

En este número:

- Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena. III: Microfacies y Diagénesis.
- La tectónica de cabalgamientos de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares).
- Estudio geológico del Estefaniense de Arnao (Asturias, NO de España).
- Primeras edades radimétricas en el área Estanno-Wolframífera de Morille-Martinamor (Centro-Oeste de España).
- Trilobites y Graptolitos de las lumaquelas terminales de los «Bancos Mixtos» (Ordovícico Superior de la zona Centroibérica meridional): Elementos nuevos o poco conocidos.
- Estudio mineralógico, textural y geoquímico de las zonas de oxidación de los yacimientos de Fe-Pb-Zn de la Sierra de Cartagena (2.ª Parte: Oxidación de paragénesis con greenalita-magnetita).
- Aspectos genéticos de las mineralizaciones de F (Ba-Pb) del área de Colmenar de Arroyo (Sistema Central español).
- Datación por el método Rb-Sr de dos muestras de granito de Galicia: granito tipo Padrón y granito tipo Porriño.
- Caracterización de la materia orgánica contenida en la «Cuarcita del Criadero» de Almadén por pirólisis Rock-Eval.
- Sobre el origen de las mineralizaciones españolas de uranio en rocas metasedimentarias.

REVISTA BIMESTRAL DEL IGME FUNDADA EN 1874 Tomo XCVIII. Quinto Fascículo. Sept.-Octubre 1987

# boletín geológico y minero



geología • minería • aguas subterráneas • geotecnia • estudios de minerales • mineralurgia



Tomo 98  
Fascículo V  
Septiembre-October 1987

# Boletín Geológico y Minero

revista bimestral de geología económica, industrias extractivas y de su beneficio - fundada en 1874 - 4.ª serie

## SUMARIO

|                                     |   |
|-------------------------------------|---|
| <b>Geología</b>                     | E. MORENO-EIRIS: Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena. III: Microfacies y Diagénesis ... .. 3  |
|                                     | M. ALVARO: La tectónica de cabalgamientos de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares) ... .. 34   |
|                                     | V. HORVATH, F. LEYVA y D. NAVARRO: Estudio geológico del Estefaniense de Arnao (Asturias, NO de España) ... .. 42   |
|                                     | E. LINARES, E. PELLITERO y J. SAAVEDRA: Primeras edades radiométricas en el área Estanno-Wolframífera de Morille Martinamor (Centro-Oeste de España) ... .. 52  |
|                                     | J. C. GUTIÉRREZ MARCO e I. RÁBANO: Trilobites y Graptolitos de las lumaquelas terminales de los «Bancos Mixtos» (Ordovícico Superior de la zona Centroibérica meridional): Elementos nuevos o poco conocidos ... .. 59      |
| <b>Minería</b>                      | J. A. LÓPEZ GARCÍA: Estudio mineralógico, textural y geoquímico de las zonas de oxidación de los yacimientos de Fe-Pb-Zn de la Sierra de Cartagena (2.ª Parte: Oxidación de paragénesis con greenalita-magnetita) ... .. 82 |
|                                     | J. LOCUTURA RUPÉREZ y F. TORNOS ARROYO: Aspectos genéticos de las mineralizaciones de F (Ba-Pb) del área de Colmenar de Arroyo (Sistema Central español) ... .. 92  |
| <b>Geoquímica</b>                   | J. GARCÍA GARZÓN: Datación por el método Rb-Sr de dos muestras de granito de Galicia: granito tipo Padrón y granito tipo Porriño ... .. 107   |
|                                     | A. MORENO, J. F. LLAMAS, R. ALCÁNTARA, G. MONSEUR y L. F. MAZADIEGO: Caracterización de la materia orgánica contenida en la «Cuarcita del Criadero» de Almadén por pirólisis Rock-Eval ... .. 111                           |
| <b>Estudio de minerales y rocas</b> | A. ARRIBAS: Sobre el origen de las mineralizaciones españolas de uranio en rocas metasedimentarias ... .. 117   |
| <b>Información</b>                  | J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX. Sergio Yegros (1820-1871) ... .. 124   |
|                                     | Noticias y Notas bibliográficas ... .. 128  |

### DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

Ríos Rósas, 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 GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA**

**CENTRO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

El Instituto Geológico y Minero 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 Geológico y Minero de España.  
Queda hecho el depósito que marca la Ley.

#### EXPLICACION DE LA PORTADA

Megaripples de arena en el canal mareal de Corrubedo (La Coruña).  
(Foto: A. Arche)

Depósito legal: M. 3.279 - 1958  
ISSN 0366 - 0176  
NIPO 232 - 87 - 001

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

## Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena. III: Microfacies y Diagénesis

Por E. MORENO EIRIS (\*)

### RESUMEN

Los montículos arrecifales del Cámbrico Inferior de Sierra Morena presentan características muy diferentes entre sí, relacionadas con la posición que ocuparían en la plataforma carbonatada, la distribución de facies en su entorno y la propia estructura interna. En general estos montículos están constituidos fundamentalmente por estructuras algales y de forma accesoria se encuentran los arqueociatos. En otros casos son los cálices de arqueociatos los que constituyen colonias ramificadas de gran densidad, y originan una estructura rígida resistente, denominada *framework*, con algas asociadas.

En el estudio petrológico se han identificado numerosos componentes esqueléticos y no esqueléticos, así como diferentes generaciones de cementos. Los procesos diagenéticos más frecuentes son cementación, recristalización, dolomitización, dedolomitización, silicificación, estilolitización y karstificación.

### ABSTRACT

The reef mounds of the Lower Cambrian from Sierra Morena have different characteristics between them, related to the position in the carbonate shelf, the distribution of facies and the inner structure. The majority of these mounds are mainly built by algal structures and the archaeocyathans are accessories elements. In other mounds we have colonies of archaeocyathans surrounded by skeletal algae, which form an archaeocyathan algal *framework*.

The petrological study we have identified numerous skeletal and non skeletal components, and different generations of cements. Cementation, recrystallization, dolomitization, dedolomitization, silicification, stylolitization and karstification are the more frequent diagenetic processes.

### INTRODUCCION

El estudio y reconocimiento de un arrecife fósil, y en concreto del Cámbrico, presenta una serie de dificultades, originadas fundamentalmente por la compleja historia diagenética que han sufrido, la cual influye en el estado de preservación e impide reconocer las características deposicionales de las diferentes facies, las etapas de desarrollo del arrecife y la identificación taxonómica precisa de los organismos constructores.

Con el estudio de los arrecifes del Cámbrico Inferior de Sierra Morena hemos pretendido obtener todos aquellos datos relacionados con aspectos se-

dimentológicos y petrológicos, para conseguir información acerca de los procesos diagenéticos, de la evolución de la plataforma, de la distribución de facies, así como de las características deposicionales de las calizas arrecifales.

Los datos obtenidos los hemos agrupado en los apartados de microfacies y diagénesis, para cada uno de los yacimientos estudiados, relacionándolos con cada una de las litofacies descritas (MORENO-EIRIS, en prensa).

Para elaborar el análisis de las microfacies hemos seguido los trabajos de WILSON (1975) y FLÜGEL (1982) fundamentalmente, aplicando la clasificación de DUNHAM (1962).

En la descripción detallada de las características de las diferentes microfacies hemos diseñado dis-

(\*) Departamento de Paleontología, Universidad Complutense, Instituto de Geología Económica, CSIC, Facultad de Ciencias Geológicas, 28040 Madrid.

tintos apartados, relacionados con los componentes deposicionales, aspectos diagenéticos y estructuras asociadas.

Entre los componentes deposicionales hemos distinguido los de naturaleza orgánica e inorgánica. Los aspectos diagenéticos se refieren principalmente a los procesos que han tenido lugar a lo largo de la historia diagenética del sedimento, tales como cementación, en donde podemos distinguir diferentes tipos de cementos que se forman en etapas sucesivas. Recristalización, con la formación de cristales neomórficos. Reemplazamiento, en donde incluimos los procesos de dolomitización y dedolomitización. Autigénesis, referido fundamentalmente a la formación de cuarzo autógeno; esta silicificación se presenta originando cristales aislados de cuarzo, sin llegar a afectar a la totalidad de la roca, y aunque se trate de un proceso de reemplazamiento, hemos creído oportuno tratar este proceso dentro del apartado denominado como autigénesis.

Con respecto a las estructuras asociadas hemos señalado la existencia de sedimentos geopetales, estromatactis, laminaciones, estilolitos y venas de calcita.

#### ARRECIFES DE ALCONERA: MICROFACIES Y DIAGENESIS

En este capítulo contemplamos los aspectos petrológicos de las facies carbonatadas y se describen los diferentes tipos de microfacies que caracterizan a estos materiales, además de los procesos diagenéticos que los han afectado.

Las microfacies identificadas se relacionan con las litofacies descritas en MORENO-EIRIS (en prensa):

- Calizas biogénicas violáceas:  
*Boundstones*,  
*Wackestones* bioclásticos.
- Calizas grises algales:  
*Boundstones* cryptalgales.
- Calizas laminadas algales:  
*Wackestones* con laminaciones algales.
- Calcilitas nodulosas y lutitas con nódulos calcáreos:  
*Mudstones-Wackestones*.

#### *Boundstones*

Este tipo de facies constituye junto con los *wackestones* bioclásticos la mayor parte de los montículos arrecifales, y ambos pertenecen a la litofacies denominada calizas biogénicas del Miembro La Hoya.

Los componentes que la caracterizan son:

##### — Componentes deposicionales inorgánicos:

- Matriz. Micrítica y microesparítica muy abundante en la que se encuentran dispersos los demás componentes.
- Terrígenos. Aparecen granos de cuarzo detrítico de muy diversos tamaños dispersos en la matriz o aglutinados sobre los restos de las algas calcáreas (lám. I, figs. 1 y 4).

El material lutítico que se acumula en pequeños niveles (lám. I, fig. 1) contiene también abundantes granos de cuarzo y pequeños cristales de mica.

##### — Componentes deposicionales orgánicos:

- Las algas calcáreas, en su mayoría constituidas por arbustos de *Epiphyton* (lám. I, figuras 1, 2, 3), son los organismos principales en la formación de estas bioconstrucciones. Estas algas con su propia actividad han aglutinado partículas carbonatadas, y en algunos casos terrígenas (granos de cuarzo). Llegan además a colonizar los cálices de arqueociatos, tanto de la Clase Regulares como Irregulares. No obstante, los arqueociatos se encuentran como elementos secundarios en estas bioconstrucciones, rodeados generalmente por las algas (lám. I, figs. 2, 3, 4), o dispersos en la matriz. Las estructuras esqueléticas de los organismos están formadas por microesparita en el mejor de los casos, cuando no han sufrido un proceso de recristalización intenso.

En la interacción y desarrollo de estos bioconstructores se originan numerosas cavidades de crecimiento, rellenas por sedimento interno y/o diferentes generaciones de cementos, que más adelante describiremos (lám. I, figs. 3, 4).

##### — Aspectos diagenéticos:

- Cementación. Las cavidades de crecimiento y orgánicas se encuentran cementadas por

cristales de calcita; tapizando los bordes del poro se disponen perpendicular a las paredes los cristales prismáticos («bladed»), seguidos por los grandes cristales de calcita en mosaico («blocky»). Excepcionalmente encontramos cristales de cuarzo que actúan como la última fase de cementación en algunas cavidades (lám. I, figs. 3 y 4).

