongado del movimiento de cizalla de sentido sinistral que afectó a la zona (SANDERSON et al., in press.). En el mapa de anomalías de Bouguer la rotación de las fallas podría estar marcada por la tendencia que señalan los contornos de las anomalías mayores, confirmando la idea de una configuración geométrica de las fallas en «dominó» o «bookshelf» (fig. 4a y b).

La anomalía negativa I (fig. 3) es el inicio de una anomalía que parece definirse al oeste de la zona de estudio, cuya dirección y carácter no quedan suficientemente patentes en este mapa. Comprobar la existencia real de esta anomalía puede tener gran interés; primero, porque si corresponde con un granito oculto, no se conoce su existencia en el Sinclinal de La Codosera, y segundo, por su situación, la cual puede ser de gran importancia metalogénica. Datos que apoyan la existencia de dicha anomalía son la presencia de campos abiertos clasificados como «de contacto» en la imagen Landsat TM, así como las anomalías radiométricas de potasio, que se han encontrado al oeste de la zona anómala (EEC. Informe anual inéd., 1989; ANTON-PACHECO, 1989, y PEREZ CERDAN et al., 1989).

Existen anomalías de carácter positivo que aparecen al norte y sur del mapa de Bouguer y coinciden en todos los casos con los materiales paleozoicos, los correspondientes a la Sierra de San Pedro al norte, y los aflorantes en el Sinclinal de La Codosera, al sur.

ESTUDIOS DE DETALLE

La estrategia en la exploración requiere añadir una tercera dimensión al mapa de anomalías de Bouguer. Se necesita conocer, además del contraste de densidades de los materiales, la geometría y la extensión de los cuerpos en profundidad. A continuación, y en base al mapa de anomalías de Bouguer, se presenta la interpretación cuantitativa de las dos zonas establecidas anteriormente.

ZONA DE ALBALA

La interpretación de la zona de Albalá se ha realizado en base a seis perfiles con una dirección E-O (fig. 3), que reflejan que el mínimo gravimétrico se sitúa en una posición centrada en el stock de Albalá. Teniendo en cuenta que éste atraviesa únicamente los materiales del CEG, y dadas las características del mínimo gravimétrico, se considera que dicho mínimo es debido exclusivamente a un defecto de masa atribuible a las rocas graníticas que forman dicho cuerpo.

En base a los resultados obtenidos (fig. 5) se deduce que el stock de Albalá es un cuerpo intrusivo granítico, con una profundidad máxima comprendida entre 9 y 10 kilómetros y una anchura de unos 22 kilómetros. Muestra una morfología típica en forma de «globo» o «stock en seta», con una mayor extensión en las partes superiores del cuerpo (hasta aproximadamente 5 kilómetros) y disminuyendo en profundidad. Esta forma es característica de stocks que se emplazan en parte, debido a mecanismos de ascenso diapírico y a inyección forzada, dando lugar a masas ígneas de considerable dimensión y desenraizadas, tal es el caso de los stocks post-cinemáticos.

Por otra parte, se observa que en algunos perfiles la anomalía obtenida no queda suficientemente justificada con un único cuerpo granítico, por lo que se ha incluido otro polígono que se corresponde con el stock granítico de Montánchez. Este cuerpo, con el mismo contraste de densidad ($-0,1$ g/cc.), es aflorante en los perfiles Y4350R e Y4352R y subaflorante en el perfil Y4354R (figs. 5a, b y c). Su profundidad media es difícil de determinar, ya que queda en uno de los márgenes de la zona de estudio, pero sus dimensiones disminuyen hacia el Norte, lo que le confiere una forma elipsoidal, de dirección aproximada N-S y cabeceo hacia el norte.

Las relaciones entre estas dos masas graníticas son difíciles de establecer. De la observación de los perfiles parece que existe una clara discontinuidad entre ambas, y por criterios de campo se sabe que aunque composicionalmente ambas masas son similares, existen importantes diferencias estructurales. El granito de Montánchez desarrolla una fuerte fábrica C-S debido a que ha sido sometido a mecanismos de cizallamiento dúctil, mientras que el granito de Albalá

no presenta deformación. Ambos granitos pueden estar separados por una zona de deformación que justifique la discontinuidad observada en los perfiles.

ZONA DE LA CODOSERA - ALBURQUERQUE

En todos los perfiles correspondientes a la zona de La Codosera-Albuquerque (fig. 6) se observa una anomalía negativa que se correlaciona posicionalmente con el Batolito de Albuquerque. Esta anomalía negativa viene en parte contrarrestada por las positivas, que a norte y sur de los perfiles generan los materiales paleozoicos de la Sierra de San Pedro y del Sinclinal de La Codosera, respectivamente. En base a los resultados obtenidos se deduce que las rocas graníticas que forman el Batolito de Albuquerque alcanzan una profundidad máxima comprendida entre 10 y 11 kilómetros. La anchura media del cuerpo es de unos 12 kilómetros y más del 60 por 100 de la masa granítica se sitúa por encima de los 5 kilómetros de profundidad, lo que le confiere una morfología «en pera» o cónica con una reducción de masa en profundidad a partir de los 5 kilómetros. El polígono que se observa en la parte sur de los perfiles coincide con la situación que tiene el Sinclinal de La Codosera. Se mantiene un cierto paralelismo entre el contacto de este polígono y el del sur del Batolito, llegando incluso a aparecer el cuerpo granítico por debajo del Sinclinal. Este paralelismo sugiere un contacto mecánico entre ambas unidades (cabalgamiento o falla de extensión).

El perfil X660R, que es el situado más al oeste y coincide con el estrechamiento cartografiado del Batolito, es analizado individualmente, ya que presenta unas características diferentes a los anteriores. Se observan claramente dos mínimos gravimétricos: el A (fig. 7), que sería atribuido exclusivamente al defecto de masa causado por los materiales graníticos, y el mínimo B, en el que se superpone el efecto negativo originado por la posible prolongación del granito hacia el sur, y el efecto positivo causado por los materiales paleozoicos del Sinclinal de La Codosera.

Estos dos mínimos, en cualquier caso, se consideran generados por un único cuerpo granítico de morfología irregular, que se prolongaría hacia el sur por debajo del Sinclinal de La Codosera.

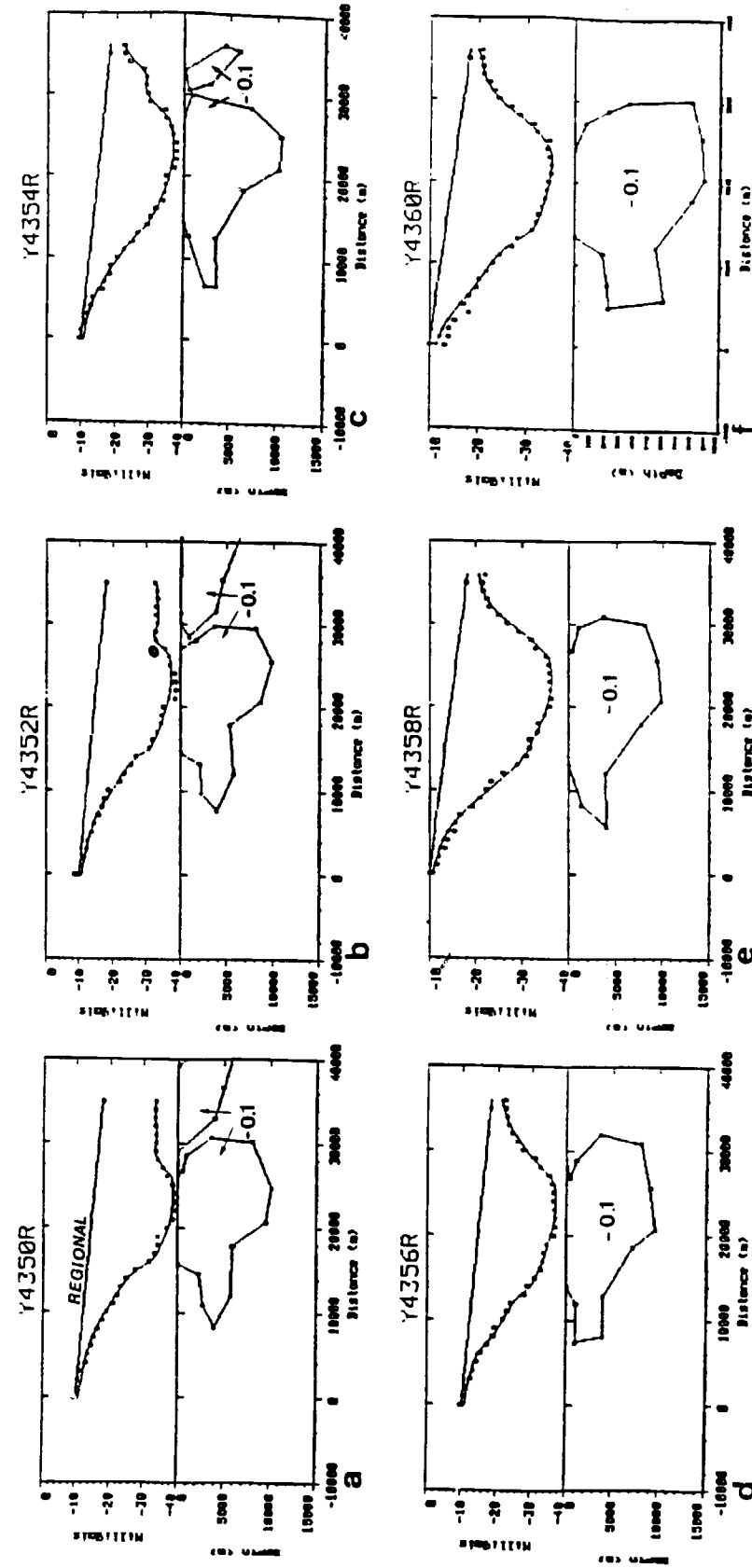


Figura 5.—Perfiles de la Zona de Albalá (modelos 2,5 D).

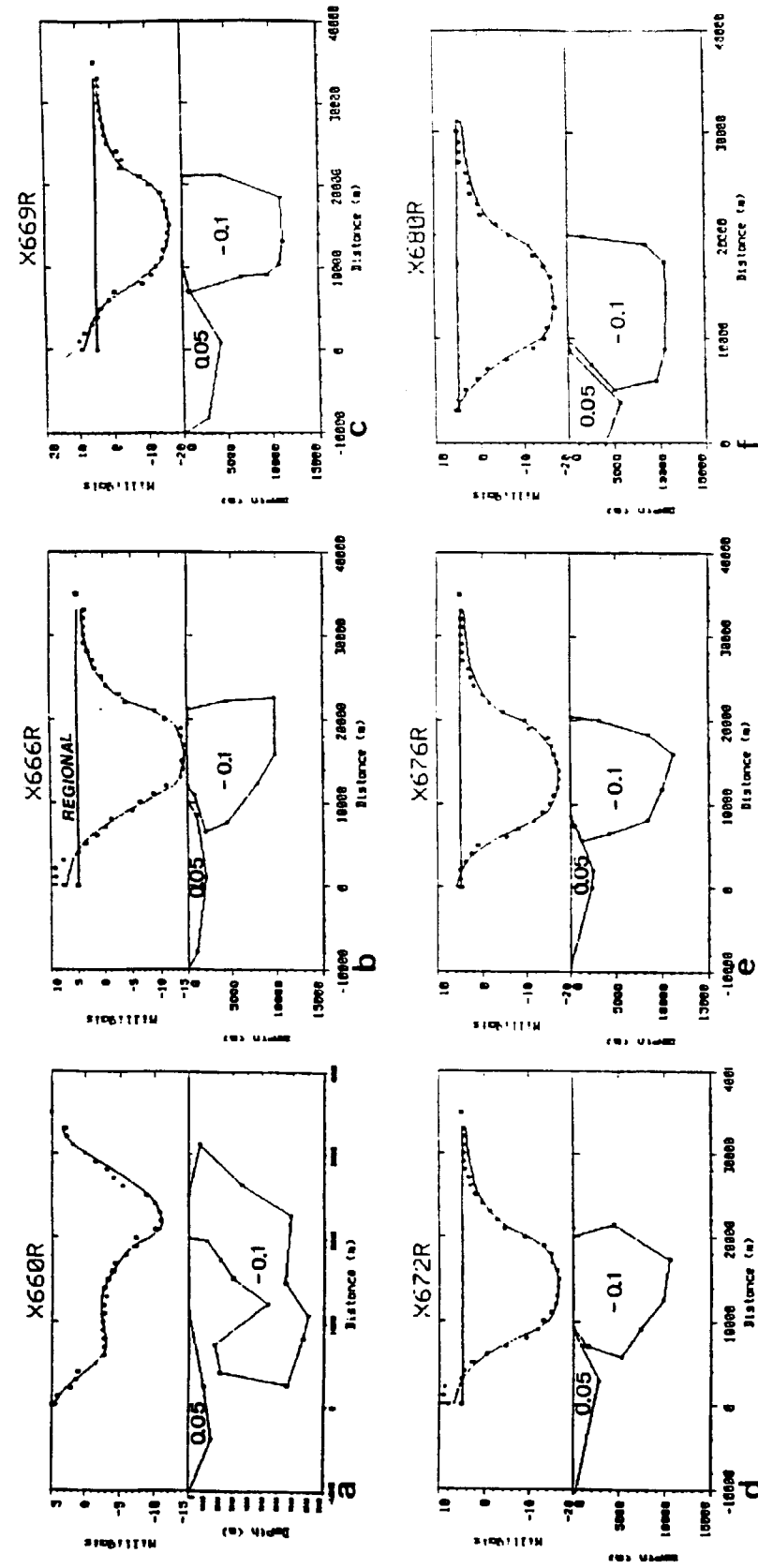


Figura 6.—Perfiles de la Zona de La Codosera-Albuquerque (modelos 2,5 D).

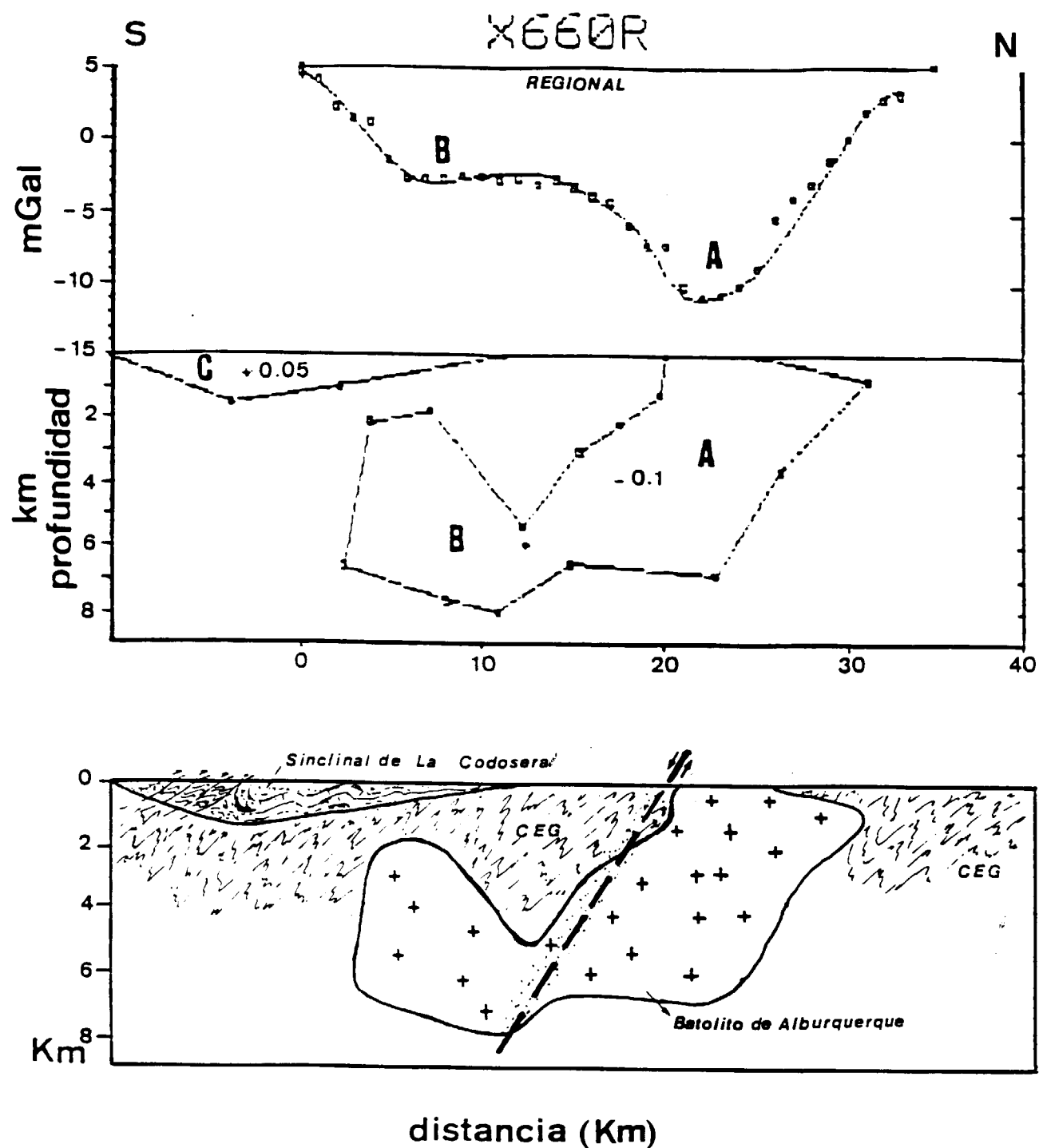


Figura 7.—Modelización del estrechamiento del Batolito de Alburquerque (2,5 D).

sera. La parte principal A, correlacionable con el Batolito de Alburquerque, llega hasta una profundidad máxima de 7.000 m. La prolongación del cuerpo hacia el sur (Zona B, fig. 7) se situaría por debajo del Sinclinal de La Codosera (C), a una profundidad de unos 1.700 m.

La interpretación geológica de este perfil es de gran interés por las implicaciones geológicas que pueda llevar consigo. Sin forzar el trazado de la geometría, resulta tentador suponer que pueda tratarse de un cuerpo irregular desplazado por un importante accidente estructural (falla de extensión?) que hunda el bloque sur unos 1.000 m., ya que se sitúa a una considerable profundidad por debajo del Sinclinal de La Codosera. Además, se sospecha de la existencia de esta falla en el terreno, hacia la zona del estrechamiento del Batolito de Alburquerque, aunque su caracterización es difícil de establecer.

DISCUSION

La interpretación geológica del perfil X660R (fig. 7) apoya la existencia, aún insuficientemente conocida, del mínimo gravimétrico localizado al oeste de La Codosera (anomalía I, fig. 3). Esta anomalía está siendo actualmente comprobada por el ITGE en una extensión del Proyecto. De confirmarse, como parece que indican los datos que actualmente se poseen, se podría pensar en la existencia de algún granito en profundidad, debajo del Sinclinal de La Codosera.

Las implicaciones geológicas y metalogénicas que dicho descubrimiento puede tener son evidentes. De existir un granito en profundidad, lo cual hasta el momento era insospechable, pues no se han encontrado indicios de metamorfismo de contacto en los materiales paleozoicos que forman el Sinclinal, se completarían algunas de las ideas metalogénicas que se tienen sobre la zona. Los modelos de control estructural de las mineralizaciones auríferas, que actualmente se poseen, contemplan a determinadas fallas de extensión como zonas idóneas para que se produzca el ascenso de las soluciones mineralizadoras, y si las condiciones son favorables en determinadas zonas de dilatación, se pueden producir concentraciones minerales de interés. Además, si a estos modelos de control estructural se le suma el factor de que puede existir algún cuerpo

intrusivo en profundidad, el esquema metalogénico de la zona se completaría de forma considerable.

AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestro agradecimiento por el intercambio de ideas a J. L. Plata y a C. Antón-Pacheco, del ITGE, y al Prof. Sanderson, de la Univ. de Southampton. Igualmente, a la Dirección de Recursos Minerales y al Servicio de Geofísica del ITGE, por la financiación y el apoyo prestado en las campañas de campo y tratamiento informático de los datos.

BIBLIOGRAFIA

- ANTON PACHECO, C. (1989): *Cartografía digital de rocas en el área de Alburquerque-La Codosera, Extremadura, utilizando imágenes Landsat Thematic Mapper*. En: III Reunión Científica del Grupo de Trabajo en Teledetección (resúmenes). In press.
- ARRIBAS, A. & GUMIEL, P. (1984): *First occurrence of a strata-bound Sb-W-Hg deposit in the Spanish Hercynian massif*. In: *Syngensis and epigenesis in the formation of mineral deposits* (edited by A. Wauschkuhn et al.). Springer-Verlag, 468-481.
- AUDRAIN, J.; AMICE, M.; VIGNERESSE, J. L. & BOUCHEZ, J. L. (1989): *Gravimétrie et géométrie tri-dimensionnelle du pluton granitique de Cabeza de Araya (Extremadura, Espagne)*. R. C. Acad. Sci. Paris, in press.
- BOUYX, E. (1970): *Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz)*. Memoria del IGME, 73, 263 pp.
- BURG, J. P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, PH.; MATTE, PH. & RIBEIRO, A. (1981): *Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian peninsula)*. Tectonophysics, 78, 161-177.
- DALY, M. A. (1933): *Igneous rocks and the depths of the earth*. New York. McGraw Hill Book Co., 598 pp.
- E. E. C. (1989): *Development of new multidisciplinary techniques for mineral exploration in several areas of the Western Iberian Peninsula (MA1M-032-C)*. Informe anual, 1989, inéd.
- GUMIEL, P. (1983): *Metalogenia de los yacimientos de antimonio de la Península Ibérica*. Tecniterrae, 54, 120 pp.
- LEFORT, J. P. & RIBEIRO, A. (1980): *La faille Porto-Badajoz-Cordoue a-t-elle controle l'evolution de l'ocean palaeozoique sud-armoricain?* Bull. de la Soc. Geologique de France, 7th Series, 22, 455-462.

ORTEGA, E. (1988): *Geology and metallogeny of the Almaden area, centro-Iberian zone, Spain*. In: *Second European Workshop on Remote Sensing in Mineral Exploration*. CEC Report EUR 11317, 145-173.

PEREZ CERDAN, F.; GARCIA SANTIAGO, P.; ANTON PACHECO, C., y GUMIEL, J. C. (1989): *Aplicación de un sistema de información geográfica (GIS) en investigación*

geológica. En: III Reunión Científica del Grupo de Trabajo en Teledetección (resúmenes). In press.

SANDERSON, D. J.; ROBERTS, S.; MCGOWAN, J. A., and GUMIEL, P. (1989): *Hercynian transpressional tectonics at the southern margin of the Central Iberian Zone, West Spain*. Geology, in press.

Original recibido: Octubre de 1989.

Original aceptado: Noviembre de 1989.

Arcillas industriales en Aragón.

Por E. GARCIA ROMERO (*)

P. MUÑOZ DE LA NAVA SANCHEZ (**), J. V. NAVARRO GASCON (***) y P. PEREZ CUADRA (***)

RESUMEN

Se realiza un primer intento de tipificación, con fines industriales, de las principales formaciones arcillosas de Aragón. Se estudian las unidades más importantes de la Depresión del Ebro (Formaciones Sariñena, Longares y Series de Transición de Tarazona), de la Cordillera Ibérica (Keuper, Facies Weald y Formaciones Lignitos de Escucha y Arenas de Utrillas), los terciarios de las Depresiones Interiores (Depresiones de Calatayud y Alfambra-Teruel) y el Mioceno de la Depresión de Almazán.

El mayor desarrollo lo adquieren las arcillas comunes (fundamentalmente ilíticas), potencialmente utilizables como materiales de construcción y en alfarería. Aparecen concentraciones importantes de arcillas especiales (sepiolita en el área de Mara y palygorskita en el área de Bortalba). En la Cordillera Ibérica destacan las arcillas caoliníferas.

Palabras clave: Arcillas industriales, Caolín, Arcillas especiales, Aragón, España.

ABSTRACT

This paper is a first attempt to characterize, for industrial purposes the main clay formations of Aragón. It deals with the most important units of Ebro Basin (Sariñena and Longares formations and «Series de Transición de Tarazona»), Iberica Range (Keuper, Weald facies, «Lignitos de Escucha» and «Arenas de Utrillas» formations), Innes basins tertiary materials (Calatayud and Alfambra-Teruel basins and Miocene from Almazán basin).

Main development is reached by common clays (mainly illitic), eventually usefull for construction and pottery. There are too important masses of special clays (sepiolite in Mara area and palygorskite in Bortalba). Caolinitic clays are predominant in Iberica Range.

Key words: Industrial clays, Kaolin, Special clays, Aragón, Spain.

1. INTRODUCCION

El presente trabajo es una síntesis de los resultados obtenidos a lo largo del proyecto realizado por el IGME (1986) titulado «Posibilidades de Arcillas Especiales en Aragón». Con el mismo se ha pretendido la tipificación, con fines industriales, de las principales formaciones arcillosas de Aragón, intentando proporcionar una información de carácter general que llenase algunos de los vacíos existentes en esta campo en dicha Comunidad.

(*) Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de C. C. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.

(**) ITGE.

(***) Aplicaciones Geológicas, S. A. (AGESA).

Por ello, hemos dirigido nuestra atención hacia las zonas sobre las que se disponía de poca o nula información, mientras que sobre las que existía una buena documentación geológica nos hemos limitado a hacer una revisión bibliográfica exhaustiva, integrando estos datos en el proyecto.

Hasta la realización del citado estudio no se había efectuado ninguna investigación, con carácter amplio y específico, en el campo de las arcillas industriales en Aragón. No obstante, las citas sobre la existencia de las mismas aparecen frecuentemente en la bibliografía geológica de la región, especialmente en el Valle del Ebro y Depresión de Calatayud.

Hay que destacar, entre otros, los estudios rea-

lizados por PINILLA (1968a y b) y PINILLA et al. (1968, 1969, 1970, 1972) en los que proporcionan una visión general sobre los materiales terciarios de la Cuenca del Ebro, los realizados por QUIRANTES (1969) sobre la parte central de la depresión del Ebro, quien realiza un mapa litoestratigráfico de las formaciones que describe, por CABALLERO y LOPEZ AGUAYO (1972), CABALLERO y MARTIN VIVALDI (1972) y LOPEZ AGUAYO y MARTIN VIVALDI (1973a, b y c) sobre la mineralogía de los materiales triásicos y wealdenses, por GALAN (1972) sobre los caolines españoles, IGME (1978) sobre las formaciones caoliníferas de la Cordillera Ibérica, así como estudios de carácter más local, entre los que se encuentran los realizados por ALONSO et al. (1961), HUERTAS et al. (1974), GONZALEZ Y GALAN (1984), VILLENA et al. (1987), etc.

En el caso de las arcillas comunes, es obvio que la facilidad de explotación y posibilidades de mercado son factores determinantes para la valoración de un yacimiento, mientras que en el caso de las arcillas especiales y caolines, con unas condiciones de mercado más estables, éstas pueden ser económicamente interesantes a pesar de que las condiciones de explotabilidad no sean idóneas. Estos criterios han sido tenidos en cuenta en la selección de puntos de estudio.