- Recristalización. Algunas zonas presentan grandes cristales de pseudoesparita en mosaico originados por neomorfismo. Asociados a éstos se encuentran frecuentes cristales de calcita producto de procesos de dedolomitización.
- Reemplazamiento. Los cristales de dolomita aparecen esporádicamente, y se encuentran dedolomitizados.
- Autigénesis. Los cristales de cuarzo euhedrales con inclusiones de cuarzo se presentan relacionados a algunos cálices de arqueociatos, pero son mucho más frecuentes en las estructuras estromatactis (lám. I, fig. 5).

##### — Estructuras asociadas:

- Relleno geopetal. Este tipo de estructura se encuentra en las cavidades de crecimiento y en las cavidades orgánicas, tales como la cavidad central de los cálices de arqueociatos (lám. I, fig. 3). El sedimento interno ocupa la parte inferior del hueco, y cementos de diferentes generaciones rellenan el último episodio de estas cavidades.
- Estromatactis. Aparecen en la base de algunos montículos, esta estructura alcanza hasta 60 cm. de anchura. Se trata de una textura bandeada con láminas horizontales denominadas por algunos autores como «zebra limestones», en las que se diferencia claramente el sedimento primario alternando con una lámina de base generalmente plana u ondulada y el techo muy irregular (lámina I, fig. 5). Se interpretan como cavidades deposicionales rellenas por un cemento calcítico muy temprano; estas cavidades se desarrollan cuando el sedimento no consolidado es lavado en períodos de agitación y facilita la cementación de estas cavidades estromatactoides, originadas por el desarrollo de mallas de algas, probablemente cianofíceas.

El hecho de que en nuestro caso los estromatactis se encuentren en la base de los montículos, mientras en el interior de los mismos la textura no es laminar sino reticulada, parece estar relacionado con la turbulencia del medio; así las láminas se formarían cuando el montículo tiene inicialmente poco relieve, o en aquellos flancos topográficamente más bajos donde la turbulencia es menor (PRATT, 1982).

El cemento de estas cavidades originalmente sería calcita fibrosa (BATHURST, 1980) o calcita fibrosa radiaxial (PRATT, 1982), pero por efecto de los procesos neomórficos que han afectado a nuestros materiales, se presentan actualmente en pseudoesparita con algunos cristales de cuarzo autigénico (lámina I, fig. 5).

Según PRATT (1982) los estromatactis generalmente están relacionados a los «mud mounds» formados en el talud de la plataforma carbonatada hacia la cuenca, y en ocasiones en la base de bioconstrucciones de metazoos en aguas someras.

- Estilolitos. Tanto de pequeña como de gran escala, se han originado por fenómenos de presión-disolución, concentrándose los materiales insolubles en estas superficies estilolíticas.
- Venas de calcita que rellenan pequeñas fisuras y atraviesan los demás componentes.

#### *Wackestones* bioclásticos

Estos se encuentran relacionados a las calizas biogénicas del Miembro La Hoya. Forman parte de los montículos arrecifales y están caracterizados por los siguientes componentes:

##### — Componentes deposicionales inorgánicos:

- Matriz micrítica fundamentalmente, con zonas recristalizadas a microesparita.
- Terrígenos. Son frecuentes los granos de cuarzo, cuya naturaleza detrítica se diferencia netamente de los cristales autigénicos de cuarzo. Estos granos están dispersos en la matriz y presentan una gran variedad en el tamaño y en la morfología.

##### — Componentes deposicionales orgánicos:

Los bioclastos que caracterizan esta facies son

fundamentalmente arqueociatos junto a abundantes restos de *Chancelloria* y otras espículas (lám. I, figs. 6 y 7); sólo en ocasiones existen también secciones de hyolithidos y trilobites.

— Aspectos diagenéticos:

- Cementación. Los cristales de calcita prismática se encuentran tapizando las cavidades intrapartículas, como las cavidades orgánicas de los arqueociatos, pero son mucho más abundantes los cristales en mosaico de calcita, que rellenan la mayoría de los espacios vacíos de estas cavidades (lám. I, figura 6).

Excepcionalmente encontramos cristales de cuarzo que actúan como la última fase de cementación de un hueco, y están asociados a otros cementos diagenéticos de calcita (lám. II, fig. 1).

- Recristalización. Este proceso neomórfico de bastante intensidad, se hace patente en estos materiales por la existencia de gran cantidad de cristales de pseudoesparita prismática que sustituyen a grandes áreas de la matriz (lám. I, fig. 6). En algunas ocasiones estos cristales de pseudoesparita presentan una disposición en mosaico (lám. I, fig. 7).

- Reemplazamiento. Los cristales de dolomita con abundantes inclusiones de hierro se presentan asociados a la calcita neomórfica en mosaico (lám. I, fig. 7); lo que parece indicar que el proceso de dolomitización se produce en un estado diagenético avanzado.

- Autigénesis. Hemos observado anteriormente la existencia de cristales de cuarzo autigénico que actúan como un cemento, en la última fase de relleno de una cavidad. Estos cristales son claramente idiomorfos, de grandes dimensiones y sin ningún tipo de inclusión (lám. II, fig. 1). No obstante se observan también pequeños cristales con inclusiones de carbonato asociadas a cementos diagenéticos (lám. II, figs. 1 y 2), que corresponden a puntos de nucleación dispersos.

— Estructuras asociadas:

- Rellenos geopetales. Ocupan fundamentalmente las cavidades orgánicas de los cálices de arqueociatos, además de la cavidad central, cuya parte basal está ocupada por sedimento interno y la parte superior está cementada por cristales calcíticos como resultado de una precipitación química.
- Estilolitos. Las superficies estilolíticas se encuentran rellenas por materiales lutíticos,

LAMINA I

Figura 1.—*Boundstone*. Algas calcáreas formando pequeños arbustos, la mayoría de *Epiphyton*. Las cavidades de crecimiento están rellenas por cementos calcíticos de varias generaciones, así como por sedimento interno ( $A_2-113$ ).

Figura 2.—*Boundstone*. Arqueociato Irregular rodeado por estructuras algales. Granos de cuarzo detrítico disperso en la matriz y aglutinado por algas. Cristales de pseudoesparita en mosaico (M) y rombos de dolomita (d) dedolomitizados ( $A_2-118$ ).

Figura 3.—*Boundstone*. Cavidades centrales de los arqueociatos con diferentes generaciones de cementos; la pared está tapizada por calcita prismática, y en el interior se encuentran cristales de calcita (M) y cuarzo (Q) en mosaico ( $A_{1B}-317$ ).

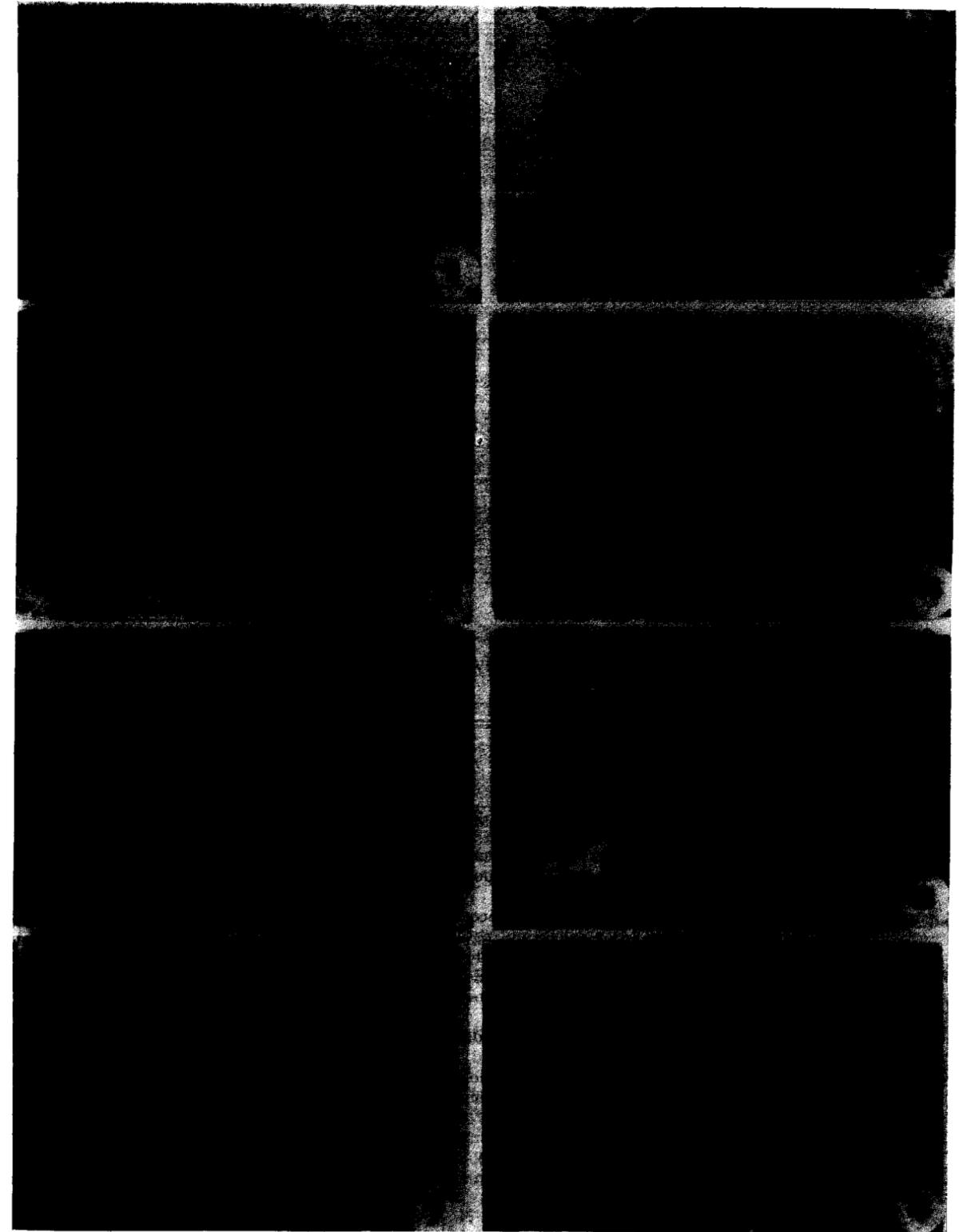
Figura 4.—*Boundstone*. Intervalo de un cáliz (I) rodeado de algas, con arbustos de *Epiphyton* creciendo desde la muralla interna. Cavidad con diferentes generaciones de cementos calcíticos prismáticos (P) y en mosaico (M) y cuarzo (Q) en mosaico ( $A_{1B}-319$ ).