Por esto, para la selección de puntos de estudio se han tenido en cuenta criterios de explotabilidad de las posibles canteras de arcillas especiales. Así, se han descartado pequeños afloramientos situados en zonas de difícil acceso o que por diversos motivos fuesen de escasa explotabilidad, independientemente de su mineralogía.

2. METODOLOGIA

Según los criterios expuestos en la introducción se realizaron una serie de itinerarios de campo, prestando especial atención a las características geológico-mineras de las formaciones, así como a su interés mineralógico. Las zonas seleccionadas para el muestreo han sido explotaciones activas o abandonadas y afloramientos favorables. La situación geográfica y características geológicas de los puntos de muestreo viene resumida en las tablas I a IV. Al mismo tiempo se levantan

1.400 metros de columnas litológicas para complementar la información geológica.

Para la caracterización de las muestras se han realizado análisis mineralógicos semicuantitativos, mediante difracción de rayos X, sobre muestra de polvo total y sobre Agregados Orientados (sin tratamiento, solvatados con etilén-glicol, y tratados térmicamente), análisis químicos por Absorción Atómica de los elementos mayoritarios con cálculo de la pérdida en peso por calcinación y análisis granulométrico.

Para el análisis granulométrico se procedió, en primer lugar, a la determinación del contenido en peso de partículas menores de 0,80 mm. (tamiz 0,80 UNE), siguiendo la norma NLT 104/72. Con el material menor de ese tamaño se ha procedido al ensayo de determinación granulométrica con densímetro (método Bouyoucos-Casagrande) siguiendo la norma ASTM D422-72. En las tablas V a IX se muestra un resumen de los resultados obtenidos.

Asimismo, se han seleccionado una serie de muestras procedentes de áreas potencialmente interesantes a las que, de acuerdo con su composición mineralógica, se les han realizado algunos de los siguientes ensayos tecnológicos:

- * Límites de Atterberg
- * Ensayos de cocción
- * Capacidad de cambio catiónico
- * Ensayos de absorción con agua y aceite
- * Reología

3. CARACTERISTICAS MINERALOGICAS Y VALORACION DE AREAS

A pesar del amplio espectro de formaciones arcillosas que concurren en Aragón (desde lútitas paleozoicas hasta el Cuaternario) el interés que ofrecen éstas es muy desigual, por ello el intento de realizar un estudio que fuese de interés desde el punto de vista del aprovechamiento industrial del potencial arcilloso de la región, ha provocado que el conocimiento de las formaciones arcillosas, obtenido a partir de este trabajo, sea muy variable, siendo suficiente en algunas zonas y escaso o inexistente en otras.

Las áreas que, por su potencial arcilloso, han sido consideradas prioritarias, han sido (fig. 1):

- * Depresión del Ebro: Formaciones Sariñena, Longares y Series de Transición de Tarazona.
- * Depresiones Interiores: Terciarios de las Depresiones de Calatayud y Alfambra-Teruel.
- * Mioceno de la Depresión de Almazán.
- * Cordillera Ibérica: Keuper, Facies Weald y

Formaciones Lignitos de Escucha y Arenas de Utrillas.

Siguiendo la metodología expuesta en el capítulo anterior, se ha efectuado la caracterización mineralógica y valoración global de cada una de ellas. En las tablas V a IX se indican las características mineralógicas y químicas de las muestras estudiadas.

TABLA I

Situación geográfica y características geológicas de los puntos de muestreo. Depresión del Ebro (Formaciones Sariñena y Longares)

Número de muestra	Localidad	Edad - Formación	Descripción	
387-HU-39	Fraga	Mioceno (Aquitaniense-Vindoboniense) Formación Sariñena	Arcillas limosas ilíticas con caolinita, clorita y cuarzo	
387-HU-40			Arcillas ilíticas con caolinita y clorita	
357-HU-41	Alcolea de Cinca		Margas ilíticas con caolinita, clorita y cuarzo	
357-HU-42	Villanueva de Sigena			
324-HU-43	Grañén			
325-HU-44	Peralta de Alcofea		Limos arcillosos calcáreos con illita, caolinita, clorita y cuarzo	
326-HU-45	Binéfar			
286-HU-46	Loporzano		Margas ilíticas con caolinita, clorita y cuarzo	
248-HU-47	Igriés		Arcillas limosas calcáreas con illita, caolinita, clorita y cuarzo	
247-HU-48	Los Corrales		Margas ilíticas con caolinita, clorita y cuarzo	
284-Z-49	Ejea de los Caballeros		Arcillas margosas ilíticas con caolinita y clorita	
411-Z-62	Muel		Mioceno Superior (Vindoboniense) Formación Longares	Arcillas ilíticas con caolinita
411-Z-63	Mezalocha			Arcillas limosas ilíticas con caolinita
411-Z-64				Margas sepiolíticas con illita
411-Z-65	Botorrita	Arcillas dolomíticas, ilíticas, con caolinita y clorita		
412-Z-66	Belchite	Arcillas margosas ilíticas, con caolinita y clorita		
385-Z-67	Pina de Ebro	Arcillas margosas ilítico-esmectíticas con presencia de clorita y caolinita		
384-Z-68	Fuentes de Ebro	Margas ilíticas con caolinita y clorita		
412-Z-69		Limos arcillosos ilítico-esmectíticos con caolinita, clorita y cuarzo		

TABLA II

Situación geográfica y características geológicas de los puntos de muestreo. Depresiones Interiores (Alfambra-Teruel y Calatayud)

Número de muestra	Localidad	Edad - Formación	Descripción
542-Te-21	Celadas	Oligoceno Medio-Superior	Arcillas ilíticas muy puras con trazas de clorita y caolinita
567-Te-23	Teruel	Mioceno-Plioceno Inferior	Arcillas ilíticas con presencia de caolinita y trazas de vermiculita
492-Te-25	Salcedillo	Eoceno (Sannoisiense)	Arcillas ilítico caolínicas
409-Z-26	Ateca	Mioceno (Aquitaniense-Vindoboniense)	Margas arcillosas ilíticas con presencia de caolinita y clorita
409-Z-27	Calatayud	Mioceno (Aquitaniense-Burdigaliense)	Margas arcillosas ilíticas con presencia de caolinita y clorita
438-Z-28	Mara	Mioceno (Aragoniense)	Arcillas sepiolíticas
437-Z-29	Fuentes de Jiloca	Mioceno (Aragoniense Superior-Turolense Medio)	Arcillas esmectítico-ilíticas
438-Z-30	Villafeliche	Mioceno (Turolense)	Limos arcillosos ilíticos con presencia de caolinita
465-Z-31	Daroca	Mioceno Inferior	Limos arcillosos ilíticos con presencia de caolinita
492-Te-32	Barrachina	Oligoceno Superior-Mioceno Inferior	Arcillas paligorskítico-ilíticas
492-Te-34	Calamocho	Oligoceno Medio-Inferior	Arcillas margosas ilíticas
491-Te-35		Mioceno Medio-Inferior (Ageniense-Aragoniense)	Margas ilíticas

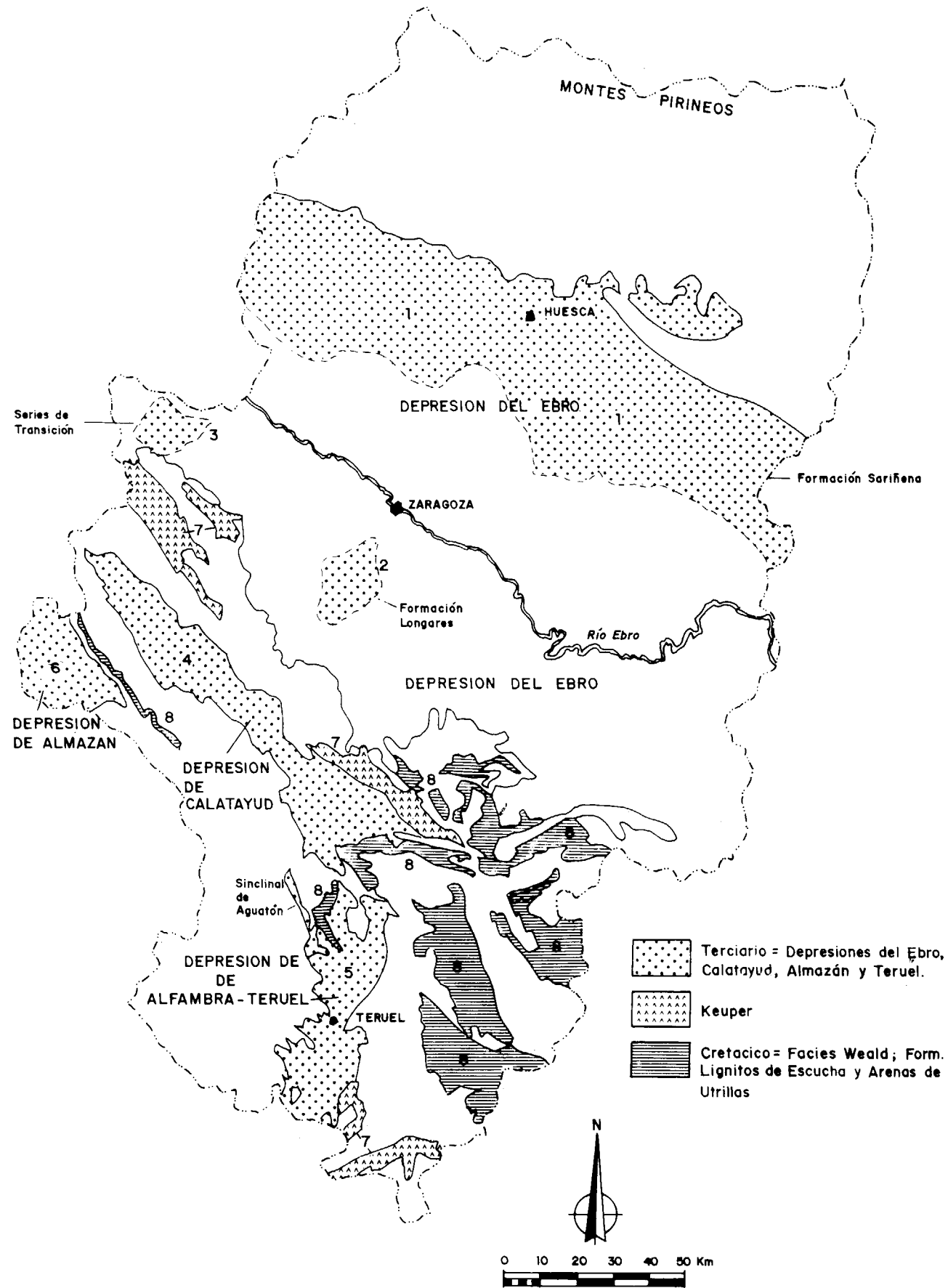


Figura 1.—Distribución geográfica de las formaciones estudiadas. 1. Formación Sariñena.—2. Formación Longares.—3. Series de Transición de Tarazona.—4. Depresión de Calatayud.—5. Depresión de Alfambra-Teruel.—6. Depresión de Almazán.—7.—Keuper.—8. Facies Weal y Formaciones Lignitos de Escucha y Arenas de Utrillas.

TABLA III

Situación geográfica y características geológicas de los puntos de muestreo. Depresión de Almazán

Número de muestra	Localidad	Edad - Formación	Descripción	
408-Z-75	Bordalba	Mioceno	Margas paligorskíticas con illita	
408-Z-76			Arcillas paligorskíticas con illita	
408-Z-77			Arcillas dolomíticas íltico-paligorskíticas	
408-Z-78			Margas dolomíticas con paligorskita e illita	
408-Z-79			Arcillas paligorskíticas con illita	
408-Z-80			Arcillas limosas paligorskítico-ílticas	
408-Z-81				
408-Z-82				Margas dolomíticas con paligorskita e illita
408-Z-83				Margas limoarcillosas paligorskítico-ílticas
408-Z-84				Arcillas paligorskítico-ílticas
408-Z-85				Arcillas paligorskíticas con illita
408-Z-86				Arcillas margosas, dolomíticas, paligorskítico-ílticas
408-Z-87				Margas paligorskíticas con illita
408-Z-88				Arcillas ílticas
408-Z-90				Arcillas margosas paligorskítico-ílticas

3.1. DEPRESION DEL EBRO

3.1.1. Formación Sariñena

La Formación Sariñena, de edad miocena, aflora extensamente en las provincias de Huesca y Zaragoza, y aparece citada en la bibliografía con diferentes nombres (Molasa de Sariñena, Formación de Uncastillo, Formación de Ujué). Se extiende desde todo lo largo de las Sierras Marginales oscenses hacia el sur y está constituida por una primera facies de borde, conglomerática, que evoluciona rápidamente hacia el centro de la cuenca a términos más finos, fundamentalmente areniscas con mayor o menor grado de intercalaciones margoarcillosas indentándose con las formaciones de centro de cuenca de los Monnegros, Montes de Castejón y Las Bárdenas.

De los análisis de caracterización (tabla V) se deduce que el término marga es el más apropiado para la fracción fina de esta formación.

Sólo en el extremo SE de la provincia de Huesca (Fraga-Alcolea de Cinca) se observan niveles con ausencia de carbonatos. La illita es el mineral de la arcilla dominante apareciendo, en menor medida, caolinita y clorita. Estos minerales están presentes en toda la formación, variando notablemente sus proporciones. En ciertos casos aparecen, asimismo, vermiculita e interestratificados. En la fracción no arcillosa la calcita puede alcanzar proporciones notables, apareciendo cuarzo y feldespatos como accesorios.

No se han detectado minerales fibrosos de la arcilla; no obstante, PINILLA y ALONSO (1969) citan indicios de sepiolita y paligorskita en el sector de Luna y Sádaba (Zaragoza).

El uso de estos materiales queda restringido a la cerámica de construcción (ladrillería), siendo la calidad del producto función del contenido en carbonatos.

TABLA IV

Situación geográfica y características geológicas de los puntos de muestreo. Cordillera Ibérica

Número de muestra	Localidad	Edad - Formación	Descripción
518-Te-2	Galve	Cretácico Inferior Facies Weald	Limos arcillosos íltico-caolíniticos con cuarzo
543-Te-3	Aguilar de Alfambra		Limos arcillosos íltico-caolíniticos con presencia de cuarzo y clorita
543-Te-4	Miravete		Limos arcillosos íltico-caolíniticos con cuarzo
543-Te-89	Ababuj		Limos arenosos íltico-caolíniticos con alto contenido en cuarzo y feldespatos
593-Te-6	Plou		Limos arcillo-arenosos caolíniticos con illita y cuarzo
493-Te-7	Oliete		Cretácico Medio-Inferior Albense Formación Utrillas
493-Te-8	Montalbán	Limos arcillosos íltico-caolíniticos con cuarzo	
518-Te-9		Limos arcillosos con caolinita, illita y cuarzo	
493-Te-10	Estercuel	Arcillas limosas caolíniticas con illita y cuarzo	
493-Te-11	Crivillén	Arcillas caolínitico-ílticas con cuarzo	
493-Te-12		Limos arcillosos caolínitico-ílticos con cuarzo	
519-Te-13	Molinos	Arcillas limosas caolíniticas con illita y cuarzo	
494-Te-15	Berge	Limos arcillosos caolíniticos con illita.	
494-Te-16	Alcorisa	Arcillas limosas caolínitico-ílticas con cuarzo	
519-Te-17	Castellote	Arcillas limosas-caolíniticas con illita y cuarzo	
495-Te-18	La Cañada de Verich	Arcillas limosas-caolíniticas con illita y cuarzo	
495-Te-19	Cerollera	Arcillas caolíniticas con illita y cuarzo	
544-Te-20	Tronchón	Arcillas limosas con caolinita, illita y cuarzo	

3.1.2. Formación Longares

Aflora en un amplio área situada al SO y SE de Zaragoza, quedando delimitada al N y NE por el río Ebro, al O por el río Huerva y las calizas de la Muela y al SO por los afloramientos jurásicos de Mezalocha. Sobre esta formación, de edad miocena, se disponen los Yesos de Mediana, restringiendo la superficie aflorante de aquella a dos áreas separadas entre sí: el área de Muel al O y el Miembro Codo al E.

El sector occidental se caracteriza por la presencia de facies conglomeráticas de borde asociadas a los afloramientos calcáreos jurásicos. Aquellos evolucionan lateralmente hacia arenis-

cas y margas (Margas de Muel) y a techo hacia margas y calizas que coronan las series más finas.

Las «Margas Rojas de Muel» son un conjunto margo-arcilloso que tiene un espesor aproximado de 100 metros con esporádicas intercalaciones más arcillosas y niveles de yeso hacia el E. La mineralogía de la fracción arcillosa es íltica, apareciendo caolinita como accesoria, e indicios de clorita e interestratificados. En la fracción >20 μ aparecen como accesorios cuarzo, calcita, dolomita y trazas de feldespatos (tabla VI). En esta formación existe un notable número de explotaciones activas, cuya producción va diri-

TABLA V

FORMACION SARIÑENA: Análisis Químicos, Resumen de los análisis granulométricos (fracciones <1/16 y <1/256 mm.) y Mineralogía del polvo total y fracción <20 µ en %. PPC, Pérdida en peso por calcinación; Fl, Filosilicatos; Q, Cuarzo; Ca, Calcita; Do, Dolomita; Ft, Feldespatos; Y, Yeso; I, Iilita; K, Caolinita; Pk, Paligorskita; Sp, Sepiolita; Cl, Clorita; Es, Esmectita; Ve, Vermiculita; Int., Interestratificados

Número muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	PPC	% < 1/16	% < 1/256
387-HU-39	53,01	22,57	5,86	1,22	1,16	2,90	4,78	0,24	7,50	98	52
387-HU-40	52,49	23,02	7,76	1,17	0,64	3,53	5,00	0,39	8,08	99	77
357-HU-41	52,38	26,67	6,05	1,27	0,17	1,69	4,23	0,82	7,19	95	76
357-HU-42	46,65	18,74	5,26	1,17	11,84	2,30	2,99	0,27	12,21	95	48
324-HU-43	44,88	17,81	5,83	0,97	11,57	1,97	3,33	0,69	13,83	99	32
325-HU-44	37,41	17,38	6,74	0,97	13,75	2,30	2,98	0,44	18,37	93	58
326-HU-45	50,27	19,23	6,25	1,25	6,53	2,30	3,18	0,01	10,71	97	40
286-HU-46	45,00	7,84	4,35	0,93	21,41	1,33	1,53	inap.	18,35	92	25
248-HU-47	48,15	20,42	6,81	1,35	6,97	2,49	3,46	0,43	8,77	99	66
248-HU-48	36,99	12,50	4,39	0,85	21,73	2,30	2,17	0,11	18,84	96	58
284-Z-49	39,39	15,94	5,29	0,67	18,42	1,97	2,55	0,30	15,01	99	68

TABLA V (Continuación)

Número muestra	Fl	Q	Ca	Do	Ft	Y	I	K	Cl	Es	Ve	Int.
387-HU-39	80	20			tr.	tr.	60	20	20			tr.
387-HU-40	95	5			tr.		70	15	10	<5		tr.
357-HU-41	90	10	tr.		tr.		70	15	10			tr.
357-HU-42	60	10	30	tr.	tr.		70	20	10			tr.
324-HU-43	50	15	35	tr.	tr.		60	20	20			tr.
325-HU-44	65	5	30		tr.		55	20	20			tr.
326-HU-45	70	15	15				50	25	20	tr.		tr.
286-HU-46	30	15	55				70	15	5		5	tr.
248-HU-47	75	10	15		tr.		50	25	20			tr.
248-HU-48	65	5	30		tr.		70	20	10			tr.
284-Z-49	70	5	25				70	15	15			tr.

gida a la fabricación de cerámica de construcción, alfarería y cementos. Se han detectado margas sepiolíticas como relleno de algunas fracturas en esta formación en el área de Mezalocha (Zaragoza). PINILLA (1968a) cita la presencia de sepiolita y paligorskita en la matriz arcillosa de los conglomerados basales.

El Miembro Codo aflora en el triángulo ocupado por las localidades de Codo, Fuentes de Ebro y Quinto, en la provincia de Zaragoza.

Litológicamente se trata de arcillas y margas rojizas con frecuentes intercalaciones de niveles yesíferos de la suprayacente formación de Ye-

sos de Mediana, correspondiente a las facies evaporíticas centrales de la Depresión del Ebro. Estas intercalaciones son especialmente frecuentes en el sector oeste de la formación, tendiendo a desaparecer hacia el E y hacia la base de los niveles arcillosos. En este sector las explotaciones quedan limitadas por las frecuentes intercalaciones de los yesos de Mediana.

En la fracción arcillosa el mineral principal es la illita con cantidades menores de caolinita y clorita, pudiendo aparecer esmectitas como mineral principal en algunas áreas. El cuarzo, la calcita y la dolomita se presentan como acceso-

TABLA VI

FORMACION LONGARES: Análisis Químicos, Resumen de los análisis granulométricos (fracciones <1/16 y <1/256 mm.) y Mineralogía del polvo total y fracción <20 µ, en %. PPC, Pérdida en peso por calcinación; Fl, Filosilicatos; Q, Cuarzo; Ca, Calcita; Do, Dolomita; Ft, Feldespato; Y, Yeso; I, Illita; K, Caolinita; Pk, Paligorskita; Sp, Sepiolita; Cl, Clorita; Es, Esmectita; Ve, Vermiculita; Int., Interestratificados

Número muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	PPC	% < 1/16	% < 1/256
411-Z-62	53,18	21,01	5,53	1,07	3,26	2,21	4,21	0,70	10,22	98	63
411-Z-63	57,97	16,06	5,39	1,02	2,38	2,42	4,64	inap.	9,16	95	60
411-Z-64	25,63	1,60	1,03	0,18	31,65	7,01	0,63	1,24	31,00		
411-Z-65	47,80	18,27	5,12	0,97	4,57	5,54	3,89	1,01	13,05	100	41
412-Z-66	45,83	20,82	5,62	1,15	3,92	4,58	4,49	0,26	13,32	99	48
385-Z-67	44,40	13,66	5,25	0,80	3,27	13,16	2,37	0,80	16,32	94	63
384-Z-68	45,95	16,08	5,03	0,95	10,27	3,61	3,40	0,96	13,87	99	25
412-Z-69	46,44	20,32	6,38	0,95	4,80	1,56	4,05	1,40	13,35	90	29

TABLA (VI (Continuación)

Número muestra	Fl	Q	Ca	Do	Ft	I	K	Cl	Sp	Es	Int.
411-Z-62	90	5	5	tr.	tr.	80	15	tr.			tr.
411-Z-63	85	10	5		tr.	90	5				tr.
411-Z-64	35	5	60			15			85		
411-Z-65	85	5	tr.	10	tr.	80	10	10			tr.
412-Z-66	75	5	5	15		75	15	10			tr.
385-Z-67	85	5	tr.	10	tr.	35	15	15		35	tr.
384-Z-68	50	10	30	10		65	15	10			tr.
412-Z-69	95	5		tr.	tr.	60	10	5		25	tr.

rios en la muestra total, existiendo trazas de feldespatos (tabla VI).

3.1.3. Series de transición de Tarazona

Aparecen ampliamente desarrolladas en el sector de Tarazona de Aragón (Zaragoza) y suponen el tránsito de los sedimentos de borde de la Sierra del Moncayo hacia las facies de centro de cuenca. Su edad es Mioceno Superior y presentan una notable variedad litológica, estando constituidas por alternancias de arcillas y limos rojizos con areniscas, conglomerados, margas y calizas. Los elementos detríticos se desarrollan en el área occidental, predominando los carbonatos hacia el este.

Los niveles arcillosos basales presentan como mineral principal illita con importante presencia de clorita y caolinita. GONZALEZ y GALAN (1984) citan para este área la illita y la esmectita como predominantes, acompañados de clorita, caolinita, sepiolita e interestratificados. Indicios de sepiolita y paligorskita son, asimismo, citados por PINILLA (1968a).

La composición y granulometría de estos materiales los hacen aptos para su utilización en cerámica de construcción.

3.2. DEPRESIONES INTERIORES

3.2.1. Depresión de Calatayud

La Depresión de Calatayud se presenta como

una cubeta muy alargada y estrecha, de dirección NO-SE, donde los sedimentos terciarios de relleno se distribuyen en bandas concéntricas subparalelas en torno al eje de la cuenca. En las áreas marginales aparecen sedimentos gruesos, conglomeráticos, que evolucionan lateralmente, hacia el centro de la depresión, a términos más finos: limos y limos arenosos, arcillas en menos ocasiones, facies evaporíticas de yesos en el centro y carbonatos a techo de las series.

Las facies arcillosas marginales son limos arcillosos

llo-arenosos con un marcado carácter margoso hacia el N de la depresión. El mineral de la arcilla dominante en ellas es la illita, que aparece acompañada de pequeñas cantidades de caolinita y clorita en los bordes central y meridional (tabla VII) de la depresión. El contenido en carbonatos suele ser alto.

Estos materiales podrían ser utilizados en ladrillería, previa corrección de carbonatos, y como desgrasantes. El área de mejor calidad es el sector suroccidental de la depresión (provincia de Teruel).

TABLA VII

DEPRESIONES INTERIORES (ALFAMBRA-TERUEL Y CALATAYUD): Depresión de Alfambra-Teruel muestras 21 y 23, Depresión de Calatayud muestras 25 a 35. Análisis Químicos, Resumen de los análisis granulométricos (fracciones <1/16 y <1/256 mm.) y Mineralogía del polvo total y fracción <20 µ, en %. PPC, Pérdida en peso por calcinación; FI, Filosilicatos; Q, Cuarzo; Ca, Calcita; Do, Dolomita; Ft, Feldespatos; Y, Yeso; I, Illita; K, Caolinita; Pk, Paligorskita; Sp, Sepiolita; Cl, Clorita; Es, Esmectita; Ve, Vermiculita; Int., Interestratificados.