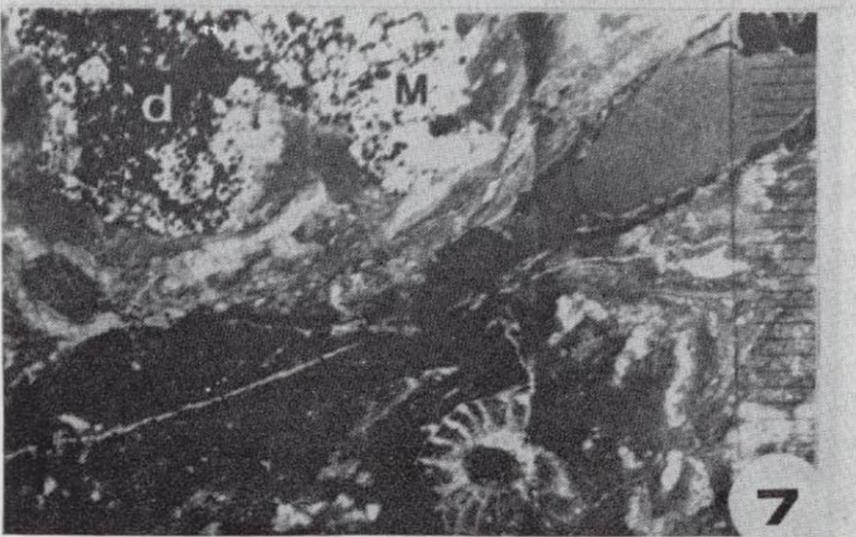
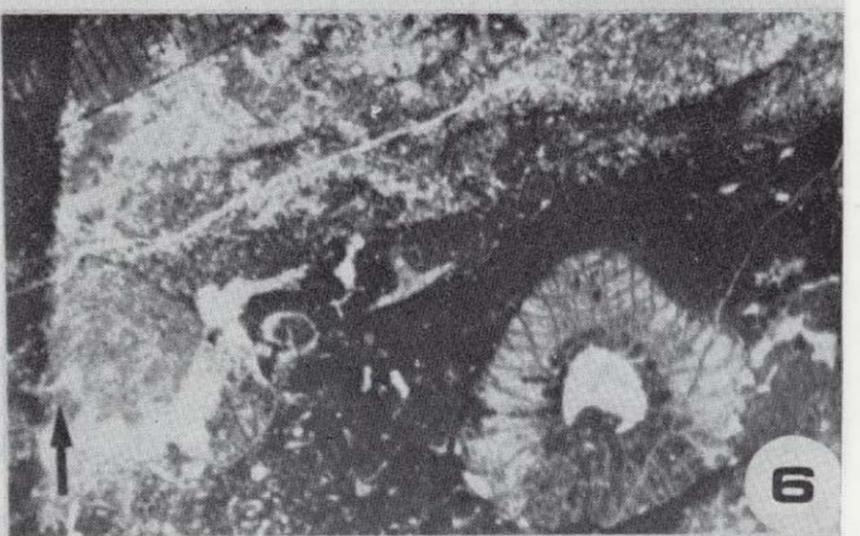
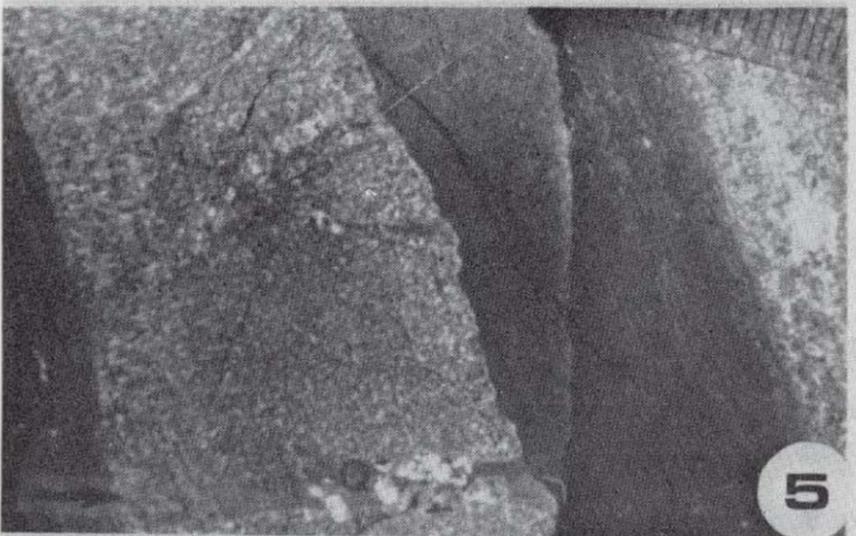
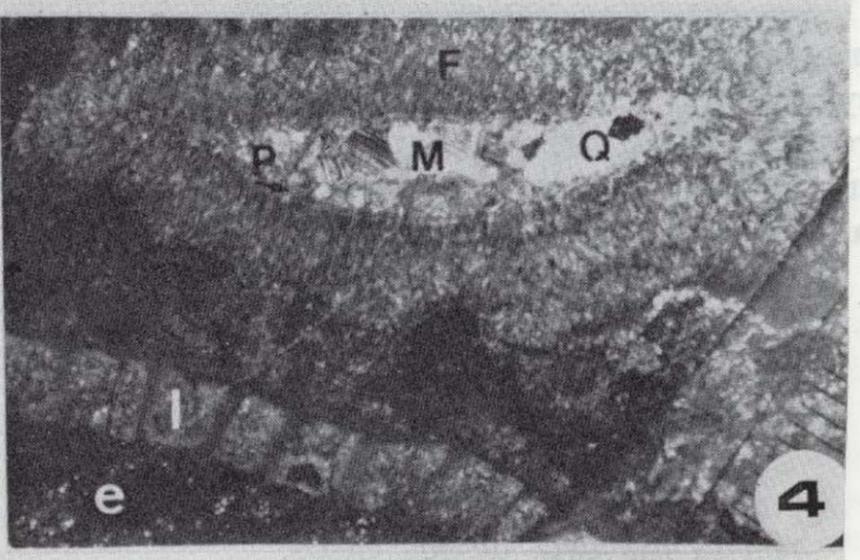
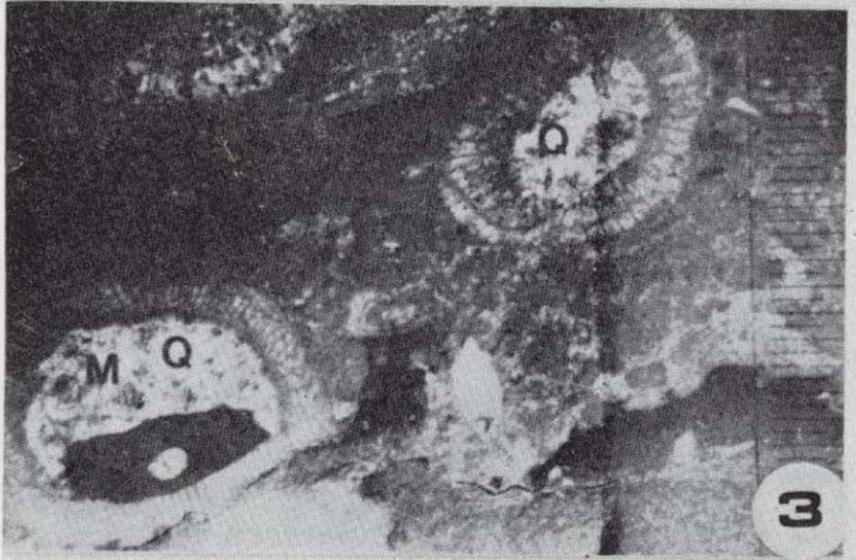
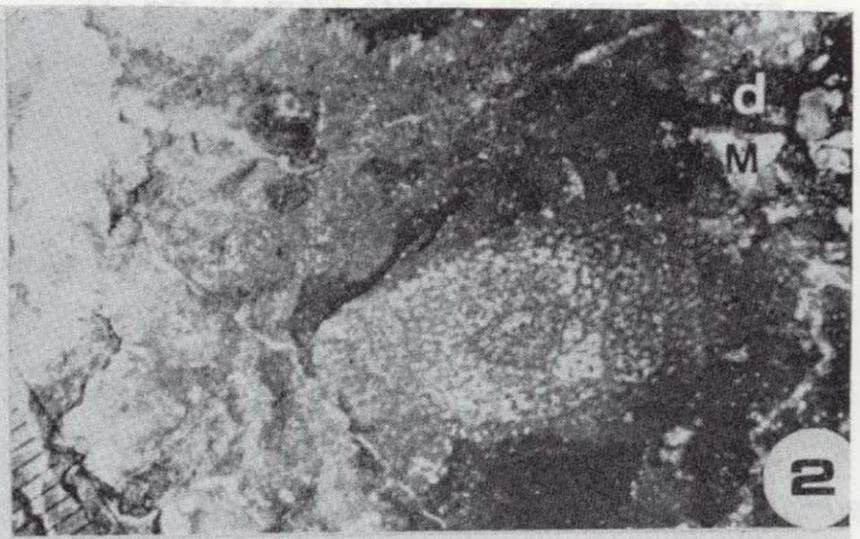
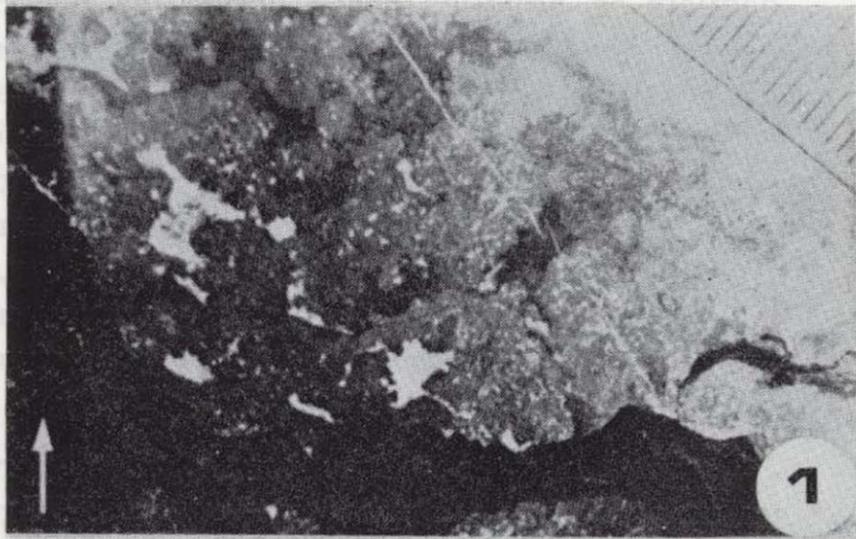
Figura 5.—*Boundstone*. Estromatactis con cristales de calcita relleno de estas cavidades. Son frecuentes los cristales de cuarzo autigénico (Q) ( $A_{1B}-321$ ).

Figura 6.—*Wackestone bioclástico*. En la matriz se hallan dispersos los componentes bioclásticos, tales como arqueociatos, *Chancelloria*, espículas, trilobites e hyolithidos. Los cementos de calcita esparítica rellenan las cavidades orgánicas, mientras los cristales prismáticos de pseudoesparita son producto de procesos neomórficos ( $A_2-118$ ).

Figura 7.—*Wackestone bioclástico*, con arqueociatos y espículas. Cristales de pseudoesparita en mosaico (M) como resultado de una recristalización, se encuentran sustituyendo a rombos de dolomita (d) ricos en hierro ( $A_{1B}-313$ ).

Figura 8.—Cemento de esparita en mosaico que rellena las cavidades orgánicas de la sección transversal de un cáliz de arqueociato, cuyas estructuras esqueléticas son de microesparita. Nícoles cruzados ( $A_{1B}-320$ ). Escala con divisiones de medio milímetro.





y atravesadas perpendicularmente por pequeñas venas de calcita (lám. I, fig. 7).

- Venas de calcita. Son de tamaño y morfología variada, y en algunos casos constituyen redes anastomosadas.

El material lutítico concentrado en niveles, por efectos de los procesos de presión-disolución presentan numerosas venas de calcita dispuestas perpendicularmente a estos niveles (lám. I, fig. 7), y están rellenas de calcita en «chevron».

#### Boundstones cryptalgales

Estos corresponden a la litofacies descrita anteriormente como caliza gris algal, y que constituyen la mayor parte de los carbonatos del Miembro Sierra Gorda, en la Formación Alconera. Presentan los caracteres que a continuación detallamos:

#### — Componentes deposicionales inorgánicos:

- Matriz. Es generalmente una microesparita; el grado de recristalización de estos materiales es muy elevado, y la matriz está intensamente recristalizada a pseudoesparita en la mayoría de los casos.
- Terrígenos. Excepcionalmente aparecen granos de cuarzo detrítico, concentrados en algunas áreas de la matriz recristalizada.

#### — Componentes deposicionales orgánicos:

Las estructuras cryptalgales sólo se pueden deducir en aquellos casos donde los procesos neomórficos no han afectado intensamente a las texturas originales (lám. II, fig. 3). Estas estructuras se presentan en microesparita, con un aspecto moteado característico y una porosidad fenestral originada por las formas ramificadas y anastomosadas de contorno irregular de los restos cryptalgales que constituyen la textura reticulada característica de los thrombolitos (AITKEN, 1967).

Dentro de estas calizas cryptalgales aparece un único nivel con arqueociatos (lám. II, fig 4), cuyos cálices también presentan un alto grado de neomorfismo, lo que dificulta su identificación sistemática, si bien es posible deducir que en general pertenecen a la Clase Regulares.

#### — Aspectos diagenéticos:

- Cementación. Los cristales de calcita fibrosa y prismática se encuentran tapizando cavidades intra e interpartículas, como las cavidades entre las estructuras algales y las orgánicas de los arqueociatos (lám. II, figs. 3 y 4). Como último episodio de la cementación de los poros, aparecen grandes cristales de calcita en mosaico.
- Recristalización. Debido a los procesos de neomorfismo (FOLK, 1965) son muy frecuentes los cristales de pseudoesparita en mosaico que sustituyen, en algunos casos, gran

#### LAMINA II

Figura 1.—Cavidad cementada por cristales de calcita prismática y en mosaico y grandes cristales de cuarzo (Q), como última fase de la cementación. Asociados a estos cementos diagenéticos se observan pequeños cristales de cuarzo autigénico (q) (A<sub>2</sub>-107).

Figura 2.—Cementos de posible origen freático meteórico, con calcita prismática (P), rombos de dolomita posteriormente dedolomitizados (d) y calcita en mosaico (M). Aparecen también cristales idiomorfos de cuarzo autigénico (Q) con inclusiones de carbonato (A<sub>1A</sub>-600).

Figura 3.—Boundstone cryptalgal, con algunas formas de posibles *Renalcis*, presenta una textura reticulada y porosidad fenestral característica de los thrombolitos (A<sub>1C</sub>-103).

Figura 4.—Boundstone cryptalgal con arqueociatos, las cavidades orgánicas de los cálices se encuentran cementadas, y en algunas cavidades centrales se puede observar un relleno geopetal (A<sub>1C</sub>-302).

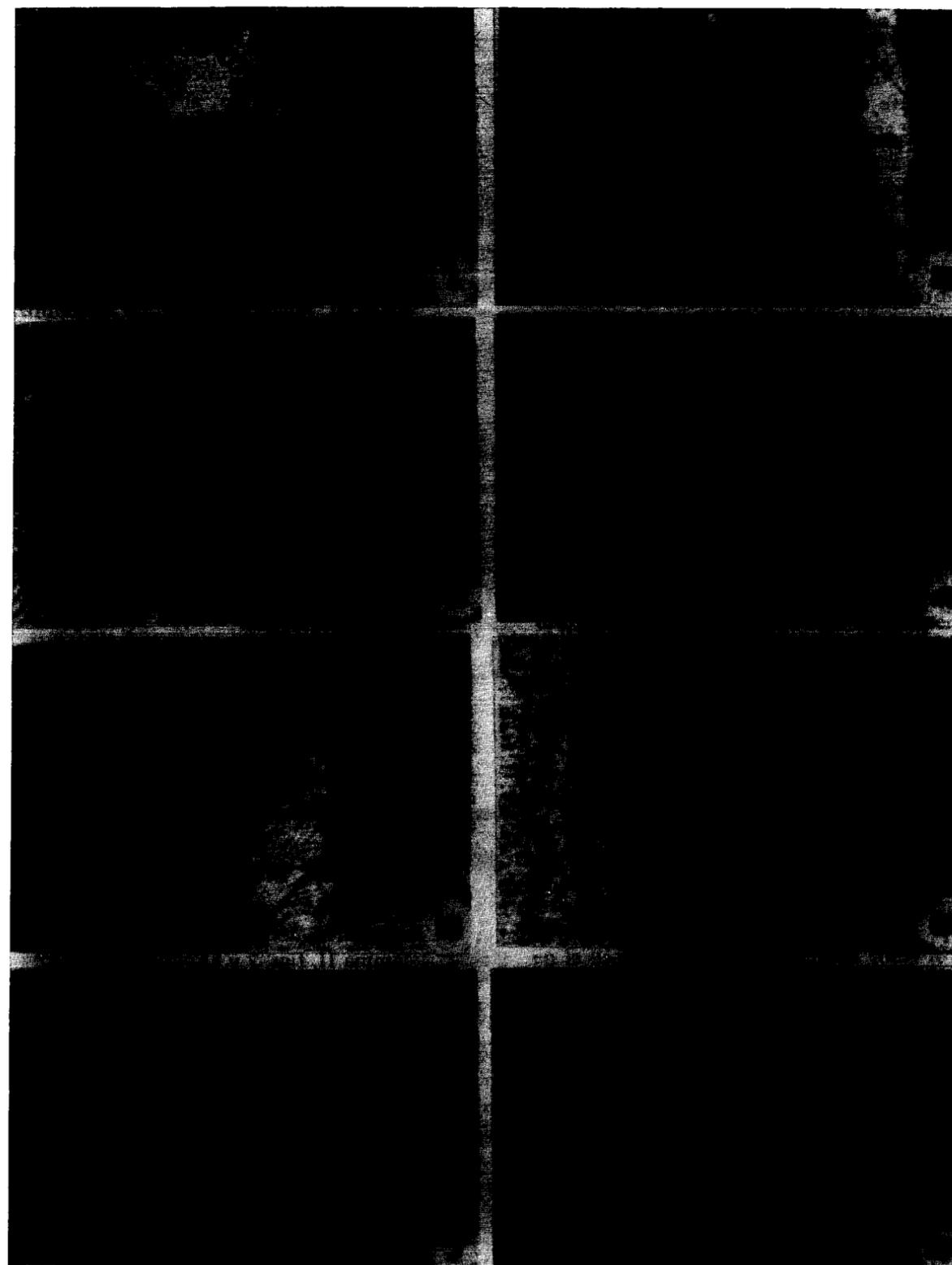
Figura 5.—Boundstone cryptalgal en donde una cavidad de disolución se ha cementado con cristales de diferente naturaleza, los bordes están tapizados por dolomita (D), y en el interior del hueco se encuentran grandes cristales de calcita (C). Sobre estos últimos se observan pequeños cristales de cuarzo autigénico (Q) (A<sub>1C</sub>-305).