Número muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	PPC	% < 1/16	% < 1/256
542-Te-21	52,47	22,08	6,01	0,85	0,49	2,47	5,86	0,36	11,07	99	95
567-Te-23	48,00	20,42	5,06	1,01	7,19	1,54	4,49	0,92	12,26	96	72
492-Te-25	60,79	18,83	4,95	1,32	0,11	1,31	5,10	0,50	7,15	97	40
409-Z-26	43,51	8,74	2,17	0,65	18,51	3,86	2,37	0,49	19,87	73	20
409-Z-27	46,96	10,45	3,68	0,73	8,60	7,33	3,78	1,56	16,21	93	30
409-Z-28											
437-Z-29											
438-Z-30	58,18	17,39	4,22	1,20	5,23	1,86	3,37	0,89	8,13	87	37
465-Z-31	55,32	21,08	4,69	1,02	5,29	1,12	3,39	0,22	8,34	90	27
492-Te-32	49,39	15,92	4,88	0,68	3,12	6,83	4,36	0,19	14,13	100	33
492-Te-34	42,59	16,36	4,60	0,92	7,97	6,20	4,36	1,47	16,68	99	49
491-Te-35	65,18	20,55	3,59	1,32	0,07	1,03	4,01	0,66	3,84	81	37

TABLA VII (Continuación)

Número muestra	FI	Q	Ca	Do	Ft	Y	I	K	Cl	Sp	Pk	Es	Int.
542-Te-21	95	5			tr.		95	<5	tr.				tr.
567-Te-23	85	5	10	tr.	tr.		80	20					
492-Te-25	85	15					80	20					
409-Z-26	45	10	25	20	tr.		90	5	5				
409-Z-27	60	10		25	5		85	5	5				
409-Z-28	95						15	tr.		85			
437-Z-29	100						40	5				55	
438-Z-30	70	15	10		tr.		80	10	10				
465-Z-31	85	10	5				90	10					
492-Te-32	90	5		5			40	tr.	5		55		
492-Te-34	60	10		30	tr.	tr.	70	15	15				
491-Te-35	80	20			tr.		80	20					

Las facies de transición adquieren un marcado interés por la presencia de paligorskita y sepiolita, siendo esta última económicamente explotable en los sectores de Mara, Orera y Ruesca (Zaragoza). La sepiolita aparece en una unidad que, por sus frecuentes cambios laterales de facies, es relativamente compleja. Esta unidad está formada por alternancias de margas y limos margosos blancos entre los que se intercalan niveles de arcillas verdosas, sepiolíticas y niveles de sílex. A techo, y como cobertera, encontramos restos de glaciares formados por conglomerados silíceos con matriz limosa roja.

La paligorskita aparece acompañada por illita, como minerales principales, y clorita y caolinita como accesorios, en una unidad de edad Oligoceno Superior-Mioceno Inferior aflorante en el área de Barrachina (Teruel). La serie está formada por alternancias calcomargosas blanquecinas y niveles margosos verdosos con intercalaciones de delgados niveles de lignito y nódulos de sílex.

Los tramos arcillosos intercalados entre los potentes niveles calcáreos de las facies centrales presentan una composición esmectítico-ilitica, con caolinita como accesorio. Su poca potencia y los problemas de coberteras harían difícil su explotación.

3.2.2. Depresión de Alfambra-Teruel

La Depresión de Alfambra-Teruel es una semifosa notablemente asimétrica cuyo borde occidental es relativamente pasivo, mientras que el oriental aparece afectado por importantes fracturas. El relleno terciario recubre y se acuña sobre el Mesozoico.

Nuestra atención se ha centrado en dos áreas notablemente diferentes:

* *Sinclinal de Aguatón:*

Esta estructura, con directriz netamente ibérica, aflora en el flanco NO de la depresión y afecta a materiales de edad Jurásico a Eoceno, rellenándose posteriormente durante el Oligoceno-Mioceno. El Oligoceno Medio-Superior está representado por un conjunto de arcillas verdes y rojas con calizas dismicríticas y biomicríticas hacia el techo. Mineralógicamente, son ilitas muy puras con muy pe-

queñas proporciones de caolinita y trazas de clorita (tabla VII). Estos materiales son aptos para ladrillería, si bien no existe en la actualidad ninguna explotación. El Mioceno se dispone discordante y está formado por limos rojos íliticos, areniscas y conglomerados.

* *Mioceno Plioceno Inferior del sector central de la depresión:*

El área, tectónicamente compleja, se encuentra situada entre la Falla de Teruel y el bloque del Cerro de los Mansueto, apareciendo intensamente fracturada y relacionada con fenómenos diapíricos. La formación estudiada queda separada mediante fractura de los Yesos de los Aljézares. Está constituida por conglomerados de cantos calizos, areniscas, limolitas y arcillas rojas de edad Mioceno-Plioceno Inferior, con diversos cambios laterales hacia facies carbonatadas y yesíferas. Los niveles arcillosos son intensamente explotados en los alrededores de Teruel. El componente principal de las mismas es la illita, presentando cantidades significativas de caolinita, con cuarzo y calcita como accesorios en el polvo total. Su explotación se destina a la fabricación de mezclas para ladrillería y alfarería (tabla VII).

3.3. DEPRESION DE ALMAZAN

Los materiales estudiados en el sector aragonés de la Depresión de Almazán corresponden a dos grupos netamente diferentes:

* *Alternancias de limos rojos calcáreos, margas rojizas y areniscas (Unidad detrítica inferior miocena):*

El mineral principal en la fracción arcilla es la illita, siendo accesoria la caolinita. Presentan un alto contenido en cuarzo y carbonatos, mientras que la presencia de feldespatos es baja. Su uso queda altamente restringido por su contenido en carbonatos y su granulometría.

* *Unidad margo-arcillosa de Bortalba:*

Sobre la unidad detrítica anterior se dispone, en el área norte de la depresión, un conjunto constituido por margas pardoamarillentas,

margas arenosas, areniscas y margas y calizas hacia el techo. En el área de Bordalba los niveles calcomargosos y las capas de arcillas describen, de muro a techo, la siguiente secuencia, que se repite numerosas veces:

* Arcillas y margas marrones

- * Arcillas y margas arcillosas verde oliva
- * Margas blancas
- * Calizas tobáceas muy recristalizadas.

Los minerales de la arcilla dominante (en el área de Bordalba) son la paligorskita y la illita, existiendo trazas de caolinita (tabla VIII).

TABLA VIII

DEPRESION DE ALMAZAN: Análisis Químicos, Resumen de los análisis granulométricos (fracciones <1/16 y <1/256 mm.) y Mineralogía del polvo total y fracción <20 µ, en %. PPC, Pérdida en peso por calcinación; Fl, Filosilicatos; Q, Cuarzo; Ca, Calcita; Do, Dolomita; Ft, Feldespatos; Y, Yeso; I, Illita; K, Caolinita; Pk, Paligorskita; Sp, Sepiolita; Cl, Clorita; Es, Esmectita; Ve, Vermiculita; Int., Interestratificados

Número muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	PPC	% < 1/16	% < 1/256
408-Z-75	27,97	11,22	2,46	0,48	18,68	10,46	1,76	0,47	26,61	99	56
408-Z-76	52,42	18,42	6,59	1,20	2,38	3,01	5,17	0,09	9,89	100	90
408-Z-77	43,54	16,49	5,25	1,22	6,24	5,40	4,53	0,08	17,28	100	92
408-Z-78	34,74	12,02	3,99	0,83	11,55	8,32	3,35	0,09	23,63	100	88
408-Z-79	55,44	16,07	5,67	1,17	1,07	4,18	4,48	0,16	10,53	85	90
408-Z-80	55,31	19,22	7,12	1,57	0,90	2,63	5,45	0,10	7,73	100	78
408-Z-81	53,75	18,52	6,29	1,58	1,25	3,66	5,19	0,18	9,55	100	76
408-Z-82											
408-Z-83											
408-Z-84											
408-Z-85											
408-Z-86											
408-Z-87											
408-Z-88	54,72	23,35	5,21	1,76	0,65	1,79	5,17	0,13	6,27	100	66
408-Z-90	45,78	16,24	5,37	1,39	5,98	5,04	4,32	0,24	14,14	100	76

TABLA VIII (Continuación)

Número muestra	Fl	Q	Ca	Do	Ft	I	K	Pk	Int.
408-Z-75	60	tr.	5	30	tr.	20		75	tr.
408-Z-76	95	5				40	tr.	60	
408-Z-77	75	5		20	tr.	50	tr.	50	tr.
408-Z-78	50	tr.	tr.	45	tr.	50	tr.	50	tr.
408-Z-79	90	tr.		tr.	5	10		90	tr.
408-Z-80	95	5			tr.	45	tr.	55	
408-Z-81	90	5			5	45	tr.	55	tr.
408-Z-82	55			45		15		85	
408-Z-83	35	30	10	25		50		50	
408-Z-84	85	5	10			40		60	
408-Z-85	90	5		5		15		85	
408-Z-86	70	5	tr.	25		45		55	
408-Z-87	60	5		35		25		75	
408-Z-88	90	10			tr.	95			tr.
408-Z-90	80	5	tr.	15	tr.	45		55	tr.

TABLA IX

CORDILLERA IBERICA: Facies Weald muestras 2 a 4, Formaciones Escucha y Arenas de Utrillas muestras 6 a 20. Análisis Químicos, Resumen de los análisis granulométricos (fracciones <1/16 y <1/256 mm.) y Mineralogía del polvo total y fracción <20 µ, en %. PPC, Pérdida en peso por calcinación; Fl, Filosilicatos; Q, Cuarzo; Ca, Calcita; Do, Dolomita; Ft, Feldespatos; Y, Yeso; I, Illita; K, Caolinita; Pk, Paligorskita; Sp, Sepiolita; Cl, Clorita; Es, Esmectita; Ve, Vermiculita; Int., Interestratificados

Número muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	PPC	% < 1/16	% < 1/256
542-Te-2	59,17	20,12	6,18	1,10	0,55	1,31	4,24	0,27	6,96	98	43
543-Te-3	64,24	18,78	5,12	1,18	1,36	1,67	3,43	0,31	4,33	99	33
543-Te-4	59,16	23,99	3,25	1,13	0,45	0,71	4,22	0,03	6,68	85	20
543-Te-89	65,84	17,38	5,26	1,86	0,54	1,04	3,07	0,10	4,38	17	4
493-Te-6	69,90	17,54	1,34	1,20	inap.	0,20	1,60	0,61	7,47	83	35
493-Te-7	46,97	31,72	2,22	1,27	0,22	0,60	3,20	0,26	13,47	99	99
493-Te-8	59,98	24,76	1,83	1,23	0,08	0,46	2,88	inap.	7,75	99	41
518-Te-9	65,57	16,51	5,28	1,22	0,56	0,50	2,64	0,15	6,86	90	27
493-Te-10	61,70	22,95	1,20	1,70	0,08	0,20	1,34	3,54	7,94	98	60
493-Te-11	55,64	23,31	1,49	1,37	0,15	0,50	2,48	0,30	10,50	99	80
493-Te-12	55,36	21,40	4,49	1,17	0,28	0,48	2,04	0,26	13,70	96	33
519-Te-13	57,97	25,09	0,41	1,25	0,32	0,55	2,16	0,51	11,03	99	64
494-Te-15	69,47	20,36	0,59	1,38	inap.	0,28	1,83	2,01	4,46	92	43
494-Te-16	59,36	23,42	1,10	1,25	inap.	0,66	2,53	4,48	8,19	97	59
519-Te-17	50,18	26,75	1,86	1,13	1,73	0,83	2,78	0,09	14,48	98	81
495-Te-18	53,29	25,56	5,31	2,62	inap.	0,23	1,61	0,26	11,64	91	61
495-Te-19	51,64	25,31	3,63	1,30	0,95	1,29	2,71	inap.	13,81	98	85
544-Te-20	56,08	23,91	5,83	1,23	0,15	0,66	3,21	0,05	8,35	94	51

TABLA X (Continuación)

Número muestra	Fl	Q	Ca	Do	Ft	I	K	Cl	Es	Ve	Int.
542-Te-2	90	10		tr.	tr.	60	40			tr.	
543-Te-3	80	20			tr.	50	35	15			tr.
543-Te-4	80	15	tr.		tr.	65	35	tr.			tr.
543-Te-89	50	30			20	55	45				
493-Te-6	65	35				25	70			tr.	tr.
493-Te-7	95	5				20	75			<5	
493-Te-8	80	20			tr.	50	50			tr.	tr.
518-Te-9	65	30	tr.		5	50	50			tr.	tr.
493-Te-10	80	20			tr.	15	85			tr.	
493-Te-11	90	10			tr.	45	55			tr.	tr.
493-Te-12	80	20			tr.	35	65			tr.	tr.
519-Te-13	85	15			tr.	15	85		tr.		
494-Te-15	70	30			tr.	30	70			tr.	tr.
494-Te-16	80	15			<5	40	60				tr.
519-Te-17	90	10			tr.	30	65			<5	tr.
495-Te-18	85	15					95			5	tr.
495-Te-19	80	15		5		35	65			tr.	tr.
544-Te-20	80	20			tr.	50	50			tr.	tr.

Los ensayos realizados sobre muestras seleccionadas con contenidos medios-altos en paligorskita proporcionan valores de absorción en agua (tabla X) inferiores en un 30 por 100 a la absorción en agua de paligorskitas comerciales, obteniéndose valores aceptables en la absorción en aceite, a la vez que presentan una rápida degradación del granulado y liofilización, por lo que podrían ensayarse como absorbentes industriales en procesos de contacto. En los ensayos realizados para su aplicación a lodos de perforación (tabla XI) los rendimientos obtenidos han sido inferiores a los exigidos por las normas A. P. I. (viscosidad aparente 15 cps, con un 5 por 100 de arcilla), por lo que, en principio, hay que descartar su posible aplicación dentro de este campo.

TABLA X

Capacidad de absorción en agua y aceite según norma Westinghouse de muestras de la unidad margoarcillosa de Bordalba.

Número muestra	Capacidad de absorción	
	Agua	Aceite
408-Z-76	73	62
408-Z-79	61	50
408-Z-80	74	66
408-Z-85	70	52,5

TABLA XI

Viscosidad aparente (centipoises) de muestras de la unidad margo-arcillosa de Bordalba

Número muestra	Concentración	
	6 %	12 %
408-Z-76	6-7	10-11
408-Z-84	3-4	6-7
408-Z-85	4-5	14

Como dato complementario se han calculado las capacidades de cambio en cinco de las muestras recogidas en el área de Bordalba con proporciones importantes de paligorskita, obteniéndose los siguientes resultados:

408-Z-76	39,2 meq/100 gr.
408-Z-78	16,54 meq/100 gr.
408-Z-79	14,85 meq/100 gr.
408-Z-80	13,36 meq/100 gr.
408-Z-81	13,38 meq/100 gr.

Estos valores pueden considerarse normales dentro de los rangos en que se mueven estos minerales (CAILLERE et al., 1982), estando evidentemente influenciados por los contenidos en ilitas que presentan.

3.4. CORDILLERA IBERICA

3.4.1. Keuper

El Keuper aparece, en general, asociado a las grandes estructuras compresivas de la Cordillera Ibérica, en la que actúa como nivel de despegue entre el zócalo hercínico y la cobertera mesozoica. Los afloramientos, frecuentemente tectonizados, se centran en el borde oriental de las depresiones de Calatayud y Teruel, Sierras de Albarracín y Javalambre y cabalgamiento de Montalbán-Ejulve. En este último lugar, los materiales muestreados resultan ser arcillas iliticas con indicios de clorita y caolinita y presencia de calcita y aragonito.

CABALLERO y LOPEZ AGUAYO (1972) citan, para los materiales del Keuper Inferior, una mineralogía ilitica dominante, con cantidades menores de clorita, interestratificados, y posible presencia de caolinita. En el Keuper Medio es significativo el aumento de los minerales interestratificados en detrimento de la ilita, apareciendo aquéllos en cantidades mayores en el Keuper Superior, acompañados de clorita y caolinita y en ciertos casos de esmectitas.

Las arcillas del Keuper son, potencialmente, utilizables en cerámica de construcción, si bien el problema que presentan estos materiales es que se encuentran generalmente mezcladas con yesos, lo que, sumado a su complejidad estructural, hace difícil delimitar áreas explotables.

3.4.2. Facies Weald

Los tramos basales del Cretácico en facies Weald sólo se presentan bien desarrollados en la provincia de Teruel, distinguiéndose dos áreas prin-

cipales, netamente distintas en cuanto al origen y composición de los depósitos: Cuencas de Alarcón y Miravete.

La primera de ellas presenta un marcado carácter marino en los sedimentos, con escasa presencia de materiales detríticos finos y sin interés por tanto para fines industriales.

Los materiales de la Cuenca de Miravete, de edad Hauteriviense-Barremiense, se distribuyen en tres unidades que, de muro a techo, son:

- * Unidad detrítica con areniscas y arcillas, presentando su máximo espesor en el área de Mora de Rubielos.
- * Unidad detrítico calcárea, discordante sobre la anterior y formada por calizas, margas, arcilla, areniscas y conglomerados.
- * Unidad detrítica con areniscas lentejonares blancas y arcillas y limos de color rojo granate.

En las muestras recogidas en esta última unidad (tabla IX) la fracción limo es mayoritaria, siendo el contenido en arcilla de bajo a medio. Los filosilicatos son los minerales mayoritarios, acompañados por pequeñas proporciones de cuarzo e indicios de feldspatos y carbonatos, se encuentran representados por ilita, menores proporciones de caolinita y pequeñas cantidades de clorita.

LOPEZ AGUAYO et al. (1973) encuentran, para la «Región Levantina», que en los niveles arcillosos el mineral principal es la ilita, siendo la caolinita secundaria en importancia. Sin embargo, en los niveles arenosos, la relación ilita/caolinita se invierte.

Las facies Weald presentan un alto potencial en limos arcillosos ilitico-caoliniticos. Los ensayos tecnológicos realizados en estos materiales para las áreas de Galve, Mora de Rubielos y Aguilar de Alfambra, con el fin de conocer sus posibles usos cerámicos, reflejan los siguientes límites de Atterberg:

* Límite líquido	29
* Límite plástico	17
* Índice de plasticidad	12

La plasticidad es moderada como corresponde a su tamaño de grano, coincidiendo con la tónica general de estos materiales (IGME, 1980a y b, 1981a y b y 1983).

Los ensayos de cocción (realizados cada 50° C, desde 700 a 1.300° C) indican que la pérdida en peso se sitúa en torno al 4 por 100, no observándose eflorescencias. Los colores de cocción van del rojo (hasta 1.505° C) al marrón rojizo oscuro a muy oscuro (1.250° C).

En el diagrama de Contracción Lineal-Absorción de agua-Temperatura (fig. 2) puede observarse un buen comportamiento de la muestra, mostrando un descenso gradual de la absorción y aumento de la contracción. La temperatura de gresificación se establece en torno a 1.150° C.

Estos ensayos indican que estos materiales son aptos como aditivos, fundentes y desgrasantes en pasta de gres rojo y semigres, así como mezcla para pasta de pavimentos y revestimientos cerámicos porosos. En la actualidad son explotadas en un único punto (Galve, Teruel), destinándose la producción a industrias cerámicas levantinas.

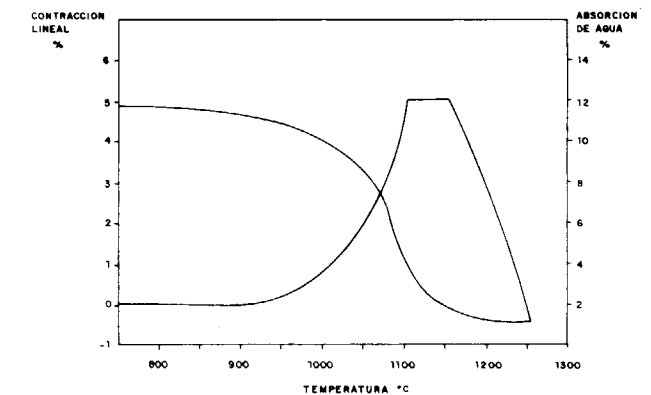


Figura 2.—Diagrama de contracción lineal-absorción de agua-temperatura construido a partir de los ensayos realizados a muestras de la facies Weald.

3.4.3. Formaciones Lignitos de Escucha y Arenas de Utrillas

La sedimentación del Cretácico Inferior concluye, en la parte meridional de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, con dos formaciones detríticas: Lignitos de Escucha y Arenas de Utrillas.

La Formación Lignitos de Escucha viene definida por potentes tramos de arcillas, arcillas limosas,

limos arcillosos y margas negras, pardas o grises, con horizontes de lignito que alternan con tramos menos potentes de areniscas calcáreas o ferruginosas y arenas. Se han delimitado tres cuencas separadas por umbrales: Aliaga-Utrillas, Esteruel-Ariño y Castellote (PARDO et al., 1977). A techo, mediante disconformidad, se sitúa la Formación Arenas de Utrillas. Esta consiste en una serie de evolución granocreciente, integrada por un conjunto de secuencias granodecrecientes. Estas secuencias constan de tres tramos: el inferior constituido por arenas, el medio por arenas y arcillas y el superior por arcillas oscuras seguidas de arcillas con intercalaciones de arenas. Las arenas son, localmente, caoliníferas. Se depositó en las cuencas descritas para la Formación Escucha, presentando su máximo desarrollo en el área de Utrillas.

El tamaño de grano de las muestras recogidas oscila entre términos arcillosos muy puros y limos arcillosos (excluyendo las arenas caoliníferas). El análisis mineralógico muestra la presencia de cuarzo en proporciones variables (del 5 al 35 por 100), existiendo trazas de feldespatos en la mayoría de las muestras y, en casos aislados, calcita y dolomita. La mineralogía de la fracción arcilla en las tres cuencas citadas es caolinítico-ilítica, existiendo un neto predominio de caolinita sobre ilita en las muestras de las cuencas de Castellote y Esteruel-Ariño. Hay también trazas de vermiculita e interestratificados (tabla IX).

PARDO (1979) observa mayores relaciones caolinita/ilita en la fracción arcillosa de las arenas. En las lutitas, esta relación es 1/2 para la Formación Escucha y superior para la Formación Utrillas (2/2 ó 3/2).

En el área oriental, el tramo superior arcilloso de la Formación Utrillas es predominantemente caolinítico.

Estas asociaciones de filosilicatos se han justificado por las condiciones de meteorización de carácter tropical que tuvieron lugar en el Cretácico Inferior originando facies siderolíticas (LOPEZ AGUAYO et al., 1973).

Las muestras estudiadas de la Formación Utrillas se pueden englobar, según sus características mineralógicas y químicas (tabla IX), en dos grupos:

- * Arcillas caolinítico-ilíticas, con contenidos medios-altos en Al_2O_3 y bajos en Fe_2O_3 , exentos de carbonatos, que pueden ser utilizados como pastas de pavimento y revestimiento, con rango de cocción condicionado por el contenido en ilita; refractarios silicoaluminosos y fabricación de klinker de cemento aluminoso.
- * Arcillas ilítico-caoliníticas, con Fe_2O_3 alto, con porcentajes de cuarzo variables y de carbonatos bajos o nulos, utilizables en la fabricación de pasta para pavimentos y revestimientos cerámicos porosos, o para semigrés o gres rojo.

Pueden realizarse mezclas entre ambos tipos, o con otros fundentes, para su uso en ladrillería. El contenido en materia carbonosa puede suponer ahorro energético.

Los depósitos de arenas caoliníferas presentes, esencialmente, en la Formación Arenas de Utrillas no han sido objeto de especial atención en este estudio por considerarlos suficientemente tratados en anteriores trabajos (GALAN HUERTOS, 1972; IGME, 1976).

El contenido en caolín de estas arenas varía notablemente de un punto a otro, siendo económicamente rentable su extracción para contenidos superiores al 18 por 100. Asimismo son factores condicionantes el grado de blancura, granulometría, etc... La separación del caolín se realiza por vía húmeda mediante lavado de las arenas, las cuales son asimismo beneficiadas.

En el IGME (1976) se realizó un estudio detallado sobre los principales cuerpos arenosos susceptibles de explotación, en diferentes puntos de la Cordillera Ibérica, definiendo leyes, calidades, usos, reservas... Las áreas potencialmente más interesantes corresponden a Riodeva (Teruel) y Alhama de Aragón (Zaragoza), con caolines de grado cerámico y papelero. Menor interés presentan las áreas de Gargallo, Esteruel, Castel de Cabra y Cortes de Aragón (Teruel), donde pueden obtenerse caolines utilizables como refractarios.

4. CONCLUSIONES

Dada la amplitud del presente trabajo, los resultados pueden ser considerados como un pri-

mer intento de tipificación, con fines industriales, de las formaciones arcillosas de Aragón.

Se puede considerar, sin duda, que el mayor potencial arcilloso que existe en Aragón se sitúa dentro del campo de las arcillas comunes. Así, en las depresiones del Ebro, Calatayud, Almazán y Alfambra-Teruel los materiales encontrados son fundamentalmente ilíticos, lo que los hace, potencialmente, utilizables como material en construcción (ladrillería) y alfarería. Actualmente se destinan a dichos usos la mayor parte de los materiales extraídos en esta Comunidad.

Desde el punto de vista de las arcillas especiales hay que citar, en la Depresión de Calatayud, además del importante yacimiento de sepiolita situado en Mara, la existencia de otros yacimientos en las áreas de Navarrete, Barrachina, Fuentes de Jiloca por lo que parece interesante realizar estudios más profundos en esta depresión.

En el área de Bordalba (Depresión de Almazán) se ha puesto de manifiesto la presencia de concentraciones importantes de paligorskita, si bien la evaluación de la rentabilidad económica de dichas arcillas requiere la realización de trabajos de detalle en dicha zona.

Dentro del capítulo de arcillas y arenas caoliníferas se puede considerar que la información existente en la actualidad es amplia; sería muy interesante, sin embargo, evaluar las posibilidades de aprovechamiento de las arcillas presentes en el estéril de las explotaciones de lignitos de la formación Arenas de Utrillas acumuladas actualmente en escombreras con grave impacto ambiental.

BIBLIOGRAFIA

- ALONSO, J. J., y GALVAN, J. (1961): *Nota sobre la existencia de sepiolita en las cuencas del Duero y del Ebro*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 59, 167-172.
- CABALLERO, M. A., y LOPEZ AGUAYO, F. (1972): *Ambientes genéticos de los minerales de la arcilla en cuencas sedimentarias triásicas y wealdenses españolas*. VI Reunión Nac. de Sedimentología, Granada.
- CABALLERO, M. A., and MARTIN VIVALDI, J. L. (1972): *Distribution of Clay Minerals in the Spanish Triassic Sedimentary basins*. Proceedings 1972 International Clay Conference.
- CAILLERE, S.; HENIN, S., y RAUTUREAU, M. (1982): *Mineralogie des argiles*. Masson, París.

GALAN, E. (1972): *Caolines españoles: Geología, mineralogía y génesis*. Tesis doctoral. Fac. de Ciencias. Univ. Complutense de Madrid.

GONZALEZ, I., y GALAN, E. (1984): *Mineralogía de los materiales terciarios del área de Tarazona, Borja-Ablitas (Depresión del Ebro)*. Estudios Geológicos, vol. 40, 115-128.

HUERTAS, F.; LINARES, J., y MARTIN VIVALDI, J. L. (1974): *Minerales fibrosos de la arcilla en cuencas sedimentarias españolas. II. Cuencas del Guadalquivir, Ebro y Depresión de Granada. Conclusiones prácticas*. Est. Geol., 30, 359-366.

IGME (1976): *Proyecto de investigación de las formaciones caoliníferas en la Cordillera Ibérica*.

IGME (1980a): *Estudio previo de las arcillas de Levante*.

IGME (1980b): *Exploración y caracterización de sustancias industriales que producen ahorro energético en las industrias cerámicas*.

IGME (1981a): *Estimación del potencial de arcillas para la fabricación de tejas y ladrillos*.