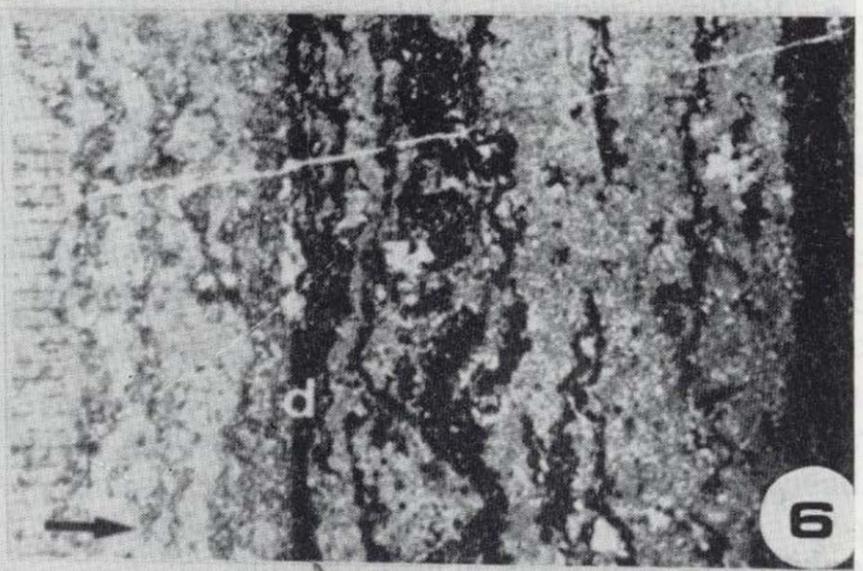
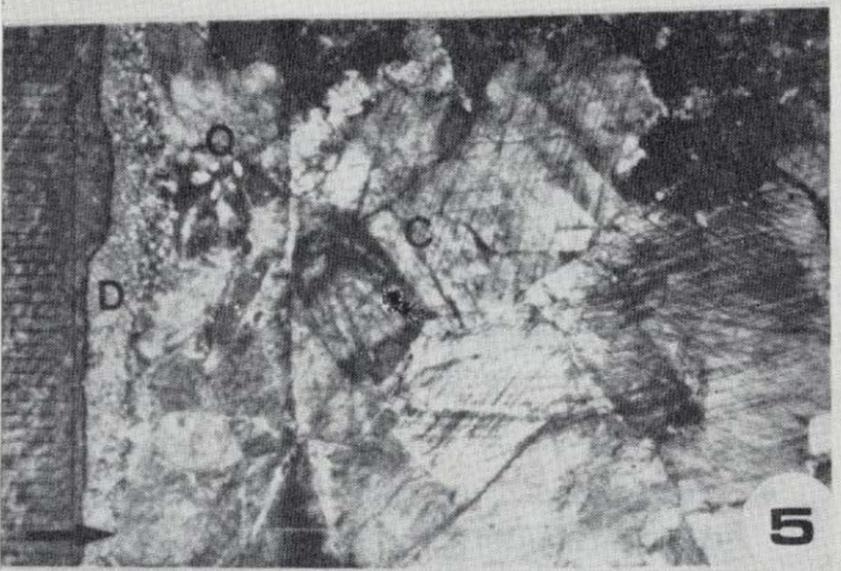
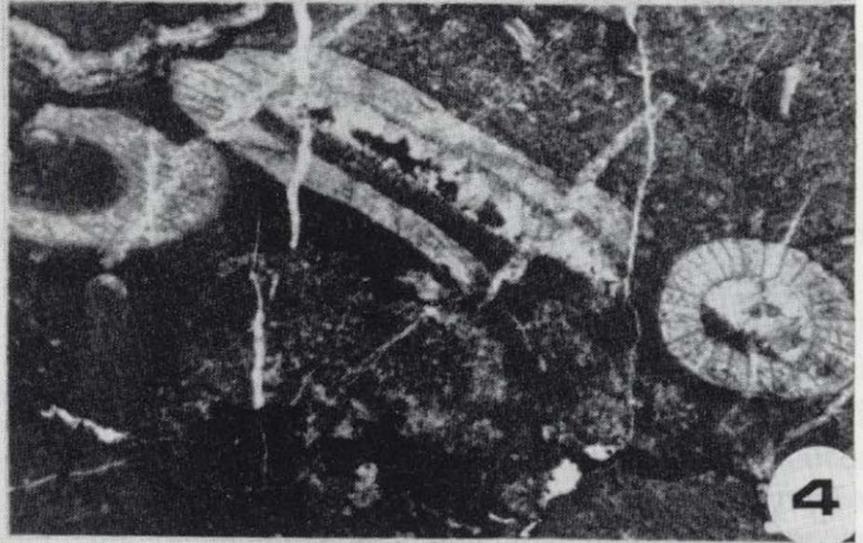
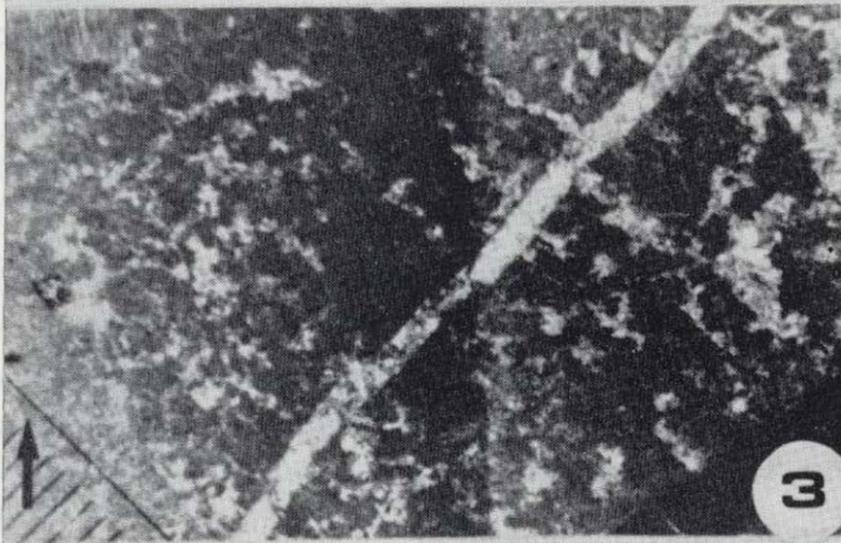
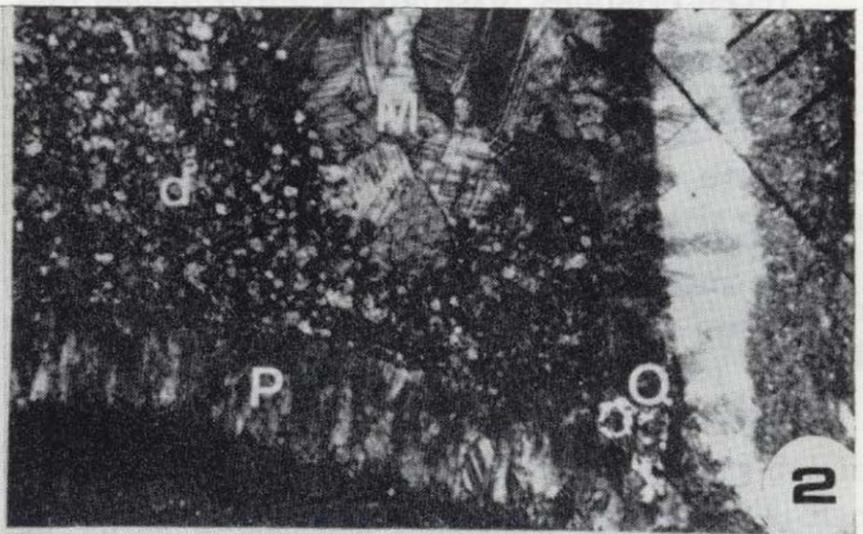
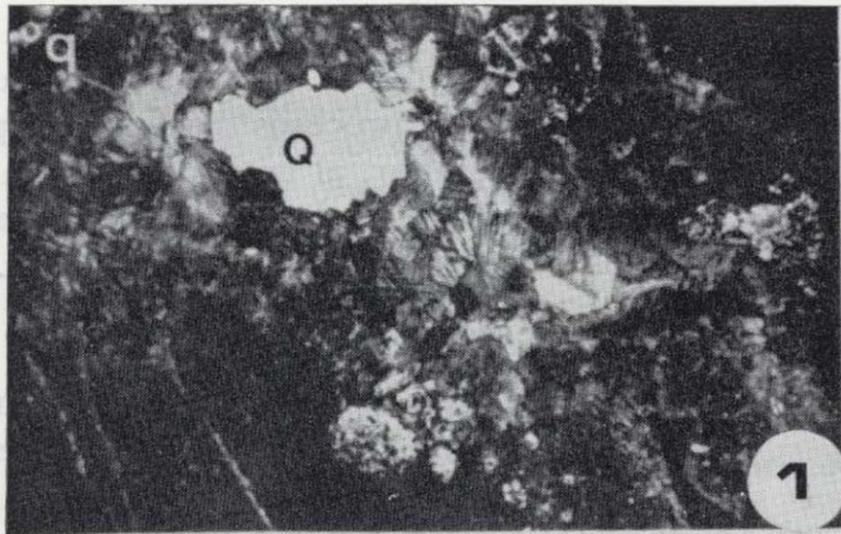
Figura 6.—Wackestone con laminaciones algales. La dolomitización selectiva se hace patente por la alternancia de láminas dolomitizadas y no dolomitizadas, relacionada con la textura original (A<sub>1C</sub>-307).

Figura 7.—Mudstones-Wackestones. Nódulos calcáreos con abundantes secciones de *Chancelloria*, hylólitidos y trilobites (A<sub>2</sub>-107).

Figura 8.—Mudstones-Wackestones. Abundantes secciones de *Cancelloria* dispersas en los nódulos calcáreos rodeados de material lutítico (A<sub>2</sub>-108).

Escala con divisiones de medio milímetro.





parte de la matriz. Excepcionalmente aparecen cristales prismáticos, cuyo origen neomórfico lo deducimos por presentar una disposición de crecimiento centrífuga, y tener restos de la matriz microesparítica, entre ellos.

- Reemplazamiento. La dolomitización afecta de modo irregular a estos materiales, actúa como un frente de dolomitización que afecta total o parcialmente las texturas originales.

Como caso excepcional hemos observado cristales de dolomita, que actúa como cemento, tapizando una cavidad, posiblemente de disolución, que en un primer episodio se cementa con dolomita (lám. II, fig. 5) y en una fase posterior se rellena con grandes cristales de calcita en mosaico.

- Autigénesis. Únicamente se ha encontrado cuarzo autigénico (lám. II, fig. 5) asociado a cementos diagenéticos. Estos cristales son idiomorfos y presentan inclusiones de carbonato en su interior.

— Estructuras asociadas:

- Relleno geopetal. Este tipo de sedimento aparece rellenando las cavidades centrales de algunos arqueociatos, con sedimento interno en la parte inferior y calcita esparítica en la última fase de relleno.
- Estilolitos. En general se trata de microestilolitos con disposición tanto inter, intra y circumpartícula.
- Venas de calcita. Presentan una gran variedad de dimensiones y atraviesan los demás componentes.

*Wackestones* con laminaciones algales

Se encuentran en las calizas laminadas que forman parte del Miembro Sierra Gorda. A pesar de que dicho miembro presenta algunos materiales con un grado de recristalización bastante elevado, en algunos casos, podemos deducir la textura original y los procesos diagenéticos que han sufrido.

Los componentes de esta facies son:

— Componentes deposicionales inorgánicos:

- Matriz. Microesparítica fundamentalmente por efecto de la recristalización, con zonas más micríticas.

— Componentes deposicionales orgánicos:

La textura laminada característica de esta facies está originada por el desarrollo de mallas cryptalgales, que los procesos diagenéticos posteriores van a resaltar, al actuar de forma selectiva. Esta textura laminada podría tratarse en algunos casos de incipientes *bindstones*.

— Aspectos diagenéticos:

- Reemplazamiento. Los cristales de dolomita, con algunas inclusiones de hierro, aparecen distribuidos en niveles que se alternan con material microesparítico no dolomitizado, por lo que se trata de una dolomitización selectiva relacionada fundamentalmente con la textura original de la roca (lám. II, fig. 6).

— Estructuras asociadas:

- Laminaciones. Formadas por las mallas de algas con una dolomitización posterior.
- Venas de calcita de pequeña dimensión que atraviesan perpendicularmente la estructura laminada.

*Mudstones-Wackestones*

Este tipo de textura deposicional se presenta en las facies de calcilitas nodulosas y en los nódulos calcáreos de las facies de lutitas. Se caracterizan por los siguientes aspectos:

— Componentes deposicionales inorgánicos:

- Matriz. Micrítica fundamentalmente y zonas de microesparita por efecto de la recristalización.
- Terrígenos. Son muy frecuentes los granos de cuarzo detrítico, dispersos en la matriz lámina II, figs. 7 y 8).

— Componentes deposicionales orgánicos:

Los restos orgánicos en esta facies los constituyen principalmente los diferentes tipos de secciones de *Chancelloria* (lám. II, figs. 7 y 8), junto a otras espículas, que aparecen dispersas en el interior de los nódulos calcáreos. Además existen algunas secciones de trilobites, hyolithidos y arqueociatos (lám. II, fig. 7).

— Aspectos diagenéticos:

- Cementación. Algunas cavidades intra e in-

terpartículas se encuentran cementadas por cristales de calcita prismática y en mosaico.

- Recristalización. Como consecuencia de este proceso aparecen zonas de la matriz micrítica como microesparita, así como las secciones de los organismos que se encuentran recristalizados total o parcialmente a pseudoesparita.

— Estructuras asociadas:

- Venas de calcita. Atraviesan los demás componentes y están relacionadas con los procesos de diagénesis tardía.

ARRECIFES DE LA SIERRA DE CORDOBA:  
MICROFACIES Y DIAGENESIS

Dentro de la Sierra de Córdoba se sitúan los dos yacimientos seleccionados para este estudio: las canteras del Arroyo Pedroche y el Cerro de Las Ermitas, los cuales presentan características propias que nos obligan a considerarlos por separado.

Canteras del Arroyo Pedroche:  
Microfacies y diagénesis

Del estudio petrológico de las láminas delgadas hemos podido identificar distintos tipos de microfacies características de las litofacies descritas en MORENO-EIRIS (en prensa), y que se relacionan de la siguiente forma:

— Calizas algales:

*Boundstone.*  
*Bafflestone.*  
*Wackestone-Packstone* peloidal.