IGME (1981b): *Mapa Geológico de España. E. 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Hojas 39 (Sigüenza), 40 (Daroca) y 41 (Tortosa)*.

IGME (1983): *Investigación de arcillas en Levante*.

IGME (1986): *Posibilidades de arcillas especiales en Aragón. Primera fase*.

LOPEZ AGUAYO, F., y MARTIN VIVALDI, J. L. (1973a): *Mineralogía de las arcillas de la facies wealdense española. I. Antecedentes, métodos y materiales*. Estudios Geológicos, vol. XXIX, 389-396.

LOPEZ AGUAYO, F., y MARTIN VIVALDI, J. L. (1973b): *Mineralogía de las arcillas de la facies wealdense española. II. Cuencas Norte Levantina y Bética*. Estudios Geológicos, vol. XXIX, 397-412.

LOPEZ AGUAYO, F., y MARTIN VIVALDI, J. L. (1973c): *Mineralogía de las arcillas de la facies wealdense española. III. Cuenca Asturiana, discusión y conclusiones*. Estudios Geológicos, vol. XXIX, 413-437.

PARDO, G. (1979): *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones detríticas del Cretácico Inferior terminal del Bajo Aragón*. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza.

PARDO, G., y VILLENA, J. (1977): *Estudio sedimentológico de las «Arenas de Utrillas» en las cuencas de Utrillas y Esteruel (prov. de Teruel)*. Com. del VIII Congr. Nac. de Sedimentología.

PINILLA, A. (1968a): *Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la Cuenca terciaria del Ebro*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 66, núm. 3, 207-218.

PINILLA, A. (1968b): *Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la Cuenca Terciaria del Ebro. II. Localización de las muestras y análisis mecánico*. Anal. Edaf. y Agrob., 27, 547-562.

PINILLA, A., y ALONSO, J. J. (1969): *Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la cuenca terciaria del Valle del Ebro. V. Análisis de las arcillas con microscopio electrónico*. Anal. Edaf. y Agrob., 28, 895-906.

PINILLA, A., y CATALAN, J. (1970): *Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la cuenca terciaria del Valle del Ebro. Análisis químicos*. Anal. Edaf. y Agrobiol., 29, 957-972.

PINILLA, A., y PEREZ MATEOS, J. (1968): *Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la cuenca terciaria del Valle del Ebro. III. Mineralogía de las fracciones gruesas de los sedimentos*. Anal. Edaf. y Agrobiol., 27, 593-617.

PINILLA, A., y PEREZ MATEOS, J. (1969): *Estudio petrográfico de las rocas de origen de los materiales sedimen-*

tarios de la cuenca terciaria del Ebro (Zona aragonesa). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 67, 403-419.

PINILLA, A., y RIBA, O. (1972): *Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la cuenca terciaria del Valle del Ebro. VII. Resumen y visión sedimentológica del conjunto*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 70, 97-106.

QUIRANTES PUERTAS, J. (1969): *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros*. Tesis doctoral. Instituto «Fernando el Católico».

VILLENA, J.; LOPEZ AGUAYO, F.; PARDO, G.; PEREZ, A.; MUÑOZ, A.; GONZALEZ MARTINEZ, J.; GONZALEZ LOPEZ, J. M., y FERNANDEZ NIETO, C. (1987): *Clay Mineralogy in Tectosedimentary Analysis of Southern Sector of Tertiary Ebro Basin (Spain)*. Proceeding the Sixth Meeting of the European Clay Groups, Sevilla.

Original recibido: Septiembre de 1989.

Original aceptado: Octubre de 1989.

Petrografía de arenitas: Una revisión.

Por C. MORENO (*) y R. SAEZ (**)

RESUMEN

La composición petrográfica y los caracteres texturales de las arenitas encierran una información fidedigna de su historia sedimentaria, tectónica y burial. Los distintos enfoques de su estudio petrográfico en función de métodos y objetivos distintos, representados asimismo por diferentes escuelas, ha dado lugar a una relativa confusión terminológica que puede dificultar la iniciación en este tipo de trabajos.

Tradicionalmente la petrografía de arenitas se enfocaba esencialmente a su clasificación y, en algunos casos, al análisis de su historia sedimentaria. El auge creciente de los estudios de determinación de procedencias, desarrolladas a partir de los conocimientos de dinámica global y tectónica de placas, ha dado lugar a una simplificación y sistematización de parámetros cuyo tratamiento permite de una manera simple aproximarse a tales objetivos.

Ya que esta división de opiniones atañe a la totalidad del estudio petrográfico (recogida de muestras, método de conteo de puntos, clasificaciones, representaciones gráficas y resultados), consideramos necesario la elección de una metodología concreta en función de los objetivos que se pretendan cubrir.

En nuestra opinión, sea cual fuere el método elegido, el estudio petrográfico de arenitas debe realizarse en tres etapas: 1) Análisis general de las composiciones y texturas; 2) Análisis modal; 3) Interpretación integrada de los resultados en su ámbito geológico. No obstante, para la representación gráfica recomendamos el uso de los diagramas del método Gazzi-Dickinson, modificados en su caso con parámetros nuevos, y sólo utilizar diagramas «Q, F, R» cuando el objetivo primordial sea la clasificación de arenitas.

Palabras clave: Petrografía, Arenitas.

ABSTRACT

Petrographical composition and textural features of arenites enclose a reliable information about its sedimentary, tectonic and burial history. The different approaches of its petrographical study depending on different methods, which are represented as well by different schools, have given rise to a relative terminological confusion that can make the initiation to this type of work difficult.

Traditionally, the petrography of arenites was essentially focused to its classification and, in some cases, to its sedimentary history analysis. The rising summit of the provenance determination studies, developed from the knowledge about global dynamics and plate tectonics has given rise to a simplification and systematization of parameters whose study allows us to approach easily such objectives.

Since this division of opinions concerns the whole petrographical study (sample collection, point-counting methods, classifications, graphical representations and results), we consider it necessary to choose a concrete methodology depending on the objectives we pretend to reach.

To our opinion, no matter what the chosen method is, the petrographical study of arenites must be done in three stages: 1) General analysis of the compositions and textures; 2) Modal analysis; 3) Integrated interpretation of the results according to the geological framework. Nevertheless, for the graphical representation we suggest the use of the Gazzi-Dickinson method diagrams (modified which new parameters if necessary for a particular case), and to use only «Q, F, R» diagrams when the main objective is the arenite classification.

Key words: Petrography, Arenites.

(*) Departamento de Geología y Minería.

(**) Departamento de Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola. Universidad de Sevilla. 21819 La Rábida (Huelva).

1. INTRODUCCION

Las arenitas son los sedimentos detríticos más abundantes de la corteza terrestre, tanto en materiales antiguos, recientes y/o actuales. Ya sea formando rocas consolidadas (areniscas) o sedimentos sin litificar (arenas).

El estudio de estos sedimentos y rocas sedimentarias ocupa, por tanto, un papel primordial en la literatura geológica, no sólo por su abundancia, sino también porque esta clase de rocas (arenitas) suele encerrar una información fidedigna de su historia sedimentaria, tectónica y burial. Además de estas consideraciones de carácter científico es necesario tener en cuenta el potencial económico que pueden alcanzar las acumulaciones de este tipo de sedimentos (roca almacén de agua, roca anfitrión de mineralizaciones de interés económico, roca almacén de hidrocarburos, etc.).

Este potencial es el que ha favorecido en gran medida el estudio y el conocimiento de las arenitas, y con ello una gran proliferación de trabajos científicos que han aparecido publicados generalmente en revistas especializadas, y también, aunque en menor medida, en libros y tratados al respecto.

Nosotros vamos a tratar las arenitas (no carbonatadas) desde el punto de vista de su composición petrográfica y su análisis modal. Estos aspectos son fundamentales dada la problemática existente en cuanto a la metodología de contaje de puntos, clasificaciones e interpretación de los datos (por citar sólo algunas cuestiones). El uso indiscriminado de terminologías definidas por miembros de escuelas diversas, con objetivos y métodos asimismo diferentes, proporciona un panorama actual en el que frecuentemente domina la confusión, resultando a menudo difícil adoptar una postura en pro o en contra de las tendencias existentes. Probablemente esta dificultad radique en la gran proliferación de trabajos científicos existentes y en la ausencia de trabajos de síntesis que unifiquen criterios.

Arenita es un término textural que se refiere a los sedimentos y rocas sedimentarias detríticas cuyos granos tienen un diámetro comprendido entre 0,0625 y 2 mm. (PETTIJOHN, 1957). Este concepto aceptado por todos los petrólogos sedimentarios comienza a complicarse al implicar

la composición de dichas arenitas. Como norma general se considera que el cuarzo, los feldespatos y los fragmentos líticos son los componentes fundamentales de las areniscas dejando aparte un posible cuarto componente: la matriz. El problema surge en la interpretación de lo que se entiende por cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos o fragmentos de roca, y se complica aún más cuando se trata de cuantificar la proporción porcentuada de cada uno de estos componentes en el estudio de la composición de una arenita. La aparente arbitrariedad en la utilización de la metodología y terminología a utilizar para cada caso concreto de estudio se ve favorecida por la extensísima gama de edades, medios de depósito, áreas fuente e historias post-sedimentarias de este tipo de sedimentos.

Una visión general de la cuestión queda reflejada en la tabla 1, en la que se reflejan los trabajos que conciernen a la petrografía de arenitas publicados en los últimos años en algunas de las revistas de mayor difusión.

2. TENDENCIAS EXISTENTES:
ESCUELA CLASICA
Y ESCUELA TECTONICISTA

En el estudio de las arenitas desde un punto de vista composicional, existen dos tendencias fundamentales representadas por dos escuelas diferentes (que podríamos denominar clásica y tectonicista); cada una de ellas ha diseñado una metodología de trabajo en función de los objetivos que se pone de manifiesto en el modo de interpretar los componentes fundamentales (cuarzo, feldespatos y fragmentos).

INGERSOLL et al. (1984, 1985a y b), BASU (1985) y DECKER y HELMOLD (1985) resumen y discuten ampliamente estas dos tendencias. De la confrontación de los criterios defendidos por las distintas escuelas parece aflorar una idea: el método es lo de menos y su valoración se hará en función de su eficacia en la obtención de los objetivos y su aplicabilidad al problema que se pretenda resolver. Las dos tendencias existentes son (*):

(*) Resumen extraído de los trabajos de los autores citados anteriormente.

TABLA 1
Trabajos sobre petrografía de arenitas publicados en algunas de las revistas de mayor difusión en los últimos cuatro años.

Autor y fecha	Revista	Método	Edad y lugar	Objetivos
BOURGEOIS y DOTT (1985)	Geol. Soc. Am. Bull.	Contaje: G-D. Terminología de DOTT, 1964.	Cretácico Superior. Costa del SO de Oregón.	Generales. Conocer el área fuente para deducir el marco tectónico.
GIRTY et al. (1985)	Geol. Soc. Am. Bull.	Contaje: Clásico y G-D (incluyendo fragmentos carbonatados).	Silúrico. Sierra Nevada, California.	Paleogeográficos. Determinar el área fuente.
GIRTY y WARDLAW (1985)	Geol. Soc. Am. Bull.	Contaje: Clásico y G-D (incluyendo fragmentos carbonatados).	Pre-Devónico Superior. Sierra Nevada, California.	Paleogeográficos. Determinar el área fuente.
WRIGHT (1985)	Geol. Soc. Am. Bull.	Análisis petrográfico. Contaje: G-D.	Precámbrico Superior - Paleozoico Inicial. Antártida.	Generales. Historia geológica y tectónica.
CAVAZZA (1986)	Sedimentary Geol.	Contaje: G-D. Muestreo relación paleocorrientes.	Mioceno. Cuenca Central «La Española», Nuevo México.	Paleogeográficos.
DICKINSON et al. (1986)	Jour. Sed. Petrol.	Contaje: G-D.	Cretácico-Paleoceno. Utah.	Aplicación de petrofacies al conocimiento de la historia tectónica.
GARZANTI (1986)	Jour. Sed. Petrol.	Contaje: G-D. Análisis textural detallado.	Triásico Superior. Norte de Italia.	Influencia del medio en la petrología de las areniscas.
GERGEN e INGERSOLL (1986)	Sedimentary Geol.	Contaje: G-D, con parámetros nuevos. Estudio detallado de fragmentos de rocas.	Actuales. Pacífico Norte y Mar de Bering.	Estudio de cuencas en relación con la Tectónica de Placas.
LASH (1986)	Sedimentary Geol.	Contaje: G-D.	Paleozoico inicial. Orógeno Apalachiano.	Generales.
OWEN y CAROZZI (1986)	Geol. Soc. Am. Bull.	Contaje: G-D. Catodoluminiscencia de cuarzo.	Paleozoico Superior. Sur de las Montañas de Ouachita, Oklahoma.	Area fuente y paleogeografía.
PACKER e INGERSOLL (1986)	Sedimentary Geol.	Contaje: G-D.	Actuales. Arco de Japón e islas Marianas.	Relación composición-marco tectónico. Comparación de distintas cuencas.
UNDERWOOD (1986)	Sedimentary Geol.	Contaje: G-D.	Actuales. Fore-Arc I. Aleutianas.	Ilustrar complejidad composicional en surcos y fore-arc. Advertir sobre interpretaciones de procedencias en rocas antiguas.
UNDERWOOD y BACHMAN (1986)	Geol. Soc. Am. Bull.	Contaje: G-D.	Paleógeno. Norte de California.	Discusión de datos previos. Somete a crítica la precisión de la petrografía en determinaciones de área fuente.
AMAJOR (1987)	Sedimentary Geol.	Contaje: OFR. Minerales densos.	Cretácico Superior. SE Benue (Nigeria).	Paleogeografía.

Autor y fecha	Revista	Método	Edad y lugar	Objetivos
FLINT (1987)	Sedimentology	Contaje: QFR.	Cenozoico. Norte de Chile.	Historia diagenética de las areniscas, relaciones con yacimientos minerales.
GIRTY y PARDINI (1987)	Geol. Soc. Am. Bull.	Contaje: G-D.	Paleozoico. Sierra Nevada, California.	Generales. Area fuente.
LASH (1987)	Sedimentology	Contaje: G-D.	Ordovícico Medio. Orógeno Apalachiano.	Caracterización de petrofacies, relaciones con área fuente, e implicaciones tectónicas.
STATTEGGER (1987)	Jour Sed. Petrol.	Contaje: G-D. Minerales densos.	Cretácico Superior. Norte de Austria.	Generales. Procedencia.
DORSEY (1988)	Jour Sed. Petrol.	Contaje: G-D, con parámetros nuevos.	Plio-Pleistoceno. Este de Taiwan.	Evolución de procedencias. Historia tectónica.
GIRTY et al. (1988)	Jour Sed. Petrol.	Contaje: G-D modificado.	Holoceno. Baja California.	Area fuente conocida, comprobar resultados método QFL.
GÖRÇEN et al. (1988)	Sedimentary Geol.	Contaje G-D, incluye carbonatos y fósiles.	Cenozoico Superior. Sur de Turquía.	Generales. Paleogeografía.
JETT y HELLER (1988)	Jour Sed. Petrol.	Contaje: G-D.	Jurásico. Washington.	Clasificación, origen y área fuente. Comparación otras áreas.

I) Los que defienden que la composición de las arenitas es una función compleja en la que están implicados procedencia, historia del transporte, influencia del ambiente sedimentario y diagénesis.

La composición de las arenitas depende fuertemente del tamaño de grano de éstas (además de otros muchos factores). La disminución progresiva del tamaño de grano que acompaña al transporte condiciona la composición de los detritus. Los fragmentos de roca se disgregan paulatinamente en fragmentos monominerálicos y matriz. Este hecho provoca que las arenitas más finas estén enriquecidas en tales granos y empobrecidas en fragmentos líticos. Lo contrario ocurre para las arenitas de tamaño de grano grueso. Por tanto, para esta tendencia el factor que determina la inclusión de cada fragmento como constituyente de cada uno de los componentes fundamentales (cuarzo, feldespatos y fragmentos de roca) es su composición mineralógica, independientemente del tamaño de grano.

Entre los principales representantes de esta escuela «tradicional» se encuentran BASU (1976), DECKER y HELMOLD (1985), MACK y SUTTNER (1977), PETTIJOHN (1975), SUTTNER (1974) y SUTTNER y BASU (1985).

II) Los que centran sus esfuerzos en determinar la composición detrítica independientemente del tamaño de grano. Como punto de partida, esta tendencia considera fragmentos líticos únicamente a los granos poliminerálicos cuyos constituyentes tienen un tamaño inferior a 0,0625 mm. Los fragmentos de roca cuyos componentes tienen tamaño superior a 0,0625 mm. son contabilizados como granos monominerálicos. Al contaje de puntos efectuados según este criterio se le denomina contaje Gazzi-Dickinson (G-D).

Este concepto de fragmento de roca influye en la valoración porcentuada de la composición de la arenisca enriqueciéndola en los componentes cuarzo y feldespatos y empobreciendo el componente fragmentos líticos; por tanto, provocan

una «madurez mineralógica artificial» de los sedimentos, en función de la interpretación que hacen de sus componentes fundamentales y obvian la dependencia tamaño de grano-composición. La influencia de la trituración que los granos sufren durante el transporte es eliminada y consiguen artificialmente la «composición final» del detritus en cuestión.

Los principales representantes de esta «escuela tectonicista» son BLAT (1982), DICKINSON (1970), GAZZI (1966) e INGERSOLL et al. (1984).

3. CLASIFICACION

La clasificación de las areniscas también es un aspecto conflictivo. Hay un número muy elevado de ellas en las que figuran una cantidad enorme de términos y de divisiones. Como indica SELLEY (1988), el problema básico para clasificar las arenas estriba en la posibilidad de agruparlas en función de criterios físicos (por ejemplo, tamaño de grano y contenido en matriz) o en función de criterios químicos (por ejemplo, mineralogía). En la figura 1 se muestra un diagrama que sintetiza los parámetros más utilizados.

La mayoría de estas clasificaciones coinciden en los criterios utilizados, e incluso en el tipo

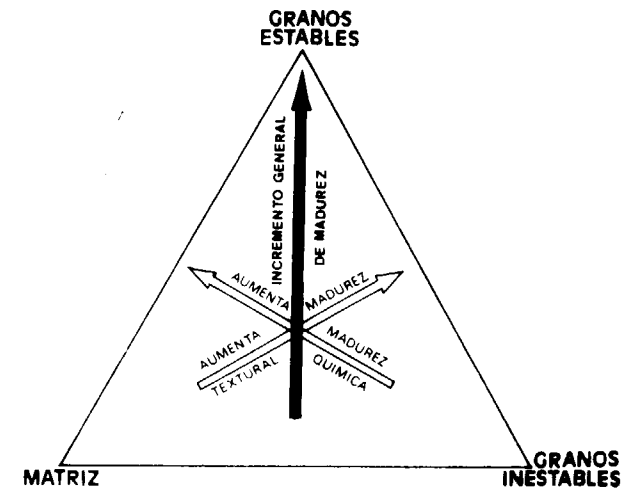


Figura 1.—Diagrama triangular que relaciona composición y madurez de las arenitas (según SELLEY, 1988).

de diagramas poliédricos, en donde los vértices del triángulo de la base son los polos cuarzo (Q), feldespatos (F) y fragmentos de roca (R), y la profundidad del poliedro es utilizada para cuantificar el componente matriz. Este tipo de diagramas fueron ampliamente difundidos y utilizados (FOLK, 1968; PETTIJOHN, 1954; McBRIDE, 1963) y pueden agruparse bajo una perspectiva similar en función de un criterio de clasificación común: composicional-textural. Pero entre ellas también existe una diferencia importante en lo que respecta a los granos a contabilizar en cada uno de los vértices, por ejemplo, los fragmentos policristalinos de chert y de rocas ígneas pueden incluirse bien en los vértices Q y Fd, respectivamente, o bien en el vértice R.

En los últimos años, y posiblemente bajo la influencia de la «escuela clásica», se tiende a utilizar la clasificación de DOTT (1964) posteriormente modificada por PETTIJOHN et al. (1972—figura 2—, donde en el vértice Q se contabilizan los granos de cuarzo monocristalino, en F las plagioclasas y el feldespato potásico y en R todos los fragmentos líticos. La matriz ocupa la dimensión altura, y sólo es considerada cuantitativamente, ignorando su origen, composición o naturaleza.

Aparte del problema de la matriz que trataremos más adelante hay un grave inconveniente en este grupo de clasificaciones: las micas, los minera-

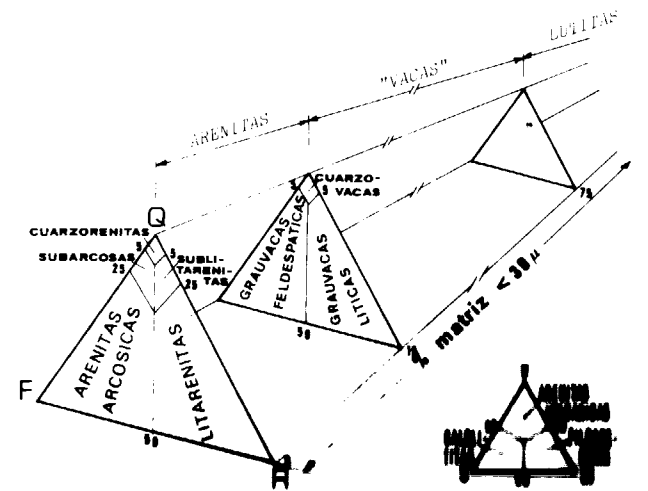


Figura 2.—Clasificación de areniscas detríticas según PETTIJOHN et al. (1972).

les pesados y otros componentes de las areniscas, que no por minoritarios dejan de ser significativos.

Para representar gráficamente la composición modal de las arenitas, los seguidores de la «escuela tectonicista» utilizan diagramas triangulares QFL basados en los datos cuantitativos obtenidos en el conteo por el método Gazzi-Dickinson; esta composición también se puede expresar de una manera numérica (mediante subíndices de los componentes Q, F, L). No suelen adoptar una nomenclatura determinada, aunque es frecuente que se dejen influenciar por los criterios de estabilidad composicional y madurez textural de DOTT (1964), así como por las precisiones de CROOK (1960) respecto a las arenitas subcuarzosas. En ocasiones establecen determinadas «clases tipológicas de arenitas» adaptadas para casos concretos, por ejemplo, VALLONI y MAYNARD (1981).

Este tipo de nomenclatura, así como el tipo de conteo que utilizan, están diseñados en función de los objetivos que persiguen: determinar la procedencia de las arenas en un esquema regido por la tectónica de placas. No pretenden clasificar los sedimentos, ni conocer su historia sedimentaria o postsedimentaria.

La agrupación, tipificación y correlación de las arenitas se consigue mediante la utilización de distintos tipos de diagramas triangulares en cuyos vértices se representan parámetros primarios o secundarios referentes a la composición de la trama.

Al igual que en el caso de la escuela clásica queda sin resolver el problema de las micas y de los minerales densos, añadiéndose además el problema de los fragmentos carbonatados.

Existe una tercera clasificación (ZUFFA, 1980), útil especialmente cuando se trata de areniscas calcáreas, que podríamos denominar «independiente», que recoge la problemática de los fragmentos carbonatados y otros fragmentos inestables conflictivos, y que según el propio autor «propone criterios para los cuales la dependencia de la composición de las rocas en función del tamaño de grano es minimizada, a la vez que se obtiene una separación satisfactoria entre los componentes arenosos que son coetáneos al depósito (intracuenca fundamentalmente) y los más antiguos (extracuenca fundamentalmente)» (ZUFFA,

1985). Los criterios de reconocimiento de estas dos clases de granos los recoge el autor en una tabla resumen (ZUFFA, 1985, tabla 3, páginas 180-181), que, aunque útil, es excesivamente laboriosa y lenta de utilizar en un conteo de puntos, además no siempre es posible reconocer los criterios que en ella se indican.

Esta clasificación intenta complementar las consideradas tradicionales de areniscas, introduciendo un componente carbonatado al que otorga un papel fundamental en función de su procedencia intra o extracuenca (fig. 3).

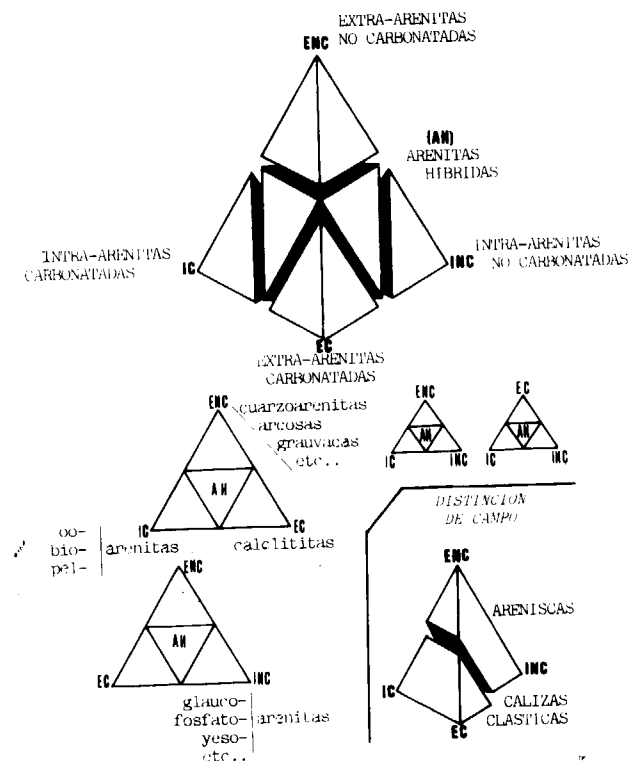


Figura 3.—Principales tipos de arenitas basados en la composición modal (según ZUFFA, 1980).

4. ANALISIS DE LA COMPOSICION DE LAS ARENISCAS

4.1. Componentes

Las areniscas están constituidas por matriz y trama consideradas como dos conjuntos aparen-

temente independientes diferenciados por su tamaño.

La trama o armazón incluye a todos los fragmentos mono o poliminerálicos con un tamaño superior a 0,0625 mm.

Sin entrar en consideraciones respecto a los parámetros que se utilizan en las distintas clasificaciones vamos a resumir muy brevemente los componentes fundamentales de la trama:

— *Cuarzo*. Por su abundancia y significado, el cuarzo es el componente que define a una arenisca. Puede presentarse como grano monocristalino o incluido en fragmentos de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias, con texturas cristalinas o criptocristalinas.

Es el componente de mayor estabilidad tanto física como química.

— *Feldespatos*. El segundo componente en orden de abundancia son los feldespatos (Fd. alcalinos y plagioclasas). Se presentan como granos monominerálicos o incluidos en fragmentos de rocas ígneas, y en menor medida metamórficas y sedimentarias.

Su comportamiento durante los procesos de meteorización, transporte, depósito y postsedimentarios lo califica como un componente típicamente inestable y, consecuentemente, abunda menos en las areniscas de más maduras.