— Calizas bioclásticas:

*Packstone* bioclástico con terrígenos.  
*Grainstone* bioclástico peloidal.

— Calizas oolíticas:

*Grainstone* oolítico.

*Boundstones*

Este tipo de textura se presenta en las calizas algales, con un neto predominio de restos de algas

calcáreas, muy frecuentes en estos materiales, en relación con cualquier otro componente.

— Componentes deposicionales inorgánicos:

- Matriz. Micrítica homogénea con zonas de microesparita como resultado de procesos de recristalización. En esta matriz se encuentran englobados los granos esqueléticos, fundamentalmente algales, los cuales en su propia actividad atraparón y fijaron las partículas carbonatadas de tamaño micrita.
- Terrígenos. Los granos de cuarzo detrítico son muy abundantes; se encuentran dispersos en la matriz deposicional, y también en los niveles estilolíticos donde se concentran materiales insolubles.

— Componentes deposicionales orgánicos:

Los restos algales son muy abundantes y presentan una gran variedad de morfologías. En general están bien preservados en calcita microcristalina opaca, y se distinguen claramente los arbustos de *Epiphyton*, con ramas de diferente grosor y longitud que se dividen dicotómicamente (lám. III, fig. 1), de las formas camaradas de *Renalcis*. Estas últimas se encuentran relacionadas a *Epiphyton* (lám. III, fig. 1) o son las únicas que, en un alto porcentaje, se encuentran constituyendo este tipo de facies (lámina III, fig. 2). Las paredes de *Renalcis* son de diferentes grosores, oscilando entre 5 y 40 micras y están constituidas por calcita microcristalina muy opaca, que contrasta con la calcita esparítica que rellena, de un modo parcial o total, el interior de la lúnula. Estas lúnulas se relacionan entre sí con una disposición irregular, como racimos, o se presentan alineadas, desarrollándose unas encima de otras, lo que en la literatura rusa se describen como formas del género *Chabakovia*.

Los filamentos de *Girvanella* son muy raros; se encuentran dispersos junto a otras formas algales, o se presentan concentrados en niveles (lámina III, fig. 3), originando una textura que podríamos denominar *bindstone*, ésta sólo se presenta de un modo excepcional en el conjunto de la caliza algal.

Otros bioclastos identificados son los restos de trilobites e hyolithidos (lám. III, fig. 2) que se encuentran dispersos en la matriz deposicio-

nal, además de alguna espícula del tipo *Chancelloria*.

En general las algas se encuentran con su estructura esquelética bien preservada, ramificadas y en posición de vida. Estos organismos sésiles, en su actividad metabólica atrapan y aglutinan las partículas de carbonato e incluso los granos detríticos de cuarzo (lám. III, fig. 3).

— Aspectos diagenéticos:

- Cementación. Son frecuentes los cementos de calcita prismática y en mosaico rellenando cavidades inter e intrapartículas. La calcita prismática tapiza las paredes de las cavidades en cuyo interior precipitan los cristales de calcita en mosaico (lám. III, figura 1).
- Recristalización. La matriz presenta en ocasiones procesos de recristalización a microesparita, sin embargo en determinadas zonas se han observado grandes cristales de calcita en mosaico (pseudoesparita) (lámina III, fig. 2); estos cristales crecen sobre zonas originales de micrita, microesparita o dolomita, en este último caso algunos romboedros de dolomita quedan como inclusiones dentro de los grandes cristales de pseudoesparita.

- Reemplazamiento. El proceso de dolomitización afecta a los materiales de manera no selectiva, así se observan parches irregulares formados por rombos de dolomita con un tamaño medio de 5 micras, actuando como frentes de dolomitización, y donde se reemplazan todos los materiales preexistentes. Otro tipo de cristales de dolomita con tamaños de unas 30 micras, se encuentran dispersos ocupando zonas reducidas (lámina III, fig. 2). Estos cristales grandes de dolomita ferrosa se presentan relacionados a cementos calcíticos (lám. III, fig. 1), siendo claramente la dolomitización posterior a la cementación.

En general, tanto un tipo como otro de dolomita, están afectados por un proceso de calcificación o dedolomitización, en el cual el hierro que contenían los cristales ha sido expulsado de la red y se acumula en los bordes de los cristales pseudomorfos.

— Estructuras asociadas:

- Estilolitos. La presencia de microestilolitos configura una textura nodulosa diagenética, ya que a favor de estas superficies de presión-disolución, se concentran materiales insolubles que rodean y aíslan «nódulos» de la caliza algal.

LAMINA III

Figura 1.—*Boundstone*. Arbustos con ramificación dicotómica del género *Epiphyton* (E) y formas cameradas de *Renalcis* (R). Cavidades cementadas por calcita esparítica primática (P) y en mosaico (M) (CP<sub>1</sub>-1307).

Figura 2.—*Boundstone*. *Renalcis* (R) con paredes en calcita microcristalina (opaca). El interior de las lúnulas está ocupado por matriz o por cemento esparítico. Aparecen también fragmentos de trilobites e hyolítidos. Cuarzo detrítico disperso en la matriz. Procesos de recristalización a microesparita (Mi) y calcita en mosaico (Ps) (CP<sub>1</sub>-1503).

Figura 3.—*Bindstone*. Filamentos de *Girvanella* (G) dispuestos en niveles que se alternan con el material deposicional tanto carbonatado como terrígeno (CP<sub>1</sub>-1604).

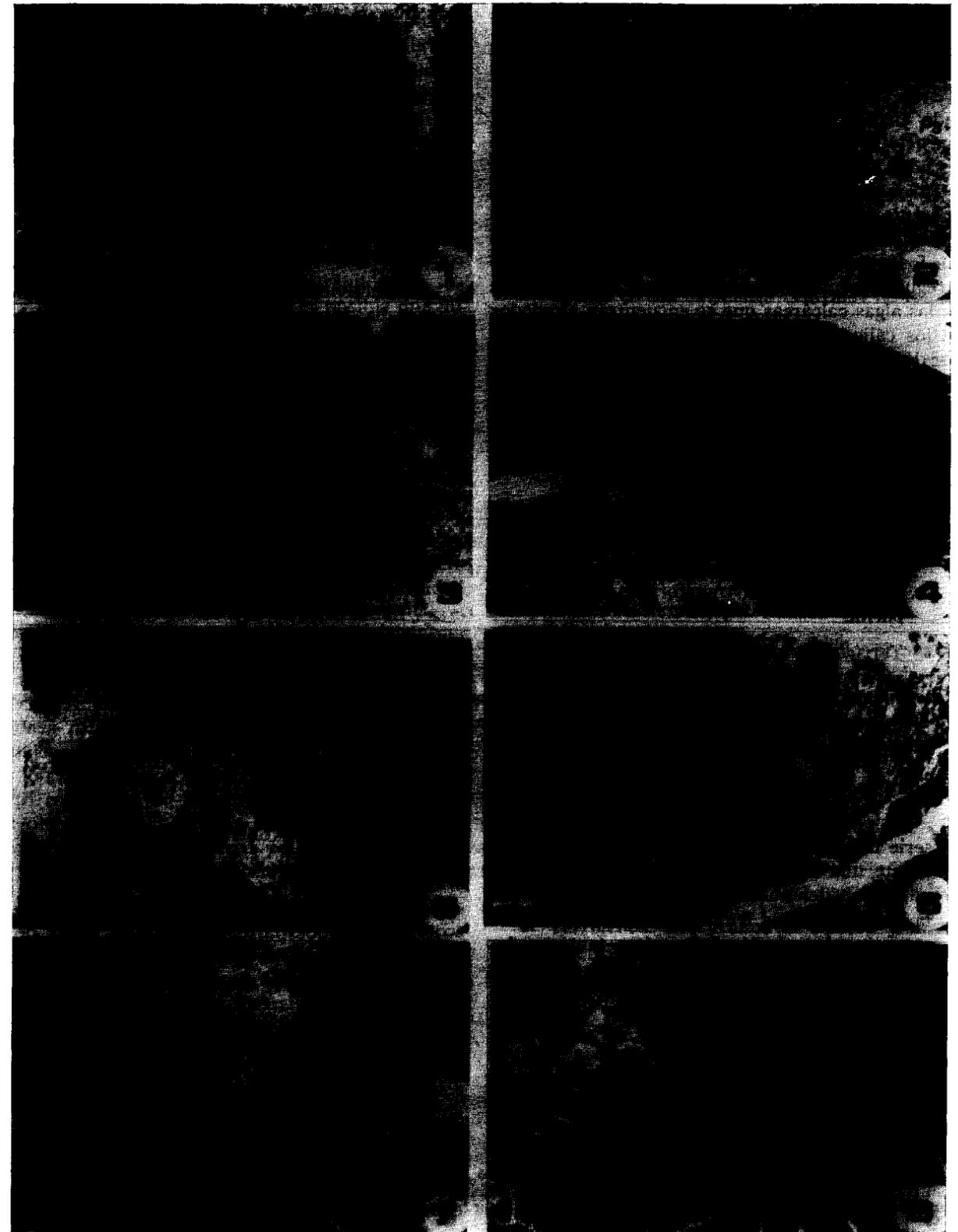
Figura 4.—*Bafflestone*. Abundantes arqueociatos Irregulares y algunos Regulares. Las cavidades orgánicas están ocupadas por sedimento interno y/o cementos, configurando en algunas ocasiones un relleno geopetal (CP<sub>1</sub>-1904).