— *Otros fragmentos monominerálicos*. Además del cuarzo y los feldespatos, las areniscas pueden contener otros elementos monominerálicos de menor importancia, debido al escaso porcentaje que representan. Dos casos especiales dentro de este grupo son los minerales densos (cirkón, rutilo, turmalina, granate, etc.) y las micas, que aunque escasos pueden ser muy significativos respecto a la génesis de las arenitas y en especial respecto al tipo de transporte sufrido.

— *Fragmentos de roca*. Los fragmentos de roca presentes en las arenitas pueden ser ígneos, metamórficos o sedimentarios en función de las características del área fuente. Su abundancia relativa depende además del tipo y magnitud del transporte, de las condiciones del depósito. Son especialmente abundantes en areniscas poco maduras.

La matriz es la parte de las areniscas con un ta-

maño de grano inferior a 0,0625 mm. Desde un punto de vista estricto, sólo se puede entender por matriz a la fracción fina depositada sincrónicamente a la trama. Pero es frecuente que se incluyan como tal a otros elementos no relacionados directamente con el depósito.

Sus constituyentes principales son filosilicatos y otros detritus tamaño lutita. Su abundancia depende fundamentalmente del tipo de depósito.

Aunque en muchas de las clasificaciones de areniscas la proporción de matriz define distintos tipos de rocas (FOLK, 1968; McBRIDE, 1963; PETTIJOHN et al., 1972...), su presencia, aunque sea en cantidades ínfimas, es más significativa que su porcentaje absoluto (WILLIAMS et al., 1982). La utilización de la matriz como criterio de clasificación presenta una serie de dificultades operativas relacionadas con lo problemático de su estudio. Para DICKINSON (1970) considerar la matriz en términos de clasificación de arenitas implica necesariamente resolver el problema de su tipificación en el sentido sedimentológico del término (protomatrix), desaconseja su uso en función de la dificultad que existe en determinadas areniscas en la diferenciación de ésta con otros componentes intersticiales (cemento, epimatriz, pseudomatrix, etc.).

4.2. Factores que afectan a la composición de las arenitas

La composición de una arenita está controlada por cuatro factores: procedencia, transporte, medio sedimentario y diagénesis (SUTTNER, 1974). La mayor o menor influencia de cada uno de ellos está íntimamente asociada a la historia sedimentaria de cada depósito y por ende a su edad, marco tectónico, ambiente sedimentario de la cuenca receptora, clima, relieve y materiales del área fuente, tipo y magnitud del transporte, tasa de sedimentación, fluidos intersticiales...

El área fuente como punto de partida de un sedimento es el primer factor que selecciona el tipo de detritus. Es evidente la influencia de la naturaleza de la roca madre, que a su vez está sometida a procesos de meteorización determinados principalmente por el tipo de clima y el

relieve (BASU, 1976-1985; DICKINSON, 1985; MACK, 1978...).

La forma de transporte de las partículas favorece una serie de modificaciones que también influyen en la composición de las arenitas. La trituración, selección y disminución del tamaño de grano de las partículas es un efecto notorio que generalmente solemos considerar de una manera casi intuitiva (fig. 4). Sin embargo, es frecuente abstraerse de las alteraciones composicionales, tales como disoluciones, oxidaciones, etc., acaecidos durante este mismo proceso. La influencia del tipo de transporte (selectivo o no selectivo), del tiempo que dura y de los medios sedimentarios intermedios entre el área fuente y el depósito final son algunos de los factores que pueden modificar la composición del sedimento (RICCI LUCCHI, 1985).

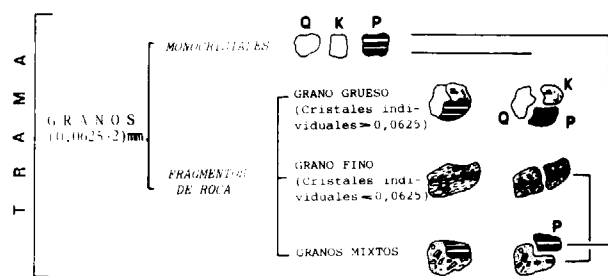


Figura 4.—Esquema representativo de la disgregación teórica de los granos policristalinos (según ZUFFA, 1980).

El transporte de arenitas como constituyentes de la fracción sólida bien diferenciada del agente de transporte (generalmente agua) favorece la trituración y la alteración química de las partículas y por tanto las selecciona textural y composicionalmente. El transporte de arenitas como constituyentes del propio agente, formando una fase indiferenciada sólido-fluido, impide en mayor o menor medida la selección textural y disminuye la alteración composicional.

La localización de granos de mica y minerales densos en el seno de un sedimento está íntimamente relacionada con el tipo de transporte, puesto que se acumulan formando concentraciones anómalas en relación a su tamaño de grano cuando han sufrido un transporte de tipo «se-

lectivo». Debido a su hábito laminar, las micas suelen viajar en suspensión, con lo cual y a pesar de su fragilidad, son capaces de soportar un transporte largo. Independientemente de su densidad, las micas suelen depositarse por decantación con tendencia a acumularse en la fracción más fina. La presencia de estos minerales en la fracción gruesa de los estratos indica mecanismos de transporte por flujos densos, en los cuales hay al menos una fracción donde no ha sido posible la decantación.

Las modificaciones que las partículas pueden sufrir en el área fuente y durante el transporte se complementan con las que posteriormente soportan en el propio medio sedimentario. La influencia de éste sobre la composición y textura de los granos depende de la naturaleza y del modo en que el medio disipe su energía. Es decir, que la composición mineral puede estar controlada por el medio sedimentario, por ejemplo, los depósitos de la zona litoral están dominados por areniscas cuarzosas, en la plataforma dominan las areniscas feldespáticas... (ODOM et al., 1976). En general debe considerarse que las areniscas con mayor abundancia en fragmentos de roca son propias de medios dominados por transporte en masa y también de medios energéticamente tranquilos, y las de mayor abundancia en fragmentos monocristalinos son típicos de ambientes energéticos (HUBERT, 1960; DAVIES y ETHRIDGE, 1975).

Además de las modificaciones que sufren las arenas durante la parte externa de su proceso sedimentario, en el caso de rocas no actuales, durante la diagénesis y metamorfismo de bajo grado, se producen una serie de modificaciones en los componentes detríticos que hay que tener en cuenta al calcular la composición modal de las arenitas y sus posibles aplicaciones en determinaciones de procedencia, características del área fuente, transporte, etc. (HELMOLD, 1985; DUTTA y SUTTNER, 1986; SUTTNER y DUTTA, 1986...). McBRIDE (1985) resume los principales tipos de transformaciones que tienen lugar en el ambiente diagenético. Estas se pueden agrupar en tres tipos de procesos:

— Destrucción por disolución de componentes detríticos (feldespatos, fragmentos carbonatados, fósiles, chert, micas, etc.).

— Neoformación de minerales (autigénesis) por

nucleación directa a partir de componentes de las soluciones intersticiales o por recristalización de fases detríticas (cloritas, albita, carbonatos, transformación de chert en cuarzo, etc.).

— Reemplazamiento de unos minerales por otros en relación con procesos metasomáticos ligados a la actividad de las soluciones intersticiales (albitización de feldespatos, caolinización, argilización, carbonatación, etc.).

5. METODOS DE ESTUDIO

El estudio de las rocas sedimentarias invariablemente comienza en el campo, pero después puede haber varios caminos que pueden ser explorados dependiendo de los objetivos del estudio y del interés del investigador (TUCKER, 1987).

La recogida de las muestras sobre el terreno debe estar regida por los objetivos del estudio a realizar. La variación de la composición en función del tamaño de grano es el factor fundamental a tener en cuenta; cuando se trata de arenas muy bien seleccionadas respecto al tamaño de grano (de bajo *sorting*) la composición mineralógica no se verá afectada por la localización de la muestra dentro del estrato; de cualquier manera es conveniente hacer la toma de muestras en posiciones semejantes. Cuando en el interior del estrato haya variación del tamaño de grano, deberá tenerse en cuenta que la concentración de los fragmentos de roca es mayor en la fracción gruesa (BLATT, 1967), y tomar siempre las muestras de una posición semejante y en función de los objetivos a cubrir. En el caso de sedimentos afectados por deformación y metamorfismo con desarrollo de fábrica esquistosa también es necesario considerar la orientación de las muestras respecto a la foliación existente (se recomienda tallar las preparaciones con un ángulo de 45° respecto al eje de máximo alargamiento, HUTCHINSON, 1974).

La preparación de las muestras para su estudio también depende del objetivo a cubrir, y por tanto del método de conteo a utilizar.

— En el caso de un conteo tradicional los pasos a seguir son los siguientes:

1) Tamizaje y separación de las fracciones de tamaño de grano estandarizadas (las que suelen

considerar los juegos de tamices utilizados habitualmente) (*).

2) Adhesión al portaobjetos de una muestra representativa de los granos obtenidos en cada una de las fracciones separadas anteriormente y recubrimiento con resina (*).

3) En el caso de sedimentos litificados se procede a la preparación normal (y sin cubrir) de una lámina delgada considerando la orientación de la superficie a estudiar respecto al máximo alargamiento de las partículas.

4) Establecimiento de la malla a cubrir en el conteo de cada lámina. El número de medidas viene dado por la distancia en la horizontal del salto del contador de puntos que se establece en función del índice granulométrico de CHAYES (I. C.). La traslación vertical entre una línea y otra se selecciona también en función del tamaño de grano de entre las distancias estandarizadas (1/3, 1/6, 1/10, 1/20 mm.) de los contadores de puntos más utilizados.

La relación entre la precisión que requiere cada trabajo, el índice granulométrico y la superficie de la lámina delgada define el número de láminas que son necesarias para determinar la composición modal de una roca (ROUBAULT, 1963).

5) Se procede al conteo de puntos de cada una de las fracciones de tamaño de grano, considerando los parámetros Q, F, R, con el significado que le otorgue la clasificación que se pretenda utilizar.

6) Representación gráfica de los valores obtenidos.

7) En el caso de rocas duras y con distinto tamaño de grano, se hace un conteo con la malla adecuada para cada una de las fracciones existentes.

8) Este método de conteo debe ir acompañado de una descripción textural del sedimento (redondeamiento o angulosidad de los granos, índice de *sorting*, tamaño de grano, contenido en matriz...).

— En el caso de un conteo Gazzi-Dickinson los pasos a seguir son los siguientes:

1) Preparación de las láminas delgadas (sin cu-

(* En el caso de sedimentos no litificados.

brir) del material a estudiar sin considerar las distintas fracciones de tamaño de grano existentes, tanto en rocas como en sedimentos no litificados. En el caso de foliación u orientación preferencial de las partículas debe tenerse en cuenta la orientación de la superficie de talla.

2) Tinción de las láminas para diferenciar feldespato potásico de plagioclasas. Los métodos de tinción más usuales están descritos en FRIEDMAN (1971), HOUGHTON (1980), HUTCHINSON (1974)...

3) Establecimiento de la malla de conteo considerando un tamaño de grano standar (arena media), independientemente de la granulometría real.

4) Contaje de puntos G-D en base a los parámetros indicados en la tabla 2. Se contabiliza la mineralogía del punto que coincide con el centro del retículo del ocular para cada uno de los saltos del contador, siempre que éste caiga sobre cristales de tamaño superior a 0,0625 mm. En el caso de granos afaníticos (chert, determinados fragmentos de rocas volcánicas, etc.) se contabilizan en el parámetro L. Los pasos del contador en los que la cruz coincide con matriz, minerales densos, micas, carbonatos u otros granos no incluidos en las clasificaciones «tectonistas» son ignorados.

5) Representación gráfica en diagramas triangulares «Q, F, L», «Qp, Lv, Ls» y «Qm, P, K» y comparación de éstos con los gráficos standarizados de DICKINSON y SUCZEK (1979) y DICKINSON (1985), que se muestran en la figura 5.

6. ANALISIS Y SIGNIFICADO DE LOS RESULTADOS

Hasta ahora se ha planteado la división existente en el estudio composicional de las arenitas. Esta división parece estar más relacionada con los objetivos planteados por cada una de las escuelas que con el tratamiento científico de la cuestión.

En el caso de los autores que siguen la escuela tectonicista, los objetivos se encaminan hacia la determinación del marco tectónico del que proceden las poblaciones de detritus mediante el tratamiento del mayor número de datos, obteni-

TABLA 2
Parámetros utilizados en el conteo
Gazzi-Dickinson (según DICKINSON, 1985)

Q = total de granos cuarzosos
Qm = cuarzo monocristalino (0,625)
Qp = cuarzo policristalino (o calcedonia).

$$Q = Qm + Qp$$

F = total de granos de feldespatos
P = granos de plagioclasa
K = granos de feldespato potásico

$$F = P + K$$

L = total de fragmentos líticos inestables
Lv = fragmentos líticos volcánicos y metavolcánicos
Ls = fragmentos líticos sedimentarios y metasedimentarios

$$L = Lv + Ls$$

$$Lt = L + Qp$$

Lc = fragmentos carbonatados extracuenca
(no incluidos en L o Lt)

dos de la forma más sencilla posible. El resultado es la tipificación de las arenitas en función de la composición modal teórica que adquirirían si el proceso de maduración de los sedimentos provocase la disgregación total de los componentes líticos faneríticos.

El estudio de sedimentos depositados en medios actuales ha permitido a esta escuela definir tipos composicionales de arenitas en función del marco tectónico (fig. 5).

El objetivo inmediato del estudio de la composición de arenitas para la escuela que hemos denominado clásica es más «sedimentológico», consiste en la clasificación según criterios composicionales-texturales y, en función de ella relacionar los distintos tipos de arenitas con el proceso sedimentario que sufrieron (considerando área fuente, transporte, depósito y modificaciones posteriores).

La obtención de datos por el método tradicional es más laboriosa y más sensible al error, exigiendo, por tanto, una mayor cualificación del operador que realice el conteo de puntos. Por el contrario, los resultados son más completos, en el

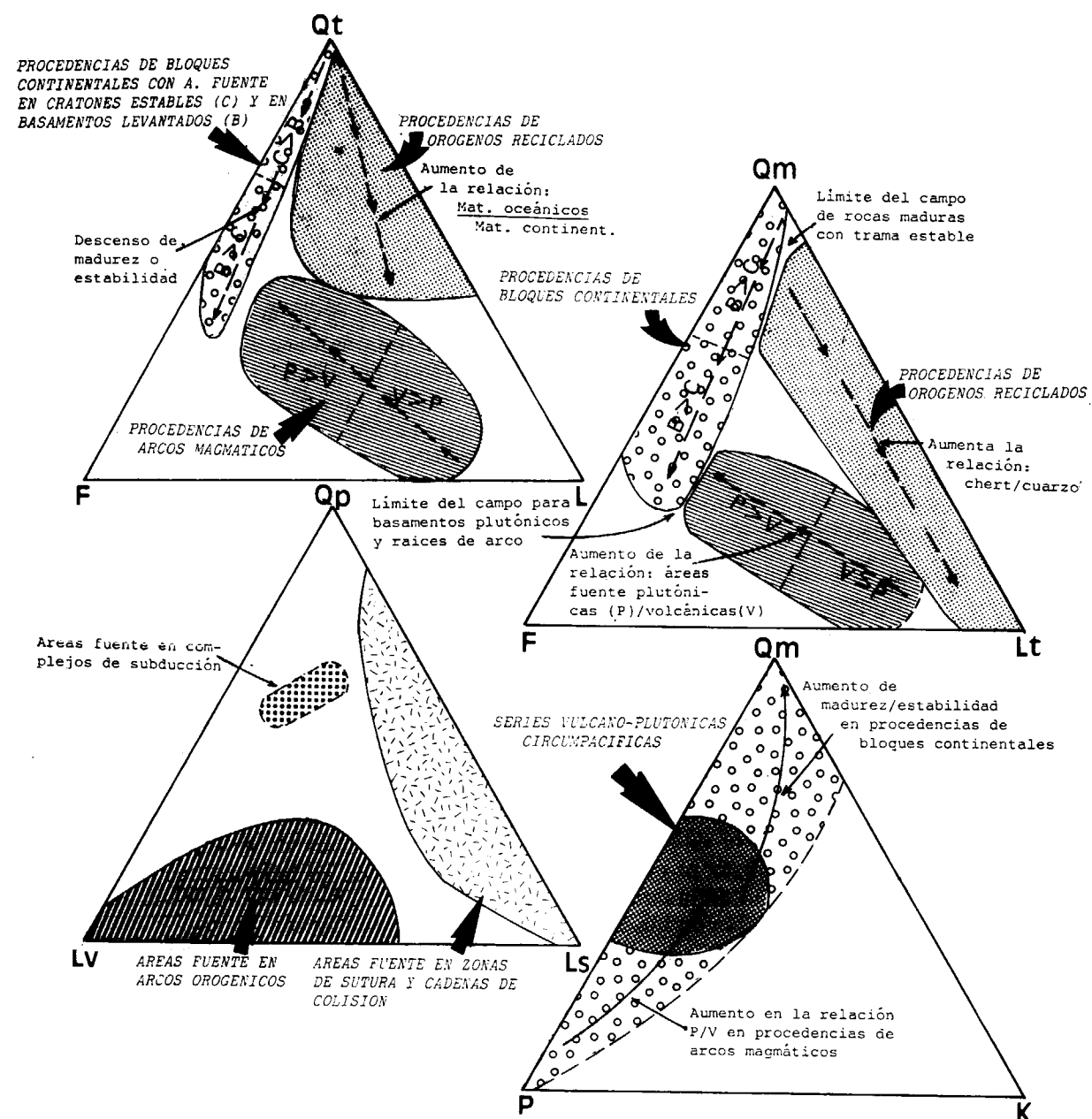


Figura 5.—Diagramas triangulares de procedencia de arenitas en función de su composición modal (según DICKINSON, 1985).

sentido de que se obtienen datos composicionales y texturales al mismo tiempo. Además, ambos tipos de datos se implican en la misma clasificación.

Ambos métodos de trabajo, establecidos en función de unos sedimentos determinados y con unos fines concretos (más amplios en el caso

de la escuela clásica) presentan una serie de limitaciones cuando se tratan de aplicar fuera del contexto en el que fueron diseñados. Para el caso del método Gazzi-Dickinson, además de la consideración anterior, el tratamiento esencialmente estadístico de los datos impide obtener la información que podrían aportar determinados

fragmentos de roca porcentualmente minoritarios y, sin embargo, altamente significativos. Por ejemplo, la presencia de una población pequeña pero sistemática de fragmentos de roca plutónica en un sedimento aporta datos importantes sobre procedencia, que escaparían a consideración si éstos se contabilizan únicamente según su composición mineralógica. Esto mismo ocurre en el caso de determinados fragmentos monomineralicos; por ejemplo, cuarzo con texturas que lo relacionan directamente con un origen volcánico... (DECKER y HELMOLD, 1985; YOUNG, 1976...). DICKINSON (1985) propone como solución a este problema anotar en cada caso el tipo de fragmentos líticos en los que están incluidos los granos que se cuentan como monocristales. Esta anotación desvirtúa por sí misma el método, ya que elimina una de sus principales ventajas: la rapidez y facilidad de uso.

Otra de las ventajas que significa el contaje Gazzi-Dickinson es la agrupación de los diagramas ternarios de los puntos que representan la composición de las arenitas de procedencia común. Sin embargo, esta agrupación se consigue eliminando todas las variables que podrían resultar incómodas, lo cual equivale a una falta de precisión en la clasificación que utilizan (SUTTNER y BASU, 1985).

Otra objeción a este método es la que se deriva de la falta de atención respecto al control que ejerce el proceso sedimentario en la composición de la arenita. Este control actúa en función de una serie de variables relacionadas no sólo con la naturaleza de la roca madre, sino también con los procesos físico-químicos que actúan durante la meteorización, transporte, sedimentación y enterramiento (BASU, 1976; FRANZINELLI y POTTER, 1983; MACK, 1984; PETTIJOHN et al., 1972...). Estas modificaciones pueden llegar a ser tan importantes que incluso DICKINSON (1985) reconoce que tales perturbaciones pueden limitar de una manera considerable la aplicabilidad de su propio método.

Por otra parte, el método Gazzi-Dickinson, diseñado a partir de muestras de arenitas obtenidas en medios sedimentarios actuales, es de difícil aplicación para sedimentos antiguos en los que los procesos diagenéticos y metamórficos de bajo grado pueden haber modificado considerablemente la composición original del sedimento. En

ocasiones, la interpretación del marco tectónico basado exclusivamente en datos petrográficos, no coincide con la obtenida en su localización en diagramas composicionales; este concepto es aplicable a areniscas depositadas durante la transición entre dos regímenes tectónicos diferentes (MACK, 1984).

El punto más débil del método tradicional estriba en la dificultad de estudio y cuantificación.

A pesar de que la escuela clásica considera que la variación del tamaño de grano va acompañada por cambios composicionales conforme los clasificados originales son modificados en tamaño y mineralogía (BASU, 1976; MACK y SUTTNER, 1977; PETTIJOHN et al., 1972; SUTTNER, 1974), en la mayoría de las clasificaciones y diagramas representativos de la composición de las arenitas no figura ninguna especificación respecto al tamaño de grano considerado en el estudio petrográfico. El análisis modal realizado para un solo tamaño de grano (arena media) implica pérdida de información, ya que el comportamiento físico-químico de los fragmentos es diferente e influye en la heterometría de la arena en cuestión. La posibilidad de un contaje específico para cada fracción de tamaño de grano basada en tamizaje, encuentra limitado su uso a arenitas no litificadas. Estudiar individualmente las composiciones según tamaños de grano en arenitas litificadas, aparte de su laboriosidad, presenta la dificultad que implican los cambios granulométricos y texturales en los procesos postsedimentarios. Integrar la información obtenida en los distintos tamaños de grano considerados, para determinar la composición global de la arenisca presenta dificultades en relación con la representatividad que se asigne a cada una de las fracciones.

La representación de los resultados en diagramas «Q, F, R, Matriz» impide la integración de otros datos texturales significativos como son forma, redondeamiento, texturas especiales o incluso el propio tamaño de grano.

Los diagramas «Q, F, R, Matriz» o «Q, F, R», por otra parte, tampoco permiten puntualizaciones sobre la composición de los individuos que se agrupan en cada uno de los vértices, aspecto del método tradicional considerado ventajoso por sus seguidores respecto al Gazzi-Dickinson.

7. CONCLUSIONES

El estudio de la petrografía de las arenitas es una tarea lenta y laboriosa, por tanto una buena administración de recursos exige la selección del método mediante el cual la relación tiempo-resultados sea lo más favorable posible. La elección de la metodología debe realizarse en función de los objetivos a cubrir.

El estudio petrográfico de arenitas no puede ser desvinculado del marco geológico al que pertenezcan. Teniendo en cuenta esta premisa, se podría diseñar en cada momento la metodología más apropiada para un máximo aprovechamiento del tiempo que haya de utilizarse.

Como primera fase, el muestreo debe realizarse considerando las variaciones composicionales y texturales que pueden presentar las arenitas en el seno de los estratos o cuerpos sedimentarios. Estas variaciones, que pueden ser laterales y/o verticales, están íntimamente relacionadas con su proceso sedimentario y proporcionan datos fundamentales para el conocimiento del mismo.

Para el caso de arenitas heterométricas granuloclasificadas, la máxima información acerca del área fuente está contenida en la base de los estratos donde se concentran las mayores proporciones de fragmentos de roca. Por el contrario, para el análisis modal se recomienda elegir las muestras de la parte de los estratos con una mayor abundancia de granos de tamaño arena media, menos influenciados por la variación composicional en relación a la variación del parámetro tamaño de grano. En arenitas homométricas y/o heterométricas no granuloclasificadas, esta información aparece dispersa en todo el estrato.

A menudo se confunde la determinación del análisis modal con el estudio petrográfico, este hecho suele ser frecuente en petrólogos sedimentarios partidarios del uso indiscriminado del método de contaje Gazzi-Dickinson. En nuestra opinión, el estudio petrográfico de las arenitas debe realizarse en tres etapas:

- Análisis general de las composiciones y texturas.
- Análisis modal.
- Interpretación integrada de los resultados.

En la primera etapa se obtienen datos de los componentes mayoritarios y minoritarios de la arenita, así como de los elementos texturales y posibles modificaciones postsedimentarias que pudieran haber afectado a la composición o textura original.

El análisis modal aporta los datos necesarios para la clasificación o tipificación de las arenitas. El método de contaje a seguir dependerá del tipo de muestras y de los objetivos a cubrir. El caso menos complicado lo constituyen arenitas homométricas de tamaño de grano fino o medio poco afectadas por procesos postsedimentarios, el método de contaje es indiferente puesto que los resultados serán similares. Para arenas heterométricas los dos métodos de contaje proporcionan resultados diferentes; se adoptará uno u otro en función de los objetivos, considerando la posibilidad de introducir parámetros nuevos, o excluir algunos de los establecidos en el contaje Gazzi-Dickinson, cuando el caso concreto así lo recomiende (por ejemplo, LASH, 1987-88; MORENO y SAEZ, 1989).

Para la representación gráfica recomendamos el uso de diagramas del método Gazzi-Dickinson, modificados en los casos de introducción de parámetros nuevos, y sólo utilizar diagramas «Q, F, R» cuando el objetivo primordial sea la clasificación de las arenitas.

Los resultados del estudio petrográfico deben ser integrados en el marco geológico general al que pertenezcan las arenitas para conseguir una interpretación correcta del estudio realizado.

8. BIBLIOGRAFIA

- AMAJOR, L. C. (1987): *Paleocurrents, petrography and provenance analyses of the Ajall sandstone (Upper Cretaceous) Southeastern Benue Through, Nigeria*. Sedim. Geol., 54: 47-60.
- BASU, A. (1976): *Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rock: implications to paleoclimatic interpretation*. Jour. Sed. Petrol., 46: 694-704.
- BASU, A. (1985): *Influence of climate and relief on compositions of sands released at source areas*. In: *Provenance of arenites* (G. G. Zuffa, Ed.), NATO ASI Series, Serie C: Mathematical and Physical Sciences, vol. 148: 1-18.

BLATT, H. (1967): *Provenance determinations and recycling of sediments*. Jour. Sed. Petrol., 37: 1031-1044.

BLATT, H. (1982): *Sedimentary Petrology*. W. H. Freeman and Company, San Francisco, 564 pp.

BOURGEOIS, J., and DOTT, R. H., Jr. (1985): *Stratigraphy and Sedimentology of Upper Cretaceous rocks in Coastal Southwest Oregon: Evidence for wrench-fault tectonics*. Geol. Soc. Amer. Bull., 96: 1007-1019.

CAVAZZA, W. (1986): *Miocene sediment dispersal in the Central Española Basin, Rio Grande Rift, New Mexico, USA*. Sedim. Geol., 51: 119-135.

CROOK, K. A. W. (1960): *Classification of arenites*. Amer. Jour. Sci., 258: 419-428.

DAVIS, D. K., and ETHRIDGE, F. G. (1975): *Sandstone composition and depositional environment*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 59: 239-264.

DECKER, J., and HELMOLD, K. P. (1985): *The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method - Discussion*. Jour. Sed. Petrol., 55: 618-628.