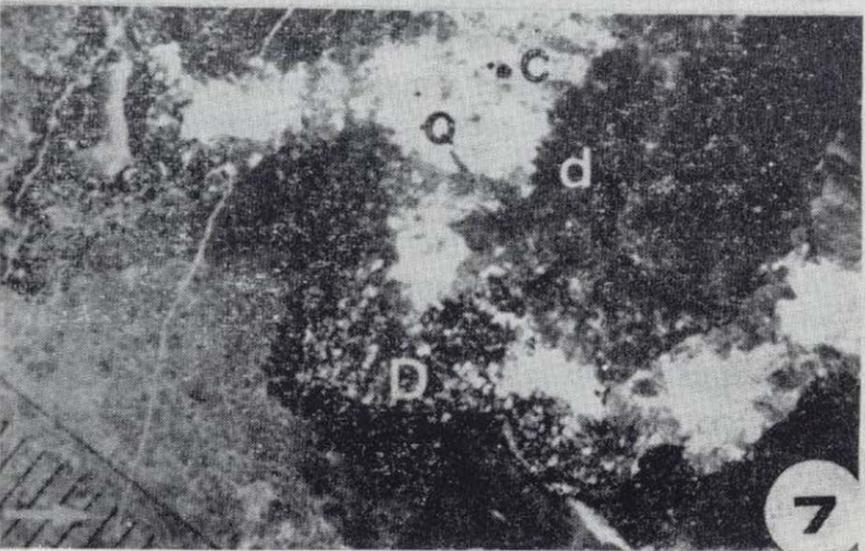
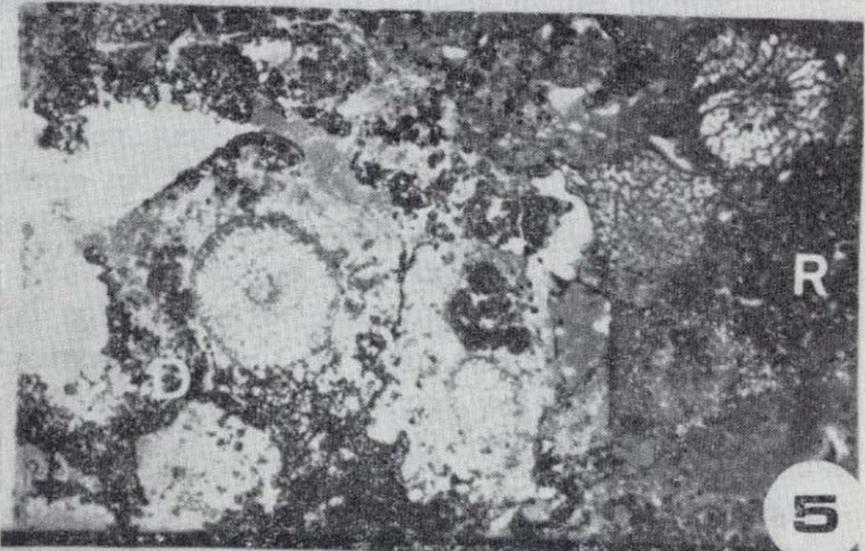
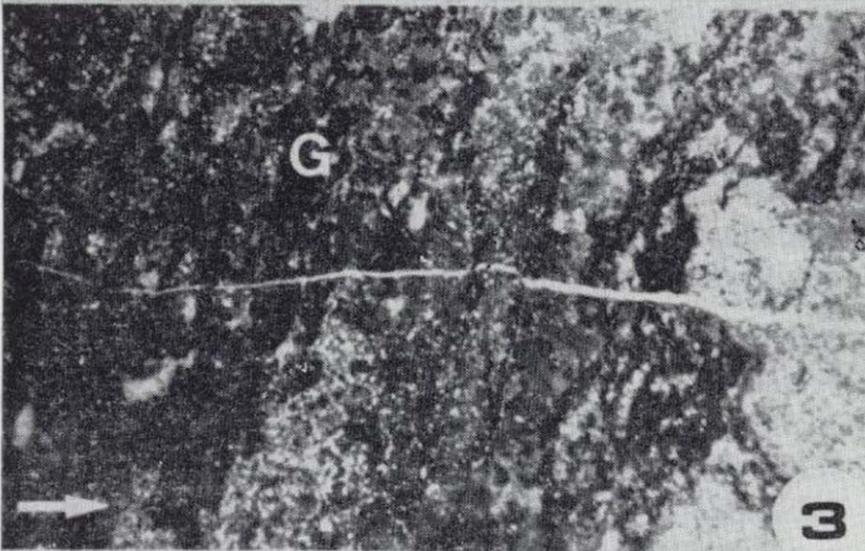
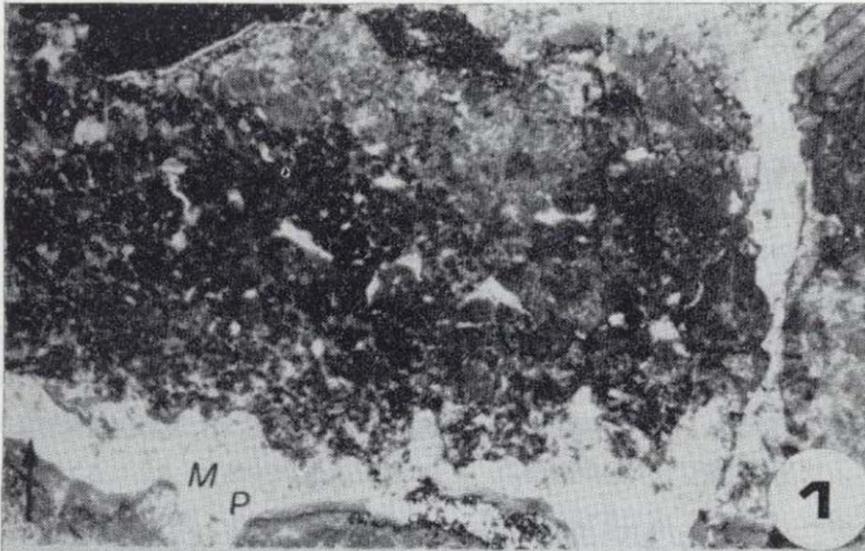
Figura 5.—*Bafflestone*. Gran cantidad de cálices adultos y juveniles que crecen rodeados de *Epiphyton* y *Renalcis* (R). Las cavidades están rellenas por sedimento interno y/o cementos. Son frecuentes los rombos de dolomita (D), dedolomitizados, a modo de parches irregulares (CP<sub>1</sub>-2006).

Figura 6.—*Bafflestone*. Rombos de dolomita (D) actuando como un frente de dolomitización, afectando a la matriz y a los bioclastos (CP<sub>1</sub>-1900).

Figura 7.—Cavidad diagenética relacionada con el proceso de dolomitización. Los rombos de pequeño tamaño (D) se encuentran alrededor de la cavidad. Tapizando las paredes de ésta existen grandes rombos (d), que crecen perpendicularmente a la superficie de la pared. El interior de la cavidad está rellena por grandes cristales de calcita en mosaico, y excepcionalmente algunos cristales idiomorfos de cuarzo (Q) (CP<sub>1</sub>-1902).

Figura 8.—Cristales autigénicos idiomorfos de cuarzo (Q) con abundantes inclusiones de carbonato (y aspecto idiomorfo). Estos cristales crecen sobre restos de *Epiphyton* (CP<sub>1</sub>-1903). Escala con divisiones de medio milímetro.





- Venas de calcita atraviesan los demás componentes de la roca.

#### Bafflestones

Este tipo de microfacies se encuentra localizado en los montículos laterales que afloran en la parte oeste de la cantera CP<sub>1</sub>. De las muestras seriadas que hemos obtenido en estas dos construcciones orgánicas, podemos observar cómo el porcentaje de sus componentes es muy diferente de los *boundstones* anteriormente descritos, ya que los arqueociatos, fundamentalmente de la Clase Irregulares, constituyen el 30-40 por 100; los restos de las algas calcáreas que se encuentran alrededor de los cálices forman el 40-50 por 100, y el 10-20 por 100 restante, lo constituyen la matriz deposicional y los cristales originados por los procesos neomórficos (lám. III, fig. 4).

A continuación detallamos los caracteres que presentan este tipo de microfacies:

#### — Componentes deposicionales inorgánicos:

- Matriz. De naturaleza micrítica y homogénea; en algunas áreas por efecto de la recristalización se transforman en microesparita.
- Terrígenos. Los granos de cuarzo detrítico se encuentran dispersos en la matriz deposicional. Son muy frecuentes, junto a las micas, en la matriz terrígena que rellena las superficies estilolíticas.

#### — Componentes deposicionales orgánicos:

Los cálices de los arqueociatos presentan una serie de características que nos definen claramente una textura de caliza arrecifal autóctona, y que denominamos *bafflestone*, siguiendo la clasificación de EMBRY & KLOVAN (1971). En este caso la relación que existe tanto en los propios cálices, como entre éstos y las algas calcáreas es muy estrecha, y en conjunto adquieren gran desarrollo.

Los arqueociatos que pertenecen a la Clase Irregulares, fundamentalmente, se encuentran en posición de vida, en muchos casos con formas ramificadas constituyendo colonias densas de cálices; son muy abundantes tanto los ejemplares en estado adulto como los juveniles (lámina III, figs. 4 y 5).

Alrededor de estos organismos se desarrollan

gran cantidad de formas algales de *Epiphyton*, con pequeños arbustos que crecen sobre la muralla externa de los cálices, o colgando de la interna dentro de la cavidad central (lám. III, figuras 5, 6).

También existen frecuentes formas de *Renalcis* y *Girvanella*, y algunos peloides algales (lámina III, fig. 5). Otros componentes bioclásticos son los restos de trilobites e hyolífidos, poco frecuentes y que se encuentran dispersos y fragmentados.

La actividad del conjunto de estos organismos ha originado por el efecto pantalla («baffling») la sedimentación de las partículas carbonatadas tamaño micrita, y a su vez estos quedan atrapados en el sedimento; de este modo se preserva la bioconstrucción, con sus organismos constructores, y el sistema de cavidades deposicionales y orgánicas.

#### — Aspectos diagenéticos:

- Cementación. En general las cavidades se encuentran rellenas de sedimento interno y/o de cementos. Estos cementos se presentan, fundamentalmente, en cristales de calcita en prismas que hemos denominado cemento prismático, que a su vez tapiza las paredes de los poros. Un segundo tipo con cristales de calcita en mosaico, rellena el último episodio de la cavidad. En general las cámaras orgánicas de los arqueociatos, tanto cavidad central, como intervalo, se encuentran cementadas por estos dos tipos de generaciones, con un claro aumento del tamaño de los cristales hacia el interior de la cavidad (lám. III, fig. 4).
- Recristalización. Aparecen grandes cristales de pseudoesparita afectando a zonas de la matriz, con un neto aumento del tamaño de los cristales en este proceso neomórfico.
- Reemplazamiento. El proceso de dolomitización aparece bastante extendido en estas microfacies, pero sólo afecta a determinadas áreas y ocupando zonas reducidas. La dolomita se presenta en dos tipos diferentes, tanto por las características de los cristales como por su ubicación. El primer tipo lo constituyen pequeños rombos de dolomita, de 5 a 10 micras, con un aspecto sacaroideo, óxidos de hierro en los bordes de los cris-

tales. Estos rombos de dolomita, actualmente dedolomitizados, son el resultado de un reemplazamiento no selectivo. Actúan como un frente de dolomitización, afectando tanto a la matriz como a los otros componentes de la roca (lám. III, fig. 6). Estos parches irregulares de dolomita rica en hierro se han desarrollado reemplazando un material preexistente, en general a la matriz micrítica. Posiblemente el contenido en hierro y otros materiales insolubles esté relacionado con la nuclearización y el crecimiento de los rombos de dolomita concentrándose en sus bordes externos. También es posible que durante el proceso de dedolomitización los óxidos de hierro hayan sido expulsados de la red de la calcita neomórfica.

El segundo tipo de dolomita que hemos diferenciado lo constituyen grandes cristales, de hasta 60 micras de tamaño, con una coloración parda, lo que nos indica su alto contenido en hierro. Estos grandes rombos crecen tapizando cavidades (lám. II, fig. 7); en este caso se trata de cavidades diagenéticas producidas por disolución (porosidad secundaria) en las que se desarrollan y crecen los rombos de dolomita. Actualmente estos rombos se presentan dedolomitizados, son de calcita y conservan el hierro de la primitiva dolomita ferrosa en su red cristalina. Algunos rombos se presentan zonados y los bordes no están dedolomitizados. Este tipo de dolomita actúa como un cemento que rellena poros secundarios que puede estar o no relacionado con el primer tipo descrito, dolomita sacaroidea (lám. III, figs. 6 y 7). Correspondería con la primera fase de cementación de estas cavidades diagenéticas, en cuyo interior encontramos otros tipos de cementos posteriores que rellenan el resto de esta porosidad secundaria, ya sean mosaicos de cristales equigranulares de calcita (lám. III, fig. 7), o grandes cristales calcíticos.