DICKINSON, W. R. (1970): *Interpreting detrital modes of graywacke and arkose*. Jour. Sed. Petrol., 40: 695-707.

DICKINSON, W. R. (1985): *Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones*. In: *Provenance of arenites* (G. G. Zuffa, Ed.), NATO ASI Series, Serie C: Mathematical and Physical Sciences, vol. 148: 333-361.

DICKINSON, W. R., and SUCZEK, C. A. (1979): *Plate tectonics and sandstone compositions*. Amer. Assoc. Petrol. Bull., 63: 2164-2182.

DICKINSON, W. R.; LAWTON, T. F., and INMAN, K. F. (1986): *Sandstone detrital modes, Central Utah Foreland region; Stratigraphic record of Cretaceous-Paleocene tectonic evolution*. Jour. Sed. Petrol., 56: 276-293.

DORSEY, R. J. (1988): *Provenance evolution and unroofing history of a modern Arc-continent collision: Evidence from petrography of Plio-Pleistocene sandstones, Eastern Taiwan*. Jour. Sed. Petrol., 58: 208-218.

DOTT, R. H., Jr. (1964): *Wacke, graywacke and matrix*. Jour. Sed. Petrol., 34: 625-638.

DUTTA, P. K., and SUTTNER, L. J. (1986): *Alluvial sandstone composition and paleoclimate, II. Authigenic mineralogy*. Jour. Sed. Petrol., 56: 346-358.

FLINT, S. (1987): *Diagenesis of Tertiary playa sandstones of Northern Chile: implications for Andean uplift and metallogeny*. Sedimentology, 34: 11-29.

FOLK, R. (1968): *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's Ed., Austin, 110 pp.

FRANZINELLI, E., and POTTER, E. (1983): *Petrology, chemistry and texture of modern river sands, Amazon River system*. Jour. Geol., 91: 23-29.

FRIEDMAN, G. M. (1971): *Staining*. In: *Procedures in Sedimentary Petrology* (R. E. Carver, Ed.). Wiley-Interscience, New York, 511-530.

GARZANTI, E. (1986): *Source rock versus sedimentary control on the mineralogy of deltaic volcanic arenites (Upper Triassic, Northern Italy)*. Jour. Sed. Petrol., 56: 267-275.

GAZZI, P. (1966): *Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Apennino monnese: correlazioni con il flysch di Monghidoro*. Mineral. Petrol. Acta, 12: 69-97.

GERGEN, L. D., and INGERSOLL, R. V. (1986): *Petrology and provenance of deep sea drilling project sand and sandstone from the North Pacific Ocean and the Bering sea*. Sedim. Geol., 51: 29-56.

GIRTY, G. H.; REILAND, D. N., and WARDLAW, M. S. (1985): *Provenance of the silurian elder sandstone, North-Central Nevada*. Geol. Soc. Amer. Bull., 96: 925-930.

GIRTY, G. H., and WARDLAW, M. S. (1985): *Petrology and provenance of Pre-Late Devonian sandstones, Shoo Fly Complex, Northern Sierra Nevada, California*. Geol. Soc. Amer. Bull., 96: 561-521.

GIRTY, G. H., and PARDINI, C. H. (1987): *Provenance of sandstone inclusions in the Paleozoic Sierra City melange, Sierra Nevada, California*. Geol. Soc. Amer. Bull., 98: 176-181.

GIRTY, G. H.; MOSSMAN, B. J., and PINCUS, S. D. (1988): *Petrology of Holocene sand, peninsular ranges, California and Baja Norte, Mexico: implications for provenance-discrimination models*. Jour. Sed. Petrol., 58: 881-887.

GÖKÇEN, S. L.; KELLING, G.; GÖKÇEN, N., and FLOYD, P. A. (1988): *Sedimentology of a Late Cenozoic collisional sequence: the Misis Complex, Adan, Southern Turkey*. Sedim. Geol., 59: 205-235.

HELMOLD, K. P. (1985): *Provenance of feldspathic sandstones. The effect of diagenesis on provenance interpretations: a review*. In: *Provenance of arenites* (G. G. Zuffa, Ed.). NATO ASI Series. Series C: Mathematical and Physical Sciences, vol. 148, 139-164.

HUGHTON, H. F. (1980): *Refined technique for staining plagioclase and alkali feldspars in thin section*. Jour. Sed. Petrol., 50: 629-631.

HUBERT, J. F. (1960): *Petrology of the Fountain and Lyons Formation, Front Range, Colorado*. Colo. School Mines Quart., 55, 242 pp.

HUTCHINSON, C. S. (1974): *Laboratory handbook of petrographic techniques*. Wiley Interscience Publ., 558 pp.

INGERSOLL, R. V.; BULLARD, T. F.; FORD, R. L.; GRIMM, J. P.; PICKLE, J. D., and SARES, S. W. (1984): *The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method*. Jour. Sed. Petrol., 54: 103-116.

INGERSOLL, R. V.; BULLARD, T. F.; FORD, R. L., and PICKLE, J. D. (1985): *The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method - Reply to discussion of Lee J. Suttner and Abhijit Basu*. Jour. Sed. Petrol., 55: 617-618.

INGERSOLL, R. V.; BULLARD, T. F.; FORD, R. L., and PICKLE, J. D. (1985): *The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method*.

Reply to discussion of John Decker and Kenneth P. Helmold. Jour. Sed. Petrol., 55: 620-621.

JETT, G. A., and HELLER, P. L. (1988): *Tectonic significance of polymodal compositions in melange sandstones, Western melange belt, North Cascada Range, Washington*. Jour. Sed. Petrol., 58: 52-61.

LASH, G. G. (1986): *Anatomy of an early Paleozoic subduction complex in the Central Appalachian Orogen*. Sedim. Geol., 51: 75-95.

LASH, G. G. (1987): *Longitudinal petrographic variations in a Middle Ordovician Trench deposit, Central Appalachian Orogen*. Sedimentology, 34: 227-235.

LASH, G. G. (1988): *Longitudinal petrographic variations in a Middle Ordovician Trench deposit, Central Appalachian Orogen. Reply*. Sedimentology, 35: 524-526.

MACK, G. H. (1978): *The survivality of labile light-mineral grains in fluvial, aeolian and littoral marine environments: the Permian Cutler and Cedar Mesa Formations, Moab, Utah*. Sedimentology, 25: 587-604.

MACK, G. H. (1984): *Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition*. Jour. Sed. Petrol., 54: 212-220.

MACK, G. H., and SUTTNER, L. J. (1977): *Paleoclimate interpretation from a petrographic comparison of Holocene sands and the Fountain Formation (Pennsylvanian) in the Colorado Front Range*. Jour. Sed. Petrol., 47: 89-100.

McBRIDE, E. F. (1963): *A classification of common sandstones*. Jour. Sed. Petrol., 33: 664-669.

McBRIDE, E. F. (1985): *Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstone*. In: *Provenance of arenites* (G. G. Zuffa, Ed.). NATO ASI Series. Series C: Mathematical and Physical Sciences, vol. 148: 94-114.

MORENO, C., y SAEZ, R. (1989): *Petrología y procedencia de las areniscas del Culm de la parte occidental de la Faja Piritica Española (Zona Surportuguesa)*. Bol. Geol. Min., C-1: 134-147.

ODOM, I. E.; DOE, T. W., and DOTT, R. H., Jr. (1976): *Nature of feldspar - Grain size relations in some quartz-rich sandstones*. Jour. Sed. Petrol., 46: 862-870.

OWEN, M. R., and CAROZZI, A. V. (1986): *Southern provenance of Upper Jackfork sandstone, Southern Ouachita Mountains: Cathodoluminescence petrology*. Geol. Soc. Amer. Bull., 97: 110-115.

PACKER, B. M., and INGERSOLL, R. V. (1986): *Provenance and petrology of deep sea drilling project sands and sandstones from the Japan and Mariana Forearc and Backarc Regions*. Sedim. Geol., 51: 5-28.

PETTIJOHN, F. J. (1957): *Sedimentary rocks* (2nd ed.). Harper and Row, New York, 718 pp.

PETTIJOHN, F. J. (1975): *Sedimentary rocks* (3th ed.). Harper and Row, New York, 628 pp.

PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E., and SIEVER, R. (1972): *Sand and sandstones*. Springer-Verlag, New York, 218 pp.

RICCI LUCCHI, F. (1985): *Influence of transport processes*

and basin geometry on sand composition. In: *Provenance of arenites* (G. G. Zuffa, Ed.). NATO ASI Series. Series C: Mathematical and Physical Sciences, vol. 148: 19-45.

ROUBAULT, M. (1963): *Determination des minéraux des roches au microscope polarisant*. Lamarre-Poinant, Paris, 315 pp.

SELLEY, R. C. (1988): *Applied Sedimentology*. Academic Press, London, 446 pp.

STATTEGER, K. (1987): *Heavy minerals and provenance of sands: modeling of lithological end member from river sands of Northern Austria and from sandstones of the Austroalpine Gossan Formation (Late Cretaceous)*. Jour. Sed. Petrol., 57: 301-310.

SUTTNER, L. J. (1974): *Sedimentary petrographic provinces: an evaluation*. In: *Paleogeographic Provinces and Provinciality* (C. A. Ross, Ed.), Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub., 21: 75-84.

SUTTNER, L. J., and BASU, A. (1985): *The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method-discussion*. Jour. Sed. Petrol., 55: 616-617.

SUTTNER, L. J., and DUTTA, P. K. (1986): *Alluvial sandstone composition and paleoclimate. I. Framework mineralogy*. Jour. Sed. Petrol., 56: 329-345.

THORNBURG, T. M., and KULM, L. D. (1987): *Sedimentation in the Chile trench: petrofacies and provenance*. Jour. Sed. Petrol., 57, 55-74.

TUCKER, M. E. (1987): *Sedimentary Petrology. An Introduction* (6th ed.). Blackwell Scientific Publications, Oxford, 252 pp.

UNDERWOOD, M. B. (1986): *Sediment provenance within subduction complexes - An example from the Aleutian forearc*. Sedim. Geol., 51: 57-73.

UNDERWOOD, M. B., and BACHMAN, S. B. (1986): *Sandstone petrofacies of the Yager Complex and the Franciscan Coastal Belt, Paleogene of Northern California*. Geol. Soc. Amer. Bull., 97: 809-817.

VALLONI, R., and MAYNARD, J. B. (1981): *Detrital modes of recent deep-sea sands and their relation to tectonic setting: a first approximation*. Sedimentology, 28: 75-83.

WILLIAMS, H.; TURNER, F. J., and GILBERT, C. M. (1982): *Petrography. An introduction to the study of rocks in thin section* (2nd ed.). Freeman and Company, 626 pp.

WRIGHT, T. O. (1985): *Late Precambrian and Early Paleozoic tectonism and associated sedimentation in Northern Victoria Land, Antarctica*. Geol. Soc. Amer. Bull., 96: 1332-1339.

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*. In: *Provenance of arenites* (G. G. Zuffa, Ed.), NATO ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences, vol. 148: 165-189.

Original recibido: Octubre de 1989.

Original aceptado: Noviembre de 1989.

ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

Determinación de estaño en matrices silicatadas y sulfuradas por DCP y XRF.

Por J. A. MARTIN RUBI (*) y S. DEL BARRIO MARTIN (**)

RESUMEN

La espectrometría DCP y la XRF se han empleado para la determinación de concentraciones bajas de Sn en matrices silicatadas y sulfuradas. Para la puesta en solución de las muestras en DCP se ha utilizado como disgregante el Na_2O_2 . En XRF se ha corregido el efecto de matriz midiendo la radiación dispersada Compton. La bondad de los métodos propuestos se ha comprobado analizando este elemento en muestras estándar y otras previamente analizadas en los Laboratorios del ITGE por métodos volumétricos convencionales.

Palabras clave: Estaño, Análisis DCP, Análisis XRF, Compton, Silicatos, Sulfuros.

SUMMARY

DCP Spectrometry and XRF have been used for low level concentrations analysis of Sn in silicates and sulphides ores. Sample preparation for DCP involves Na_2O_2 as disgregating agent. The Compton Scattering radiation has been measured for the matrix effects correction in XRF technique. The accuracy of the methods has been checked by the Sn analysis in standards samples and using previously analyzed samples by conventional volumetric methods in the ITGE Laboratories.

Key words: Tin, DCP Analysis, XRF Analysis, Compton, Silicates, Sulphides.

INTRODUCCION

El principal mineral explotable de estaño es la casiterita (SnO_2). En la naturaleza se encuentra localizado en rocas graníticas, o en sus proximidades, en condiciones semiprofundas. Normalmente está acompañado por otros minerales, entre los que destacan: cuarzo, wolframita, molibdenita, pechblenda, calcopirita y pirita (1). El porcentaje elevado que en algunas ocasiones pueden alcanzar los minerales acompañantes (fundamentalmente la pirita) hace que la matriz original de la casiterita, que es la silicatada procedente del granito, sea sustituida parcialmente por una matriz piritosa (2). Este hecho origina dificultades a la hora de abordar el análisis de estaño por métodos instrumentales que parten de tomas de muestra sólida.

Aunque son numerosos los métodos analíticos cuantitativos para determinar estaño en materiales geológicos, la mayoría de ellos no se ajustan al objetivo principal de todo análisis geoquímico. Este objetivo tiene como meta conseguir:

- Máxima fiabilidad.
- Mínimo período de tiempo de ejecución.
- Sensibilidad alta de detección.
- Aceptable precisión de resultados.
- Coste económico bajo.

En el presente trabajo se pretenden alcanzar las anteriores metas utilizando las técnicas de espectrometría DCP y XRF, ambas, si bien precisan de equipos con un precio elevado en el mercado, darán lugar a análisis de bajo costo siempre que se apliquen a prospecciones geológicas donde el número de muestras a analizar sea alto.

(*) Centro de Laboratorios del ITGE. Tres Cantos. Madrid.

En emisión DCP la bibliografía consultada (3) indica que por trabajar con muestras en solución, no surgen interferencias de matriz importantes a la hora de llevar a cabo los análisis. Sin embargo, una dificultad plantea la técnica al tratar de aplicarla a estos materiales y ella estriba en la imposibilidad de ponerlos totalmente en solución cuando se sigue un procedimiento de ataque ácido. Esta imposibilidad tiene lugar por tres motivos.

- Naturaleza silicatada de la matriz.
- Elevada inercia a los ácidos de la casiterita.
- Formación de ácido metaestánnico (H_2SnO_3) insoluble durante el ataque.

Para obviar la anterior problemática se ha hecho necesario someter este tipo de muestras a un proceso de disgregación con un fundente adecuado. El Na_2O_2 ha sido el reactivo empleado.

En XRF, al ser necesario trabajar con muestras sólidas para alcanzar una sensibilidad elevada, diferencias de matriz entre las mismas tienen una incidencia negativa en los resultados. Son varios los factores inherentes a la matriz que influyen sobre la intensidad de emisión fluorescente de Rayos X de un elemento: tamaño de partícula, naturaleza de la superficie expuesta a la radiación, efectos de absorción y refuerzo, etc.

Un camino riguroso y exacto de corrección del efecto de matriz precisa del conocimiento completo de la composición química de todas las muestras para calcular el coeficiente de absorción másico de las mismas a la longitud de onda del elemento que se pretende determinar (4). Así se obtendrán los valores de la intensidad fluorescente de emisión corregida. Esta vía no es aconsejable cuando se pretenden hacer análisis geoquímicos que requieren, aparte de rapidez, un bajo costo de realización. Para este tipo de análisis existen otros métodos de corrección del efecto de matriz, como son:

- Utilización de patrón interno (5).
- Adición del propio elemento analítico (6).
- Dispersión Compton (7).

Esta última corrección ha sido la utilizada en esta investigación y se fundamenta en lo siguiente:

Cuando un haz de rayos X primario procedente del tubo incide sobre la muestra, parte de él es dispersado incoherentemente, originándose un

pico (denominado Compton) situado en una longitud de onda 0.0243 \AA mayor que la correspondiente a la dispersión coherente de la línea de emisión del tubo. La intensidad de esta radiación es inversamente proporcional al coeficiente de absorción másico de la muestra, por lo que su medida permite hacer una estimación de dicho coeficiente.

Una vez tenido en cuenta el pico Compton y corregida la intensidad de emisión del analito se pueden obtener rectas de calibrado que resulten válidas para la determinación de estaño tanto en matrices silicatadas como en matrices sulfuradas, siempre que todas las muestras y patrones tengan una granulometría semejante.

PARTE EXPERIMENTAL

EQUIPOS

Espectrómetro de emisión DCP

El espectrómetro de emisión DCP utilizado ha sido modelo Spectraspan III B fabricado por la firma Spectra Metrics Inc. Se trata de un aparato multicanal constituido por:

- Red de difracción de 78 trazos/mm. Montaje CZERNY-TURNER con una distancia focal de 75 cm. y una dispersión lineal recíproca de 0.062 nm a 200 nm y 0.25 nm a 800 nm.
- Fuente de excitación de corriente continua, constituida por dos ánodos de grafito y un cátodo de wolframio que trabajan a 50 voltios y 14 amperios.
- Nebulizador cerámico de flujo cruzado con un caudal de Ar de 5.6 l/min. y un flujo de aspiración de la muestra de 10 ml/min.
- Detector constituido por tubos fotomultiplicadores (PMT) con saltos escalonados de 50 v desde 550 a 1.000 v.

El espectrómetro se complementa con un corrector dinámico de fondo (DBC 33) y un pasador automático de muestras.

Los parámetros instrumentales (alineamiento óptico y posición de la zona de excitación) se han ajustado para optimizar la relación pico/fondo de las emisiones del Sn a 303.412 nm y del Pt a 265.945 nm. Este último elemento ha sido utilizado como patrón interno.

Espectrómetro de XRF

Se ha empleado un espectrómetro Philips modelo PW-1404, cuyas características principales para el análisis de los materiales de este trabajo quedan reflejadas a continuación:

Tubo: Sc/Mo (80 Kv y 30 mA).

Cristal analizador: LiF (200).

Detectores: Flujo para el Sn y centelleo para Compton del $K\beta$ Mo.

Colimador: Fino (150 μ).

Ordenador: IBM - SYSTEM 2.

MATERIALES Y PATRONES EMPLEADOS EN EL ANALISIS

Seis han sido las muestras analizadas procedentes de una prospección situada en el Cortijo de Oropesa (Córdoba). Dos de ellas (M_1 y M_2) poseen una matriz de sulfuros y las cuatro restantes (M_3 , M_4 , M_5 y M_6) presentan una matriz mixta con contenidos variables de sulfuros y silicatos. Para comprobar la bondad de la metodología propuesta por DCP se ha incluido en el análisis dos materiales estándar del «Canada Centre for Mineral and Energy Technology». Se trata concretamente de un concentrado de sulfuros de Zn, Fe y Pb con un contenido de 0,0065 por 100 de Sn (referencia CZN-1) y de una muestra representativa de un depósito de mineralización de wolframita-molibdenita-bismuto con un nivel del 0,043 por 100 de Sn (referencia MP-2).

Respecto a patrones de calibración se han empleado:

DCP

Soluciones de 50, 10, 1 y 0.5 μ g/ml. de Sn preparadas sobre un blanco de reactivos (ver apartado siguiente).

XRF

Pastillas de 5.000, 1.000, 500, 200, 100 y 50 ppm de Sn, obtenidas de la siguiente forma: Se ha partido de una matriz silicatada conteniendo 74 por 100 de SiO_2 , 20 por 100 de Al_2O_3 , 1 por 100 de Fe_2O_3 , 4 por 100 de K_2CO_3 y 1 por 100 de TiO_2 , preparada mezclando cantidades convenientes de los anteriores óxidos y el carbonato con un gra-

do de pureza R.A. Mediante mezcla y homogeneización con acetona de esta matriz y SnO_2 R.A. se ha preparado un patrón inicial de 10.000 ppm de Sn que no se ha utilizado en el calibrado, pero que ha servido para obtener por dilución los estándares indicados anteriormente.

PROCESO DE PREPARACION DE LAS MUESTRAS

DCP

En un crisol de circonio se ha pesado 0.500 g. de muestra con un tamaño de grano inferior a 325 mallas. El crisol se ha introducido en un mufla a 725° C durante una hora. Mediante la calcificación se consigue deshidroxilar la muestra, eliminar la posible materia orgánica y transformar los sulfuros en óxidos, en el caso que se trate de materiales sulfurados. El producto, después de calcinado y frío, se ha mezclado íntimamente en el propio crisol con 3 g. de Na_2O_2 y se ha fundido a 480° C con precaución, evitando proyecciones. Durante la operación el crisol se ha agitado de tiempo en tiempo con unas pinzas de níquel para facilitar el ataque de las partículas, que han quedado adheridas a la superficie. Transcurrida aproximadamente una hora el fundido se solidifica y el crisol es retirado de la mufla. En el transcurso del enfriamiento se desprende una torta de su fondo que engloba la totalidad de la muestra disgregada. La torta se ha traspasado a un vaso de vidrio Pyrex, y se ha tratado con 50 ml. de H_2O agitando durante 10 minutos. A la suspensión originada, que contiene los elementos susceptibles de formar hidróxidos precipitados, se le ha agregado 30 ml. de HCL6N. Conseguida la disolución de los hidróxidos la solución se ha trasladado a un matraz de 100 ml. y se le han añadido 5 ml. de una solución «madre» de 1.000 μ g/ml. de Pt. El conjunto se ha aforado con H_2O destilada. El papel del platino es actuar como patrón interno en el análisis. El volumen de 5 ml. de la solución «madre» de Pt también se ha incluido en los patrones de calibración. La matriz aportada por este ataque equivale aproximadamente a 3.5 g. de HCl 1N.

XRF

8 g. de muestra con un tamaño de grano infe-

rior a 200 mallas se han homogeneizado con 3.5 ml. de una solución de elvacite al 20 por 100 en acetona. La solución de elvacite posee un bajo poder dispersante y actúa como soporte. A continuación la mezcla se ha prensado a 40 Tn/cm² y se ha fijado un diámetro para la pastilla de 40 mm. que coincide con el diámetro del portamuestras.

RESULTADOS Y DISCUSION

En la figura 1 se ofrece la curva de calibrado obtenida para la determinación de Sn por DCP. Toda ella es lineal en el rango de concentraciones considerado. Con anterioridad a la realización de los análisis se ha llevado a cabo un estudio de interferencias espectrales. Como resultado de este estudio se ha comprobado que ninguno de los otros elementos existentes en las muestras presenta emisión a la longitud de onda de trabajo del Sn (303.412 nm).

Las muestras y los dos estándar internacionales han sido analizados por triplicado. Entre muestra y muestra se ha recurrido a un lavado de 6 segundos para evitar el efecto de memoria y la obstrucción del inyector por el alto contenido en sales de las soluciones.

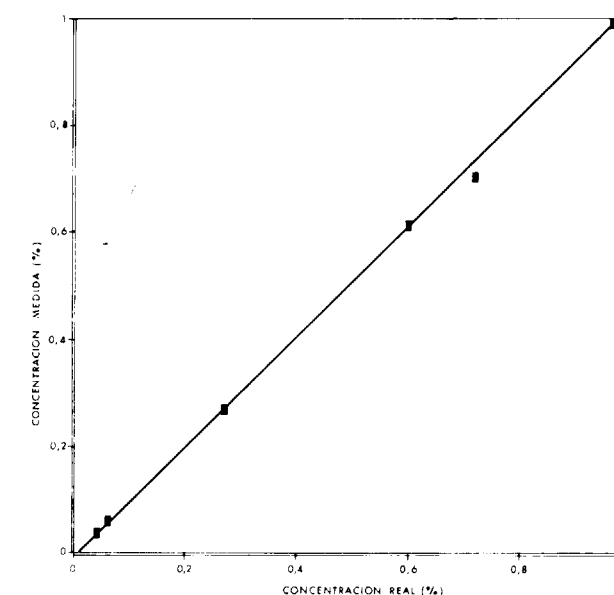


Figura 1.—Curva calibrado Sn por DCP.

En la tabla I se contemplan:

- Los porcentajes de estaño obtenidos por esta técnica. Los resultados que figuran son valores medios correspondientes a las tres tomas de muestra.
- Las desviaciones estándar relativas referidas a 10 lecturas realizadas sobre la misma toma de muestra (precisión a corto plazo de tiempo).
- Los datos de análisis volumétrico obtenidos por iodometría en el ITGE acompañados de sus correspondientes márgenes de error.

El valor significativamente alto de RSD en la muestra CZN-1 debe ser atribuido a que este material, obtenido en un proceso de concentración y conteniendo 44,7 por 100 de Zn, 10,9 por 100 de Fe, 7,5 por 100 de Pb y 30,2 por 100 de S, aunque no produce interferencia espectral en la emisión del Sn, origina un fondo a esa longitud de onda superior al de las otras muestras. Este hecho da lugar a mayores fluctuaciones entre lecturas consecutivas.

De los datos de la tabla I se deduce que la distinta naturaleza de la matriz (sulfurada y sulfurada-silicatada) no ejerce influencia apreciable en la exactitud de los resultados.

En la figura 2 y en la tabla II se recogen los datos de calibración del Sn por XRF utilizando patrones con matriz de silicato y empleando la relación entre la radiación neta del Sn [$R(Sn)$] y la radiación Compton [$R(Comp Mo K\beta)$].

En la tabla III se presentan los resultados obtenidos en la determinación de Sn por XRF en los materiales analizados. En ella se observa claramente el efecto que se consigue con el empleo de la intensidad corregida $R(Sn) / R(Comp Mo K\beta)$. La columna (% concentración) expresa los resultados que se obtienen sin efectuar corrección y la columna (% concentración corregida) los conseguidos llevando a cabo la corrección. Los valores de esta última columna indican que es posible analizar Sn tanto en matrices silicatadas como sulfuradas empleando el mismo tipo de patrones.

Al igual que en DCP se ha determinado en XRF la precisión a corto plazo de tiempo (10 medidas sobre cada pastilla) circunscribiendo el en-

TABLA I

Resultados analíticos de la determinación de Sn por DCP

Referencia	% Certificado o volumétrico	DCP		% diferencia
		%	RSD	
MP-2	0.043 ± 0.002	0.044	1.69	+0.001
CZN-1	0.0065 ± 0.0013	0.0074	3.09	+0.0009
M ₁	0.063 ± 0.004	0.061	1.29	-0.002
M ₂	1.00 ± 0.03	1.05	1.20	+0.05
M ₃	0.97 ± 0.03	0.99	0.69	+0.02
M ₄	0.72 ± 0.02	0.70	0.53	-0.02
M ₅	0.60 ± 0.02	0.61	0.38	+0.01
M ₆	0.27 ± 0.01	0.27	0.62	0

TABLA II

Datos de calibración del Sn por XRF

Referencia	R (Sn)/ R (Comp. Mo K _β)	Conc. química p.p.m.	Conc. calculada p.p.m.	Diferencia p.p.m.
1	0.0769	50	47	-3
2	0.1525	100	103	+3
3	0.2828	200	198	-2
4	0.6949	500	502	+2
5	1.3735	1.000	1.003	+3
6	6.7902	5.000	4.998	-2

TABLA III

Resultados analíticos de la determinación de Sn por XRF

Referencia	R (Sn)	R (Comp. Mo K _β)	R (Sn)/ R (Comp. Mo K _β)	% Concent.	% Concent. corregida	Concent. química (%)
1	0.4373	5.686	0.0769	0.0024	0.0047	0.0050
2	0.8708	5.708	0.1525	0.0087	0.010	0.010
5	7.765	5.653	1.3735	0.110	0.100	0.100
6	34.767	5.120	6.7902	0.49	0.500	0.500
M ₁	0.9639	1.102	0.874	0.010	0.063	0.063
M ₂	15.561	1.104	14.095	0.219	1.038	1.00
M ₃	26.280	1.918	13.702	0.373	1.009	0.97
M ₄	19.898	2.045	9.730	0.281	0.716	0.72
M ₅	18.334	2.187	8.383	0.259	0.617	0.60
M ₆	6.767	1.834	3.689	0.090	0.277	0.27

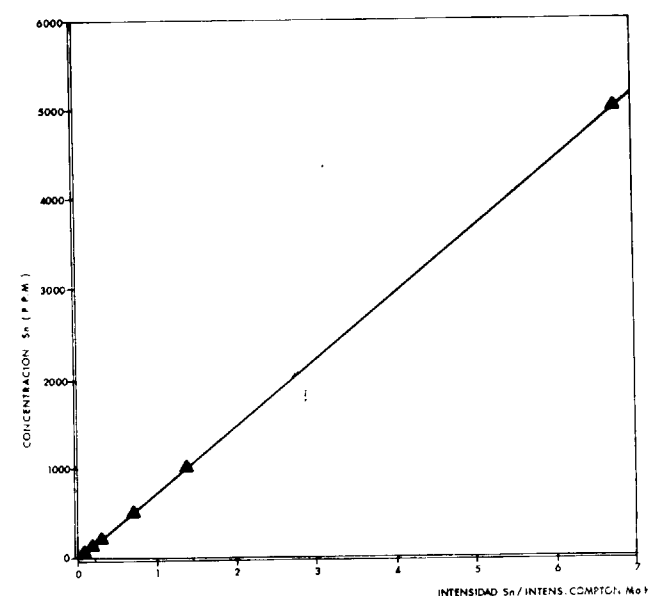


Figura 2.—Curva calibrado Sn por FRX.

sayo al patrón de 5.000 ppm de Sn. El valor de RSD obtenido ha sido 0.30, sensiblemente menor que los conseguidos en DCP.

CONCLUSIONES

— La espectrometría DCP ha resultado una técnica adecuada para la determinación de estaño en minerales de baja ley. La disgregación de las muestras con Na₂O₂ las ha puesto en solución de forma rápida y simple facilitando el análisis de este elemento y de otros presentes en el material.

— La corrección por la intensidad Compton en XRF ha corregido el efecto de matriz y ha

permitido analizar todas las muestras con una única curva de calibrado preparada en una base silicatada. Los porcentajes de Sn encontrados son comparables con los obtenidos por análisis químico convencional.

— Ambas técnicas cumplen con los requisitos exigidos para un análisis geoquímico (sensibilidad, aceptable precisión, rapidez y coste económico bajo).

BIBLIOGRAFIA

- 1.—SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1954): *Manual de Geología*. Edit. Marín, Barcelona.
- 2.—GARCIA FRUTOS, F. J.; ALVAREZ RODRIGUEZ, R.; GARCIA GARZON, J., y RANZ BUQUERIN, I. (1989): *Composición mineralógica y grado de liberación de la zona estannífera sulfurada del yacimiento de Oropesa (Córdoba)*. III Congreso de Geoquímica de España, Soria.
- 3.—SNEDDON, J., y FUAUAO, V. A.: *Observations on a matrix interference in the measurement of lead by D. C. Argon Plasma Emission Spectroscopy*. Atomic spectroscopy, vol. 5, núm. 3, may-june 1984.
- 4.—LEROUX, J. P., y MAHMUD, M. (1966): *X-Ray Quantitative Analysis by an Emission-Transmission Method*. Anal. Chem., 38, 76-82.
- 5.—HAKKILA, E. A.; HURLEY, R. G., y WATERBURY, G. R.: *X-Ray Fluorescence Spectrometric Determination of Zirconium and Molybdenum in presence of Uranium*.
- 6.—LARSON, J. A.; PIERSON, W. R., y SHORT, M. A. (1973): *Corrected Equation for the Standard Addition technique in X-Ray Fluorescence Spectrometry*. Anal. Chem., 45, 616.
- 7.—MARTIN RUBI, J. A.; HARO RUIZ, M. D., y HERNANDEZ LAGUNA, A. (1987): *Análisis de minerales de base hierro y sinterizados por FRX usando la radiación dispersa como patrón interno*. Anales de Química, 83-B, 305.

Original recibido: Septiembre de 1989.

Original aceptado: Diciembre de 1989.

INFORMACION

Noticias

REAL ACADEMIA DE DOCTORES — PREMIOS A LA INVESTIGACION — CONCURSO CIENTIFICO PARA 1990

El plazo de admisión de las tesis doctorales, por duplicado, en español, finalizará el 16 de noviembre de 1990, a las 20 horas, período durante el cual se admitirán en la Secretaría (San Bernardo, 49), de seis a ocho de la tarde.

Las tesis deberán haber alcanzado la calificación de apto «cum laude», desde enero de 1989 a octubre de 1990.

PREMIO DE LA REAL ACADEMIA (1990) Disciplina Ciencias

Tema: Libre.
Distinción honorífica de Doctor Académico correspondiente.

PREMIO JUAN MANUEL LOPEZ DE AZCONA (1989)

Tema: Efecto del estado físico-químico sobre los espectros ópticos de emisión.

Dotación: Ciento cincuenta mil pesetas.

PREMIO MARTEL HERNANDEZ-SAN GIL MENDEZ (1989)

Tema: Vulcanismo del Archipiélago Canario.

Dotación: Ciento cincuenta mil pesetas.

PREMIO INSTITUTO TECNOLOGICO GEOMINERO DE ESPAÑA (1990)

Tema: Nuevas tecnologías en la investigación geológico-minera.

Dotación: Trescientas mil pesetas.

«REWARD»: PROGRAMA DE I + D DE RECICLAJE DE RESIDUOS

Dentro del Programa Marco para Actividades en el Área de Investigaciones y Desarrollo Tecnológico (1987-1991), la Comunidad Europea ha presentado el Programa específico «REWARD» de I + D sobre Reciclaje de Residuos.

Como objetivos del programa han quedado establecidos el incremento del ritmo de tecnología económicamente viables para el tratamiento y reciclaje de desechos urbanos e industriales, la mejor de la utilización de materias primas y recursos energéticos, la promoción de una competitividad industrial a través del desarrollo de tecnologías innovadoras y el fomento a nivel europeo de programas coordinados de Investigación y Desarrollo.

Para la financiación del programa, la cantidad disponible por parte de la Comunidad asciende a seis millones de ecus, cantidad con la que se cubrirá el 50 por 100 de los costes totales de los proyectos presentados.

PREMIO SOCIEDAD HULLERA VASCO-LEONESA (1990)

Tema: Incidencia de los factores ambientales y de seguridad de la mina en la salud del minero.

Dotación: Doscientos cincuenta mil pesetas.

PREMIO SOCIEDAD HULLERA VASCO-LEONESA (1990)

Tema: Aspectos de la mediación preventiva en la minería del carbón.

Dotación: Doscientos cincuenta mil pesetas.

PREMIO FUNDACION GOMEZ PARDO (1990)

Tema: Libre en las áreas de Ciencias de la Tierra, Minería, Metalurgia y Energía, preferentemente con una orientación industrial.

Dotación: Ciento cincuenta mil pesetas.

PREMIO FERTILIZANTES ESPAÑOLES (FESA) (1989)

Tema: Posible eliminación del mercurio durante el proceso de fabricación del ácido sulfúrico a partir de las piritas de Huelva.

Dotación: Ciento cincuenta mil pesetas.

PREMIO CLUB ESPAÑOL DE LA MINERIA (1987)

Tema: Aplicación de las técnicas de teledetección a la exploración minera.

Dotación: Cien mil pesetas.

CRETACEOUS FIELD CONFERENCE, ISRAEL

JERUSALEM, ISRAEL, SEPTEMBER 5-14, 1990.

Sponsored by: International Geological Correlation Program.

Project 245: Nonmarine Cretaceous Correlation.

Project 262: Tethyan Cretaceous Correlation.

Organized by the Geological Survey of Israel and Israel Geological Society.

SCIENCIFIC PROGRAM

Discussions (September 9-11, 1990):

Main topic: Correlations in the Cretaceous Tethyan Margin of Arabia and Africa.

Advances in Cretaceous stratigraphy.—Transgressive-regressive events.—Cyclic sedimentation.—Pelagic Cretaceous.—Transition from shelf edge to continental slope.—Platform carbonates.—Interfingering of marine and non-marine Cretaceous.—The terrestrial Cretaceous «Nubian» facies.—Anoxic events.—Chert-phosphorite - oil shale association.—K/T boundary.—Volcanism and magmatism.—Sequence stratigraphy and sea levels.—Economic aspects of phosphate and oil shale deposits.—Source and reservoir rocks and oil exploration.

For information:

G. Gvirtzman, POB 50006, Tel Aviv 61500, Israel, Telephone: 972 3 654571, Fax: 972 3 655674, Tlx.: 341171 KENS IL.

I CONGRESO DEL GRUPO ESPAÑOL DEL TERCIARIO

El Grupo de Estratigrafía y Análisis de Cuenca, del Departamento de Geología Dinámica, Geofísica y Paleontología de la Facultad de Geología de la Universidad de Barcelona, juntamente con el Grupo Español del Terciario, tienen la intención de organizar el I CONGRESO DEL GRUPO ESPAÑOL DEL TERCIARIO.

El Comité organizador ha creído oportuno dedicar la celebración de este Congreso al Prof. Dr. Oriol Riba, con motivo de su reciente nombramiento como Profesor Emérito de la Facultad de Geología de la Universidad de Barcelona, teniendo en cuenta que ha sido Presidente-fundador del Grupo Español del Terciario y figura destacada en el estudio de las cuencas sedimentarias terciarias de España.

El tema del Congreso es «Las Cuencas Sedimentarias Terciarias de la Península Ibérica: Nuevas técnicas y conceptos en el análisis de cuencas».

El Congreso se celebrará del 18 al 20 de marzo de 1991 en la ciudad de Vic.

Para mayor información:

La Secretaría del Congreso queda fijada en la Facultad de Geología de la Universidad de Barcelona. Toda la correspondencia relativa al Congreso debe ser dirigida a:

Dr. Ferran COLOMBO. I CONGRESO G. E. T. Dpt. Geologia Dinàmica G.I.P. Fac. Geologia. Zona Universitària de Pedralbes. 08028 BARCELONA.

UN SECTOR DE LA LOCALIDAD ALMERIENSE DE FIANA AMENAZADO POR LA ROTURA DE UN TALUD

La aparición de una grieta de unos 60 m. de longitud y 1 m. de apertura en un talud en el barrio de la Alcazaba de la localidad almeriense de Fiñana amenaza a las viviendas situadas en su base por posible desprendimiento de la masa de material movido. Nueve casas han sido desalojadas, habiéndose restringido el tráfico en la calle afectada. La gran cantidad de lluvia caída en los últimos meses ha provocado la rotura del talud, siendo afectadas algunas casas por grietas y roturas de techos.

UN TERREMOTO SACUDE LAS PROVINCIAS DE ANDALUCIA OCCIDENTAL

El movimiento sísmico se dejó sentir a las 5,15 horas del día 20 de diciembre de 1989 en las provincias de Huelva, Cádiz, Sevilla, Córdoba y en la zona sur de Extremadura, y especialmente en las zonas cercanas al lugar del epicentro, situado entre las localidades de Isla Cristina y Ayamonte. El seísmo alcanzó una magnitud de 5,2 en la escala de Richter, y fue perceptible durante unos 5 a 8 segundos, causando únicamente daños materiales de poca entidad en edificaciones antiguas o mal conservadas y un herido leve en Ayamonte, si bien causó el temor de la población, que se echó a la calle.

Durante la mañana del día 10 se produjeron réplicas de menor magnitud, imperceptibles para la población, de 2,8 y 3,2 grados en la escala Richter.

LA POBLACION DE BENAMEJI (CORDOBA), AFECTADA POR UN GRAN DESLIZAMIENTO DEL TERRENO

A finales del pasado año, y como consecuencia de las intensas y continuadas lluvias caídas en la zona, se produjo un gran deslizamiento, reactivación de antiguos movimientos, de los materiales arcillosos que constituyen el sustrato sobre el que se asienta el pueblo de Benamejí.

La rotura, de una extensión de centenares de metros cuadrados, ha arrastrado en su movimiento a una explanada y a una calle del borde del pueblo, produciendo grietas importantes en edificios y calles cercanas. En base a otros movimientos ocurridos con anterioridad, se puede afirmar que el fenómeno, de no tomarse las medidas adecuadas, seguirá actuando y afectará a nuevas zonas de la población.

Libros

MANUAL DE RESTAURACION DE TERRENOS Y EVALUACION DE IMPACTOS AMBIENTALES

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España acaba de publicar el «Manual de restauración de terrenos y evaluación de impactos ambientales». Este magnífico trabajo se ha planteado con un enfoque sistémico y un lenguaje ase-quible y exento de complejidad para todos aquellos profesionales ligados a la minería, tanto directa como indirectamente, con el ánimo de aportar un abanico de soluciones y pautas, entre las cuales puede encontrarse la idónea a cada situación.

La obra comprende 17 capítulos, que tratan fundamentalmente de la identificación de alteraciones producidas por

las explotaciones mineras, tanto temporales como permanentes, y las medidas correctoras para anularlas o mitigarlas. Dado que en ese conjunto de actuaciones la revegetación juega un papel muy importante, diversos capítulos tratan de los factores ambientales y análisis de los terrenos que influyen en el establecimiento de la cubierta vegetal, de las técnicas de implantación y de la selección de especies vegetales.

El número total de páginas es de 321, que incluyen 285 figuras, 60 fotografías y 163 tablas.

CONSIDERACIONES SOBRE EL BALNEARIO DE CALDAS DE BOHI

Memoria núm. 15 de la Comisión para el Estudio de las Aguas Mineromedicinales. Madrid, 1899. 116 pp.

La Comisión para el Estudio de las Aguas Mineromedicinales, presidida por nuestro compañero Juan Manuel López de Azcona, ha editado su monografía núm. 15, integrada por los ocho capítulos siguientes:

Consideraciones generales. El autor es el Dr. López de Azcona. Trata de la geografía, historia, aspecto geológico-minero, establecimiento balneario y estudio crítico de los diversos análisis físicos y químicos.

Microbiología. Las autoras son las Dras. La Rosa, Mosso, Díaz y Vivar. Describen las técnicas utilizadas, exponen los resultados y los discuten.

Análisis físicos y químicos. Pertenece este capítulo a los Dres. García Puertas, Sanz y Rodríguez Barrera.

Memoria clínica. Su autor es el Dr. Valero Castejón. Considera las acciones local y general de estas aguas, las diversas técnicas hidroterápicas, los lodos y fangos, las estufas y las indicaciones y contraindicaciones de los diversos tratamientos.

El clima balneario. Se debe este capítulo al meteorólogo Fernández Bobadilla.

Reseña geológica e hidrogeológica. Los mineros Pinuaga Espejel, Rodríguez Gavela y Mena Inglés tratan de la geología, la hidrogeología y la naturaleza geoquímica de las aguas.

El entorno edafológico. Los edafólogos Cardús, Cruañas, Cortés y Salgot investigaron el entorno edafológico, considerando la situación geográfica y sus características, los diversos factores edafológicos; describen los perfiles trazados y discuten los resultados.

La vegetación. Este capítulo está redactado por los botánicos Ladero, Valle, Amor y Santos, quienes consideran detenidamente los pisos Alpino, Subalpino y Montano. Completan el estudio con una relación de las plantas medicinales recolectadas, ordenadas por localidades.

La Comisión tiene en preparación las tres Memorias siguientes: Alange, Fitero y La Toja.

L. A.

Notas bibliográficas

GEOLOGIA GENERAL

891806. **Homenatge al Dr. Lluís Solé i Sabarís.** IGLESIES, J.; RIBAS, O., y FONT, M. *Mem. R. Acad. Cienc. Artes. Barcelona* (1989), vol. 49, núm. 1, 47 pp., cat., bibl. ITGE.

* Bibliografía personal, Geología física, Cataluña.

GEOLOGIA REGIONAL

891842. **Estructura del área de Villaviciosa-Libardón (Asturias, Cordillera Cantábrica).** SUAREZ RODRIGUEZ, A. *Trab. geol. Univ. Oviedo* (1988), vol. 17, 87-98, 28 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Corte geológico, Red fracturas, Pérmico, Trías, Asturias.

ESTRATIGRAFIA

891772. **El complejo Urganiano en el sector oriental del anticlinorio de Bilbao.** FERNANDEZ MENDIOLA, P. *Kobie* (1987), vol. 16, 7-184, 200 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Corte geológico, Complejo Urganiano, Aptense, Albenese, Fauna invertebrados, Roca sedimentaria, Síntesis bibliográfica, Medio margen continental, Provincias Vascas.

891773. **Contribución a un mejor conocimiento del tránsito Cretácico-Terciario y del Paleoceno en el flanco norte del sinclinal de Bizkaia mediante los foraminíferos planctónicos.** AGUIRRE, X.; ORVE-ETXEBARRIA, X., y ARRIOLA, A.

Kobie (1987), vol. 16, 185-214, 21 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Fauna foraminíferos, Secundario, Paleoceno, Eoceno, Corte geológico, Provincia Vizcaya.

891778. **Estudio de las «Calizas del Danés» en el sector del Monte Urko (Eibar, País Vasco).** BADILLO, J. M.; AGUIRRE, X.; APELLANIZ, E.; ORVE-ETXEBARRIA, X., y GARCIA GARMILLA, F.

Kobie (1987), vol. 17, 19-24, 12 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Corte geológico, Micrita, Fauna foraminíferos, Paleoceno Inf., Provincia Guipúzcoa.

891819. **Paleogeografía de la Meseta Norte durante el Terciario.** DABRIO, C. J.

Studia Geologica Salmantica (1989), núm. 5, 331 pp., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Paleogeografía, Terciario, Cuenca Duero.

891821. **El tránsito Cretácico-Terciario en la Sierra de Guadarrama y áreas próximas de las cuencas del Duero y Tajo.** DEL OLMO, A., y MARTINEZ SALANOVA, J.

Studia Geologica Salmantica (1989), núm. 5, 55-69, 29 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Límite estratigráfico, Cretácico, Terciario, Sedimentación continental, Medio deltaico, Medio fluvial, Medio árido, Abanico fluvial, Sierra de Guadarrama, Cuenca Duero, Cuenca Tajo.

891822. **Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico terminal-Paleógeno del borde suroeste de la cuenca de Villarcayo (Burgos).** MONTES, M. J.; ALONSO GAVILAN, G., y DABRIO, C. J.

Studia Geologica Salmantica (1989), núm. 5, 71-87, 22 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Plataforma carbonatada, Sedimentación continental, Medio lacustre, Medio fluvial, Variación nivel, Levantamiento, Cretácico Sup., Terciario, Cuenca Duero, Provincia Burgos.

891836. **Interpretación paleoecológica de los depósitos lacustres Neógenos de Castrillo del Val (Noroeste de la Depresión del Duero).** SANCHEZ BENAVIDES, F. J.; DABRIO, C., y CIVIS, J.

Studia Geologica Salmantica (1989), núm. 5, 311-331, 25 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Paleosalinidad, Neógeno, Sedimentación lacustre, Medio lacustre, Fauna foraminífero, Fauna ostrácodo, Fauna pelecípodo, Tafonomía, Cuenca Duero, Provincia Burgos.

891861. **A palynological approach to terrane analysis in the South Portuguese Zone.** LAKE, P. A.; OSWIN, W. N., y MARSHALL, J. E. A.

Trab. geol. Univ. Oviedo (1988), vol. 17, 125-131, ing., res. esp., bibl. ITGE.

* Miospora, Edad, Givetense, Portugal, Baixo Alentejo, Provincia Huelva.

GEOMORFOLOGIA

891763. **Geomorfogénesis periglaciaria en Sierra Nevada: Formas heredadas y modelos actuales en la unidad geográfica del Mulhacén.** GÓMEZ ORTIZ, A., y LLOBET, S. *Estud. geogr.* (1988), núm. 193, 527-558, 14 ref., esp., res. ing., fr., bibl. ITGE.

* Morfología glaciaria, Periglaciaria, Paleorelieve, Glaciarrocas, Figuras en terreno, Pendiente ladera, Sierra Nevada, Provincia Granada.

891768. **Factores de erosión.** DEL VAL, J. *Invest. cienc.* (1989), núm. 152, 72-81, 3 ref., esp., bibl. ITGE.

* Erosión, Proporción material erosionado, Acción climática, Acción hombre.

891796. **Estudio geológico y paleontológico de la Cueva de las Graderas (Molinos, Teruel).** LIÑAN, E. *Mem. Mus. Paleontol. Univ. Zaragoza* (1988), vol. 3, núm. 1, 78 pp., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Caverna, Pleistoceno Sup., Mammalia, Provincia Teruel.

891817. **Viaje al interior de la tierra.** MERINO, M. M. *Rev. MOPU* (1989), núm. 364, 48-53, esp., bibl. ITGE.

* Caverna, Gruta, Estalactita, Estalagmita, España.

891838. **Formas erosivas glaciares y radiación solar: un ensayo de correlación en el valle de Ibias (Degaña, Asturias).** FELICISIMO, A. N., y ALONSO, V.

Trab. geol. Univ. Oviedo (1988), vol. 17, 19-31, 24 ref., esp., bibl. ITGE.

* Hielo, Glaciaria, Insolación, Modelo, Asturias.

GEOCRONOLOGIA

891769. **El reloj de argón.** LOPEZ, M. *Invest. cienc.* (1989), núm. 153, 18-26, 5 ref., esp., bibl. ITGE.

* Geocronología, Datación, Argón, Ar 39, Ar 40, K-Ar.

GEOLOGIA DEL INGENIERO

891765. **La protección del Pirineo, una necesidad cultural.** MARTINEZ PISON, E., y ARENILLAS, M.

Estud. territoriales (1989), vol. 29, 181-192, esp., bibl. ITGE.

* Protección medio ambiente, Glaciaria, Pirineos españoles.

891785. **Gestión de recursos naturales: diversas alternativas de uso en la zona de Monterondo (Mungía).** ONAIN-DIA, M.; BENITO, I.; AGUIRRE, A.; VADILLO, J. M., y ASENSIO, R.

Koble (1988), vol. 17, 103-111, 26 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Estudio impacto medio, Protección medio ambiente, Fauna vertebrados, Flora, Actual, Provincia Vizcaya.

891797. **Estudio geológico y paleontológico de la Cueva de las Graderas (Molinos, Teruel): Espeleología.** CASAS, A.; ROYO, J. F., y TORRALBA, J.

Mem. Mus. Paleontol. Univ. Zaragoza (1988), vol. 3, núm. 1, 9-15, esp., bibl. ITGE.

* Mapa caverna, Memoria explicativa, Provincia Teruel.

891799. **Estudio geológico y paleontológico de la Cueva de las Graderas (Molinos, Teruel): Estratigrafía del relleno excavado.** AZANZA, B.; BLANCO, M. J., y GIL, E.

Mem. Mus. Paleontol. Univ. Zaragoza (1988), vol. 3, núm. 1, 25-26, esp., bibl. ITGE.

* Relleno kárstico, Composición arcillosa, Composición carbonatada, Provincia Teruel.

891807. **Influencia humana en los ecosistemas forestales.** GONZALEZ BERNALDEZ, F.

Quercus (1989), núm. 37, 34-38, esp., bibl. ITGE.

* Ecosistema, Bosque, Acción hombre, España.

891808. **Agricultura y conservación de la naturaleza.** GIRO, F.

Quercus (1989), núm. 37, 39-41, esp., bibl. ITGE.

* Política Estado, CEE, Protección medio ambiente, Agricultura.

891809. **Amazonía amenazada.** SANTAMARTA, J.

Quercus (1989), núm. 38, 35-44, 10 ref., esp., bibl. ITGE.

* Deforestación, Ecosistema, Cuenca Amazonas, Brasil.

891811. **Rehabilitación de graveras como reservas naturales.** GIRO, F.

Quercus (1989), núm. 45, 28-29, esp., bibl. ITGE.

* Reacondicionamiento, Canteras, Gravera.

891812. **Las graveras de Belvis del Jarama.** ALCANTARA, M.; DIAZ, M.; SANCHEZ, A., y VEGA, I.

Quercus (1989), núm. 45, 30-32, esp., bibl. ITGE.

* Ecología, Gravera, Cantera, Terreno húmedo, Provincia Madrid.

891813. **Técnicas para la recuperación ecológica de lagunas salitrosas.** HERRERA, P.; MONTALVO, J.; REY, J. M., y FERNANDEZ, M. E.

Quercus (1989), núm. 45, 33-34, esp., bibl. ITGE.

* Protección medio ambiente, Conservación, Cuenca salina, Ecosistema.

891816. **Parque hispano-francés en los Pirineos.** JARAMILLO, A.

Rev. MOPU (1989), núm. 363, 42-46, esp., bibl. ITGE.

* Ecosistema, Biosfera, Glaciaria, Pirineos franceses, Pirineos españoles.

891818. **Plan Nacional de residuos industriales.** LUCIO, A.

Rev. MOPU (1989), núm. 364, 81-85, esp., bibl. ITGE.

* Planificación, Política Estado, Residuo industrial, Protección medio ambiente, Legislación, España.

891849. **La impermeabilización mediante inyecciones en minería. Aplicación en la mina de Reocín.** SANCHEZ-CANO, J. P.

Mem. Ing. minas. Madrid (1988), 200 pp., 49 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Tesis, Colmatación, Inyección, Consolidación, Fracturación hidráulica, Piezometría, Mina, Provincia Santander.

891850. **Plan de Gestión y Tratamiento de Residuos Sólidos Urbanos de Galicia.**

Xunta de Galicia. Santiago (1989), 271 pp., esp., bibl. ITGE.

* Planificación, Residuo sólido, Residuo doméstico, Galicia.

891853. **Defensa del Medio Ambiente Andorra (Teruel).** ENDESA (1987), 43 pp., esp., bibl. ITGE.

* Protección medio ambiente, Central eléctrica, Carbón Reacondicionamiento, Provincia Teruel.

PALEONTOLOGIA: VERTEBRADOS

891752. **El género Australopithecus: Taxonomía y Filogenia.** VARELA, T. A., y LODEIRO, R.

Bol. Acad. Galega Cienc. (1987), vol. 6, 21-29, 43 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Homínido, Taxinómia, Filogenia, Australopithecus, Homo habilis, Homo erectus, Evolución biológica, Plioceno, Pleistoceno.

891801. **Estudio geológico y paleontológico de la Cueva de las Graderas (Molinos, Teruel). Los micromamíferos (Insectívora, Rodentia).** GIL, E.

Mem. Mus. Paleontol. Univ. Zaragoza (1988), vol. 3, núm. 1, 31-53, 16 ref., esp., bibl. ITGE.

* Insectívora, Rodentia, Diente, Pleistoceno Sup., Provincia Teruel.

891810. **El sapillo balear, un fósil viviente.** ALCOVER, J. A.

Quercus (1989), núm. 39, 14-19, esp., bibl. ITGE.

* Anfibio, Fósil viviente, Población endémica, Pleistoceno, Baleares, Isla Mallorca.

891825. **Primera nota sobre los vertebrados del Eoceno Superior de Mazater, On y Deza (Soria).** JIMENEZ FUENTES, E.; CUESTA, M. A.; MARTIN DE JESUS, S.; MULAS, E.; PEREZ RAMOS, E., y JIMENEZ GARCIA, S.

Studia Geologica Salmanticensis (1989), núm. 5, 129-133, 11 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Perissodactyla, Chelonia, Crocodylia, Medio fluvial, Medio árido, Eoceno Sup., Provincia Soria.

891826. **Primeras faunas de micromamíferos del Paleógeno de la cuenca del Duero.** PELAEZ, P.; DE LA PEÑA, A., y LOPEZ MARTINEZ, N.

Studia Geologica Salmanticensis (1989), núm. 5, 135-157, 21 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Marsupialia, Prosimii, Rodentia, Insectívora, Arteodactyla, Diente, Eoceno, Cuenca Duero, Provincias Salamanca, Zamora.

PALEONTOLOGIA: INVERTEBRADOS

891774. **Notas sobre la fauna briozoológica marina ibérica. II. Especies de la costa vasca: Estudio zoogeográfico.** ALVAREZ, J. A.

Koble (1987), vol. 16, 215-222, 12 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Fauna briozoos, Actual, Provincias Vasca.

891775. **Estudio de comunidades, de gasterópodos en varios ecosistemas del País Vasco.** OJEA, M.; RALLO, A., y ITURRONDONBEITIA, J. C.

Koble (1987), vol. 16, 223-244, 78 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Fauna gasterópodos, Secundario, Provincias Vasca.

891776. **Gasterópodos edáficos en varios ecosistemas del País Vasco. Abundancia y diversidad.** OJEA, M.; RALLO, A., y ITURRONDONBEITIA, J. C.

Koble (1987), vol. 16, 245-256, 10 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Fauna gasterópodos, Actual, Provincia Vizcaya.

891781. **Notas sobre la fauna Briozoológica marina ibérica. III. Nuevas aportaciones.** ALVAREZ, J.

Koble (1988), vol. 17, 57-66, 40 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Fauna briozoos, Cheilostomata, Cyclostomata, Provincias Vasca.

891782. **Coleoptera Scarabacoidea coprofagos de las heces de ganado vacuno y equino presentes en la provincia de Bizkaia.** BAHILLO, P.; ALCORTA, J.; GARCIA, M., y SANTAMARIA, Y.

Koble (1988), vol. 17, 67-77, 25 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Fauna insectos, Coleópteros, Provincia Vizcaya.

891783. **Estudio de las comunidades de Oribateos (Acari, Oribatei) de varios ecosistemas de Bizkaia y una zona próxima. 1. Sistemática y listado faunístico.** SALOÑA, M., y ITURRONDONBEITIA, J. C.

Koble (1988), vol. 17, 79-92, 67 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Fauna artrópodos, Arácnidos, Provincia Vizcaya.

891795. **Trilobites del Cámbrico Inferior y Medio de Murero (Cordillera Ibérica).** LIÑAN, E., y GONZALO, R.

Mem. Mus. Paleontol. Univ. Zaragoza (1986), vol. 2, 104 pp., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Trilobites, Ptychopariida, Cámbrico Inf., Cámbrico Medio, Provincia Zaragoza.

891804. **Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico Superior (Región Central de la Península Ibérica).** PALACIOS, T.

Mem. Mus. Paleontol. Univ. Zaragoza (1989), vol. 3, núm. 2, 82 pp., 160 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Cyanophyceae, Problemática micro, Microfósil, Stylomatophora, Medio litoral, Hercínico Centro.

891805. **Revisión sistemática y bioestratigráfica de los**

Logomorpha (Mammalia) del Terciario y Cuaternario de España. LOPEZ MARTINEZ, N.

Mem. Mus. Paleontol. Univ. Zaragoza (1989), vol. 3, núm. 3, 343 pp., 240 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Rodentia, Lagomorpha, Corte geológico, Diente, Terciario, Cuaternario, España.

891837. **Heliophyllum Halli and Charisphyllum n. gen. (Devonian rugose corals) of the Cantabrian Mountains (NW Spain).** OLIVER, A., y SORAVF, J. E.

Trab. geol. Univ. Oviedo (1988), vol. 17, 3-17, 26 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.

* Rugosa, Tetracorallia, Devónico Medio, Asturias.

891839. **Braquiópodos moscovienses del Parque Leivico (Cuenca Carbonífera Central de Asturias).** RIO GARCIA, L. M., y MARTINEZ CHACON, M. L.

Trab. geol. Univ. Oviedo (1988), vol. 17, 33-56, 43 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Orthida, Strophomenida, Spiriferida, Valva, Fauna braquiópodos, Moscoviense, Asturias.

PALEOBOTANICA

891800. **Estudio geológico y paleontológico de la Cueva de las Graderas (Molinos, Teruel). Estudio palinológico.** BLANCO, M. J.

Mem. Mus. Paleontol. Univ. Zaragoza (1988), vol. 3, núm. 1, 27-29, 1 ref., esp., bibl. ITGE.

* Flora helechos, Flora angiosperma, Cuaternario, Provincia Teruel.

TECTONICA

891798. **Estudio geológico y paleontológico de la Cueva de las Graderas (Molinos, Teruel). Aspectos geológicos: Geomorfología y tectónica.** RODRIGUEZ VIDAL, J., y CALVO, J. M.

Mem. Mus. Paleontol. Univ. Zaragoza (1988), vol. 3, núm. 1, 15-24, 4 ref., esp., bibl. ITGE.

* Corte geológico, Karst, Plano falla, Fractura, Cretácico, Provincia Teruel.

891841. **Estructura del sector septentrional de la Escama de Tameza (Zona Cantábrica, NO de España).** BASTIDA, F., y CASTRO, S.

Trab. geol. Univ. Oviedo (1988), vol. 17, 67-85, 32 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Escama, Cabalgamiento, Pliegue, Primario, Región Cantábrica.

891843. **International Conference on Iberian Terranes and**

their Regional Correlation. Oviedo, 1-6 septiembre 1986. MARTINEZ GARCIA, E.; GIL IBARGUCHI, J. I., y DALLMEYER, R. D.

Trab. geol. Univ. Oviedo (1988), vol. 17, 101-227, ing., res. esp., bibl. ITGE.

* Reunión, Geología estructural, Primario, Europa, América, África.

891844. **Caledonian terranes of Northern Norway and their characteristics.** ANDRESEN, A.

Trab. geol. Univ. Oviedo (1988), vol. 17, 103-117, 73 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.

* Manto, Terrenos, Aloctonía, Cámbrico, Ordovícico, Noruega Norte.

891855. **Circum-Atlantic terrane analysis: contributions from stratigraphy and sedimentary petrology.** SCHWAB, F. L.

Trab. geol. Univ. Oviedo (1988), vol. 17, 189-203, 31 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.

* Terrenos, Aloctonía, Petrología roca sedimentaria, Arena, América, África, Europa.

891856. **Tectonostratigraphic evolution of the Avalon terrane in southern New Brunswick, Canadá.** NANCE, R. D.

Trab. geol. Univ. Oviedo (1988), vol. 17, 167-188, 100 ref., ing., res. ing., bibl. ITGE.

* Terrenos, Discordancia, Aloctonía, Zona subducción, Protoatlántico, Datación, Proterozoico Sup., Proterozoico Medio, Primarias, Trías, Canadá.

891857. **Peregrination of Middle Proterozoic massifs and terranes within the Appalachian Orogen, Eastern U. S. A.** BARTHOLOMEW, M. J., y LEWIS, S. E.

Trab. geol. Univ. Oviedo (1988), vol. 17, 155-165, 41 ref., ing., esp., bibl. ITGE.

* Terrenos, Cinturón móvil, Cinturón volcánico, Roca metasedimentaria, Acreción, Orogenia Grenville, Datación, Apalaches.

891858. **The Variscan belt of Morocco.** PIQUE, A.

Trab. geol. Univ. Oviedo (1988), vol. 17, 145-153, 39 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.

* Cinturón móvil, Orogenia hercínica, Primario, Marruecos.

891860. **A model for the emplacement of the Serra da Freita granite in the geotectonic context of the Central Iberian Zone.** REAVY, R. J.

Trab. geol. Univ. Oviedo (1988), vol. 17, 133-144, 26 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.

* Zona cizalla, Emplazamiento, Tectónica superpuesta, Orogenia hercínica, Portugal.

HIDROGEOLOGIA

891815. **Por cauces constitucionales.** BURDALO, S.

Rev. MOPU (1989), núm. 363, 16-22, esp., bibl. ITGE.

* Planificación, Legislación, Gestión recurso agua, Agua subterránea, Agua superficie, España.

SILICATOS

891760. **Valor gemológico de los feldespatos.** DE LA FUENTE, C.

Cuad. Gemol. (1988), núm. 8-9, 3-11, esp., bibl. ITGE.

* Gema, Feldespato, Albita, Adulair, Hialofano, Pertita, Anortita, Ortoclase, Grupo feldespato.

891771. **Zeolitas sintéticas.** KERR, G. T.

Invest. cienc. (1989), núm. 156, 72-78, 4 ref., esp., bibl. ITGE.

* Síntesis, Zeolita, Grupo zeolita, Estructura cristalina, Catálisis.

PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

891777. **Columna estratigráfica detallada del urgoniano de Ea (Albiense Inferior y Medio, Bizkaia, Euskal Herría). Facies y procesos deposicionales.** AGUIRREZABALA, L. M., y GARCIA MONDEJAR, J.

Kobie (1988), vol. 17, 7-18, 11 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Corte geológico, Albiense, Variación nivel, Sedimentación margen continental, Medio litoral, Provincia Vizcaya.

891779. **Microfacies types in Aptien-Albian carbonate platforms, Central Basque-Cantabrian basin, Northern Spain.** FERNANDEZ-MENDIOLA, A.

Kobie (1988), vol. 17, 25-47, 7 ref., ing., res. esp., baq., bibl. ITGE.

* Textura, Calcarenita, Packstone, Grainstone, Wackstone, Albense, Aptense, Sedimentación margen continental, Medio litoral, Provincias Vascas.

891780. **Variabilidad a pequeña escala temporal de la concentración de nutrientes disueltos en el estuario de Guernica (Otoño e Invierno).** MADARIAGA, I., y RUIZ, A.

Kobie (1988), vol. 17, 49-56, 13 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Nutriente, Medio estuario, Caudal río, Provincia Vizcaya.

891784. **Cambios espaciales del fitoplancton y variables relacionadas en el estuario de Guernika.** ORIVE, E.

Kobie (1988), vol. 17, 93-101, 22 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Plancton, Medio estuario, Nutriente, Provincia Vizcaya.

891820. **Alteración del sustrato y encostramientos carbonáticos ligados a la discontinuidad Cretácico-Terciaria en el borde Este del Sistema Ibérico.** ARMENTEROS, I.

Studia Geologica Salmantica (1989), núm. 5, 13-54, 71 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Paleosuelo, Micromorfología, Dedolomitización, Recristalización, Corteza calcárea, Caliche, Discontinuidad, Paleógeno, Provincias Soria, Zaragoza.

891823. **Facies del Cretácico terminal y arquitectura secuencial de los abanicos aluviales terciarios del borde norte de la Depresión del Duero (Valle de la Arrimada, León).** CORROCHANO, A.

Studia Geologica Salmantica (1989), núm. 5, 89-105, 24 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Sedimentación lagunar, Medio submareal, Medio mareal, Abanico fluvial, Progresión costa, Granoselección, Litofacies, Cretácico Sup., Terciario, Cuenca Duero, Provincia León.

891824. **Megasecuencias sedimentarias del Terciario del borde oriental de la cuenca de Almazán (Soria - Zaragoza).** ARMENTEROS, I.; DABRIO, C. J.; GUIZADO, R., y SANCHEZ DE VEGA, A.

Studia Geologica Salmantica (1989), núm. 5, 107-127, 24 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Megaciclo sedimentario, Sedimentación continental, Medio fluvial, Medio lacustre, Abanico fluvial, Discontinuidad, Tectónica sinsedimentaria, Paleógeno, Macizo Ibérico, Provincias Soria, Zaragoza.

891827. **Procesos sedimentarios y desarrollo de Sand Flats en ríos arenosos del Eoceno del suroeste de la Depresión del Duero.** ALONSO GAVILAN, G.; DABRIO, C. J.; MEDIIVILLA, R. M., y ARMENTEROS, I.

Studia Geologica Salmantica (1989), núm. 5, 159-176, 20 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Slikke, Sand flat, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Medio semiárido, Estructura sedimentaria, Río anastomoso, Eoceno, Cuenca Duero.

891828. **Importancia e implicaciones de las paleoalteraciones y de los sedimentos siderolíticos del paso Mesozoico-Terciario en el borde suroeste de la cuenca del Duero y Macizo Hercínico Ibérico.** MOLINA, E.; VICENTE, A.; CANTANO, M., y MARTIN SERRANO, A.

Studia Geologica Salmantica (1989), núm. 5, 177-186, 19 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Alteración, Elemento siderófilo, Secundario, Terciario, Regresión, Superficie erosión, Penillanura, Cuenca Duero, Provincia Zamora.

891829. **Alteraciones asociadas a los paleosuelos de las areniscas de Villamayor (Salamanca).** ALONSO GAVILAN, G.; BLANCO, J. A.; SANCHEZ MACIAS, S.; FERNANDEZ MACARRO, B., y SANTISTEBAN, J. I.

Studia Geologica Salmantica (1989), núm. 5, 187-207, 24 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Paleosuelo, Alteración, Micromorfología, Arenisca, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Medio semiárido, Estratificación cruzada, Paleógeno, Cuenca Duero, Provincia Salamanca.

891830. **Alteración roja Miocena sobre las areniscas de Villamayor.** BLANCO, J. A.; ALONSO GAVILAN, G.; FERNANDEZ MACARRO, B., y SANCHEZ MACIAS, S.

Studia Geologica Salmantica (1989), núm. 5, 209-222, 9 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Paleosuelo, Alteración, Rubefacción, Arenisca, Micromorfología, Medio semiárido, Mioceno, Cuenca Duero, Provincia Salamanca.

891831. **Superposición de procesos de alteración en la serie roja Miocena de la Fosa de Ciudad Rodrigo.** BLAN-

CO, J. A.; CANTANO, M.; ARMENTEROS, I.; FERNANDEZ MACARRO, B., y SANCHEZ MACIAS, S.

Studia Geologica Salmantica (1989), núm. 5, 233-238, 8 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Alteración, Arcilla, Caolinización, Rubefacción, Micro-morfología, Abanico fluvial, Mioceno Inf., Provincia Salamanca.

891832. **Características, rango, significado y correlación de las series ocres del borde occidental de la Cuenca del Duero.** MARTIN-SERRANO, A.

Studia Geologica Salmantica (1989), núm. 5, 239-252, 22 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Litofacies, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Río anastomosado, Alteración, Neógeno, Cuenca Duero, Provincias Zamora, León.

891833. **Comparación de los rellenos terciarios en dos regiones del borde occidental del Macizo Hespérico (Portugal Central).** PENA DOS REIS, R. P. B., y CUNHA, P. M. R. R.

Studia Geologica Salmantica (1989), núm. 5, 253-272, 62 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Abanico fluvial, Litofacies, Discontinuidad, Terciario, Extremadura, Portugal.

891834. **Las calizas del páramo en el sur de la provincia de Palencia.** MEDIIVILLA, R. M., y DABRIO, C. J.

Studia Geologica Salmantica (1989), núm. 5, 273-291, 25 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Calizas, Calizas del páramo, Sedimentación continental, Medio fluvial, Medio lacustre, Medio pantanoso, Discontinuidad, Karst, Neógeno, Provincia Palencia, Cuenca Duero.

891835. **Análisis sedimentológico de los conglomerados de Tariago (Unidad 4, Neógeno de la Depresión del Duero).** MEDIIVILLA, R. M., y DABRIO, C. J.

Studia Geologica Salmantica (1919), núm. 5, 293-310, 29 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Conglomerado, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Río anastomosado, Paleocorriente, Estratificación cruzada, Estructura sedimentaria, Neógeno, Cuenca Duero, Provincia Palencia.

891840. **Upper Devonian to Lowermost Carboniferous Concretion types and their stratigraphic significance (Cambrian Mountains, N Spain).** LOEVEZIJN, G.

Trab. geol. Univ. Oviedo (1988), vol. 17, 57-66, 10 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.

* Concreción, Devónico Sup., Fauna conodonto, Región cantábrica.

PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

891759. **Evolución petrológica y geoquímica de la unidad alóctona inferior del Complejo Metamórfico Básico-Ultrabásico de Cabo Ortegal (Unidad de Moeche) y del Silúrico**

parautóctono, Cadena Hercínica Ibérica (NO de España). ARENAS MARTIN, R.

Corpus geologicum gallaeciae. Segunda serie (1988), vol. 4, 543 pp., 175 ref., esp., bibl. ITGE.

* Aloctonía, Falla cabalgamiento, Roca metasedimentaria, Roca metavolcánica, Roca metaplutónica, Metamorfismo catazonal, Metamorfismo epizonal, Asociación mineral, Ofiolita, Serpentinización, Tectónica superpuesta, Orogenia hercínica, Análisis menores, Macizo galaico, Cabo Ortegal.

891845. **Comparative study of granitic bodies from surface geometry. Central Iberian Zone, Hesperian Massif, Spain.** BERGAMIN, J. F.; CAPOTE, R.; GONZALEZ CASADO, J. M.; SANTA-TERESA, I.; VICENTE, G., y ZORITA, M. C.

Trab. geol. Univ. Oviedo (1988), vol. 17, 119-124, 20 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.

* Intrusión, Emplazamiento, Profundidad, Anomalía gravimétrica, Provincia Ciudad Real.

YACIMIENTOLOGIA: GENERALIDADES

891751. **La Minería Alpujarreña. De la dispersión al monopolio.** VAQUERA, M. D.

Anu. hist. contemp. (1985), núm. 12, 183-235, 29 ref., esp., bibl. ITGE.

* Histórico, Plomo sustancia, Producción, Explotación, Alpujarras, Provincia Granada.

891761. **La minería de interior en el Occidente de Asturias.** ALONSO GARCIA, O.

España. Seguridad Minera (1989), vol. 6, 7-12, esp., bibl. ITGE.

* Carbón, Producción, Asturias.

891762. **Estadística 1988.** MINER. DCON. GRAL. ENERGIA.

Estadística. Prospección y producción de hidrocarburos; esp., bibl. ITGE.

* Inventario, Producción, Concesión minera, Prospección minera, Petróleo, Gas natural, España.

YACIMIENTOLOGIA: SUSTANCIAS NO METALICAS

891755. **Aprovechamiento de los productos de lavado de las arenas graníticas estanníferas de Conquista (Córdoba).** SANCHEZ SOTO, J.; RUIZ ABRIO, M. T.; RAIGON, M.; GARCIA RAMOS, G., y MESA, J. M.

Bol. Soc. Esp. Cerám. Vidr. (1989), vol. 28, núm. 3, 187-194, 21 ref., esp., bibl. ITGE.

* Arcilla industrial, Propiedad fisicoquímica, Cerámica, Provincia Córdoba.

891756. **Bentonitas cerámicas de Mogna - Provincia de San Juan (Argentina).** HEVIA, R.

Bol. Soc. Esp. Cerám. Vidr. (1989), vol. 28, núm. 3, 195-197, 5 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Bentonita sustancia, Cerámica, San Juan, Argentina.

CARBON

891757. **Sísmica en capas de carbón.** SAVIRON, L.

Cant. explot. (1989), núm. 268, 28-33, esp., bibl. ITGE.

* Capa carbón, Sísmica reflexión, Propagación onda, España.

891758. **Geoestadística aplicada a la planificación minera de detalle.** FUENTE MARTIN, P.; GONZALEZ MARROQUIN, V. M.; FERNANDEZ DE CASTRO, F., y SAEZ GARCIA, E.

Cant. explot. (1989), núm. 268, 36-41, esp., bibl. ITGE.

* Capa carbón, Evaluación yacimiento, Geoestadística, Histograma, Modelo bidimensional, Potencia, España.

GEOQUIMICA

891753. **Determinación espectrofotométrica de Molibdeno. Parte I: Reactivos inorgánicos y órganos hidroxilados.** BERMEJO BARRERA, P.; VAZQUEZ GONZALEZ, J. F., y BERMEJO MARTINEZ, F.

Bol. Acad. Galega Cienc. (1987), vol. 6, 31-54, 140 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Metodología análisis, Espectrometría, Ión, Molibdeno.

891754. **Contenido de aluminio en aguas naturales de Galicia. I. Provincia de Pontevedra.** BERMEJO BARRERA, P.; VAZQUEZ, E., y BERMEJO MARTINEZ, F.

Bol. Acad. Galega Cienc. (1987), vol. 6, 125-135, 9 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Espectrometría absorción, Absorción atómica, Aluminio, Ión, Agua, Agua potable, Provincia Pontevedra.

891767. **Modelización del ciclo geoquímico del carbono.** BERNER, R. A., y LASAGA, A. C.

Invest. cienc. (1989), núm. 152, 54-62, 4 ref., esp., bibl. ITGE.

* Petróleo, Energía, Mercado, CEE.

* Modelo, Ciclo geoquímico, Carbono, Gas carbónico, Geotermometría.

FISICA DEL GLOBO

891770. **Vulcanismo en los rifts.** WHITE, R. S., y MACKENZIE, D. P.

Invest. cienc. (1989), núm. 156, 37-47, 4 ref., esp., bibl. ITGE.

* Manifestación volcánica, Rift, Punto caliente.

891854. **The pre-syn-and post-collisional evolution of tectonostratigraphic terranes with special reference to the Iapetus Ocean or Palaco-Pacific suture.** TRURNIT, T. P.

Trab. geol. Univ. Oviedo (1988), vol. 17, 205-227, 85 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.

* Tectonofísica, Paleogeografía, Deriva continental, Proatlántico, Pangea, Terrenos, Gondwana, Mundo.

ENERGIA

891764. **Los recursos hídricos y energéticos en el Pirineo español.** JUAREZ CANTO, D. R.

Estud. territoriales (1989), vol. 29, 43-55, esp., bibl. ITGE.

* Recurso agua, Carbón, Westfaliense, Secundario, Terciario, Pirineos españoles.

891766. **Informe anual 1988.**

REPSOL, esp., bibl. ITGE.

* Informe anual, Producción, Venta, Petróleo, Gas natural, España.

891794. **Memoria 1988.**

Memoria CAMPSA, 167 pp., esp., bibl. ITGE.

* Informe anual, Petróleo, Consumo, Precio, Mercado, Sociedad estatal, España.

891852. **El petróleo en la CEE.**

Memoria CAMPSA (1988), 83 pp., esp., bibl. ITGE.

* Petróleo, Energía, Mercado, CEE.

NORMAS PARA LOS AUTORES

Los trabajos que se reciban para su publicación en el BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO serán revisados para decidir si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

Texto.

Se entregará 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 será marcada la fecha de recepción y prioridad.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, cuadros y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse, si es posible.

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.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original.

Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

Bibliografía.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

En casos excepcionales se podrá citar alguna obra no consultada.

Parte gráfica.

Los originales de figuras, cuadros y fotografías se entregarán aislados, indicándose en ellos el título del trabajo, nombre del autor y número de la ilustración. 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 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.

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 quince 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 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

— Año 1990 —

Boletín Geológico y Minero

Revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas

DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

Instituto Tecnológico GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003-Madrid, España

ADMINISTRACION, DISTRIBUCION Y SUSCRIPCION

Centro de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía

Doctor Fleming, 7, 2.º

Teléfono: 250 02 03 28036-Madrid, España

Suscripción anual (6 números)

España: 4.608 ptas. (IVA incluido)

Demás países: 3.840 ptas.+ gastos de envío

Nombre, Organismo o Empresa

Profesión

Dirección Teléfono

Ciudad (provincia) D. 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 FIRMA
DATE SIGNATURE

NOMBRE
NAME
NOM

DIRECCION
ADDRESS
ADRESSE

ROGAMOS DEVUELVAN ESTE ACUSE DE RECIBO, NECESARIO PARA NUESTRO CONTROL, Y DIRIGIDO EXCLUSIVAMENTE A AQUELLOS CENTROS QUE RECIBEN ESTA PUBLICACION CON CARACTER GRATUITO EN REGIMEN DE INTERCAMBIO.

Áreas tecnológicas y sectores de actuación del ITGE

GEOLOGIA Y GEOFISICA: Cartografía geológica (Mapa Geológico Nacional), Cartografía temática.—Estudios geológicos específicos.—Investigación geofísica.—Cartografía marina y estudio de la plataforma continental.—Teledetección aplicada a la investigación geológico-minera.

RECURSOS MINERALES: Infraestructura metalogenética y minera.—Recursos energéticos y no energéticos.—Minerales y rocas industriales y ornamentales.—Desarrollo minero y mineralurgia.—Seguridad minera.

AGUAS SUBTERRANEAS Y GEOLOGIA AMBIENTAL: Infraestructura hidrogeológica.—Investigación, captación y protección de aguas subterráneas.—Vertidos y control de contaminación de acuíferos.—Recursos geotérmicos.—Geología ambiental: Riesgos geológicos, medio ambiente minero, etc.

CENTRO DE LABORATORIOS Y ENSAYOS: Análisis químicos y mineralógicos.—Mineralurgia y ensayos geotécnicos.—Sondeos de investigación hidrogeológica y minera.—Ensayos de bombeo y tratamientos especiales de sondeos.—Desarrollo de nuevas tecnologías para procesos metalúrgicos.

INFORMACION, DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS: Banco de datos geológico-mineros y de Ciencias de la Tierra.—Ordenación del fondo documental y bibliográfico.—Desarrollo de aplicaciones geomatemáticas, cartografía automática, análisis multivariante, etc.—Catastro Minero Nacional.—Publicaciones e informes.



Sede Central: Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID. Tel.: 441 65 00.

Centro de Laboratorios: C/. La Calera, s/n. - Polígono de Tres Cantos - Tel.: 803 22 00
28770 COLMENAR VIEJO (MADRID) - Tel.: 803 22 00