- Autigénesis. Existen dos tipos de cristales de cuarzo autigénico; el primero de ellos se encuentra relacionado con restos algales, *Epiphyton* (lám. III, fig. 8), son pequeños cristales idiomorfos, con abundantes inclusiones de carbonato. El segundo tipo es algo excepcional, ya que se trata de cristales de

cuarzo idiomorfos, con inclusiones de carbonato en su interior y que actúan como una fase tardía de cementos (lám. III, fig. 7) junto a los cristales de calcita en mosaico que rellenan el interior de algunas cavidades diagenéticas.

#### — Estructuras asociadas:

- Relleno geopetal. Este tipo de sedimento geopetal se encuentra en el interior de las cavidades deposicionales, tanto de crecimiento, como en las orgánicas, siendo muy frecuente en las cavidades centrales de los arqueociatos (lám. III, fig. 4).
- Estilolitos. En general se trata de microestilolitos en posición inter, intra o circumpartícula. Estas superficies estilolíticas están rellenas por la matriz terrígena, caracterizada por un alto contenido en materiales insolubles.
- Venas de calcita. Son abundantes, atraviesan los demás componentes, y desplazan las partículas o las distorsionan.

#### Wackestones-Packstones peloidales

Este tipo de textura deposicional lo presentan algunas muestras de las calizas algales, fundamentalmente en la cantera CP<sub>1</sub>.

Su naturaleza algal está marcada por la gran cantidad de peloides algales que caracterizan esta microfacies.

#### — Componentes deposicionales inorgánicos:

- Matriz. Micrítica o microesparítica en algunas zonas por efecto de una recristalización.
- Terrígenos. Los granos de cuarzo y micas se encuentran dispersos en la matriz deposicional; pero son muy abundantes, junto a los óxidos, en la matriz terrígena que marca las superficies estilolíticas (lám. IV, fig. 1).

#### — Componentes deposicionales orgánicos:

Los restos algales que caracterizan esta facies se presentan como peloides algales de muy diversos tamaños, desde 5 micras hasta alcanzar las 100 micras (lám. IV, figs. 1 y 2). En algunos casos están asociados a restos de algas identificables, *Renalcis* (lám. IV, fig. 2).

Estos peloides algales están constituidos por micrita-microesparita con un aspecto grumelar, y una morfología muy variada. Algunos de ellos están dolomitizados (lám. IV, fig. 1).

Asociados a los peloides se encuentran esporádicamente restos bioclásticos, tales como trilobites, hyolítidos, excepcionalmente arqueogasterópodos (lám. IV, fig. 1) y fragmentos de braquiópodos (lám. IV, fig. 3).

— Aspectos diagenéticos:

- Cementación. En general las cavidades deposicionales están ocupadas por cementos de los tipos prismático y mosaico calcítico, siendo este último el más frecuente.
- Recristalización. Este proceso neomórfico afecta principalmente a la matriz; los cristales de pseudoesparita son de gran tamaño, hasta 200 micras, y presentan las típicas líneas de exfoliación de la calcita (lám. IV, figura 2). Entre estos cristales permanecen sin recristalizar los peloides algales, rombos de dolomita y algunos relictos de matriz microesparítica, los cuales no están afectados por este neomorfismo.
- Reemplazamiento. La dolomitización es selectiva, ya que sólo se encuentra reemplazando a algunos peloides algales, pero no afecta a ningún otro componente orgánico

(lámina IV, figs. 1 y 2). Los rombos de dolomita de 10 a 20 micras de tamaño, se presentan en general dedolomitizados, y con bordes cristalinos enfatizados por gran cantidad de óxidos de hierro.

— Estructuras asociadas:

- Estilolitos. Los microestilolitos se encuentran en relación con las partículas en posiciones tanto inter, intra, como circungranular. A favor de las superficies estilolíticas aparece la matriz terrígena.
- Venas de calcita. Presentan una gran variabilidad en tamaño y disposición espacial. Su origen diagenético muy tardío se manifiesta por atravesar el total de los componentes de la roca.

*Packstones* bioclásticos con terrígenos

Este tipo de microfacies pertenece a las calizas bioclásticas que afloran en el techo de la cantera CP<sub>1</sub> y que pasan lateralmente a facies arcósicas, por lo que el porcentaje de granos terrígenos es muy elevado.

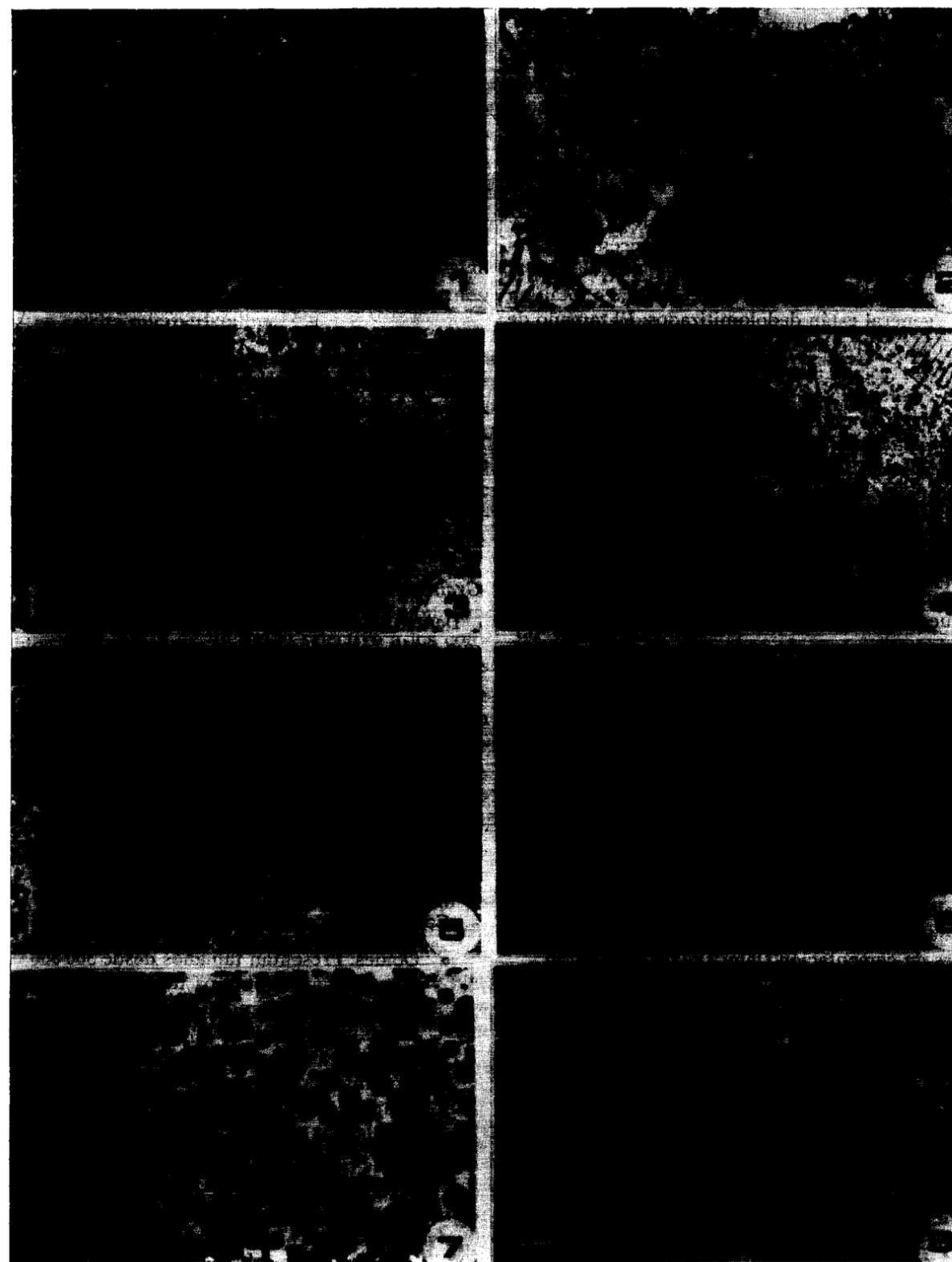
Está caracterizado por los componentes que detallamos a continuación.

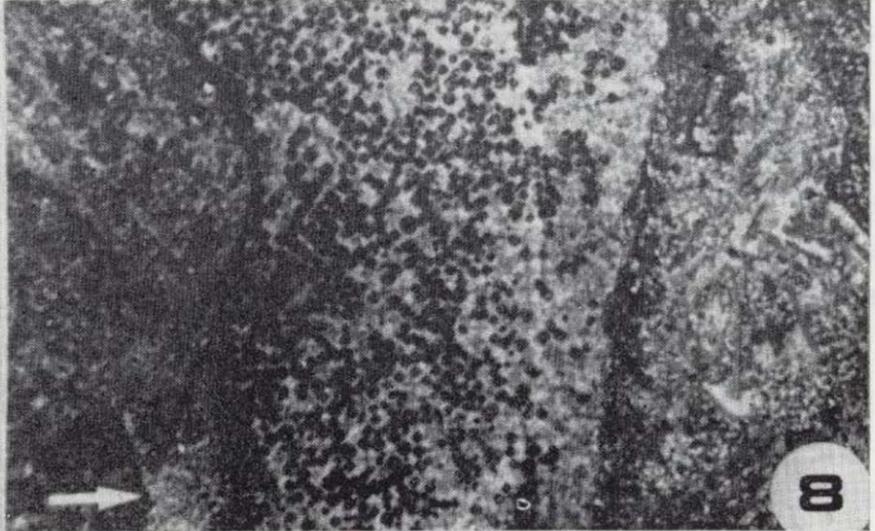
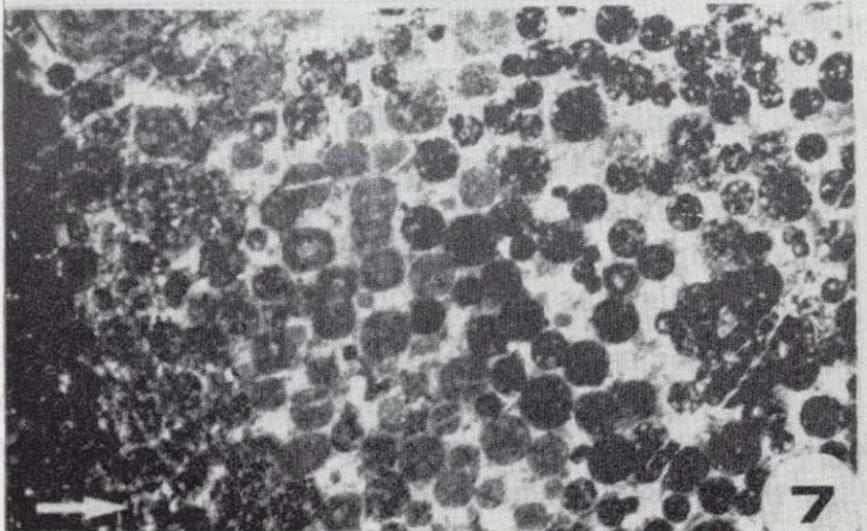
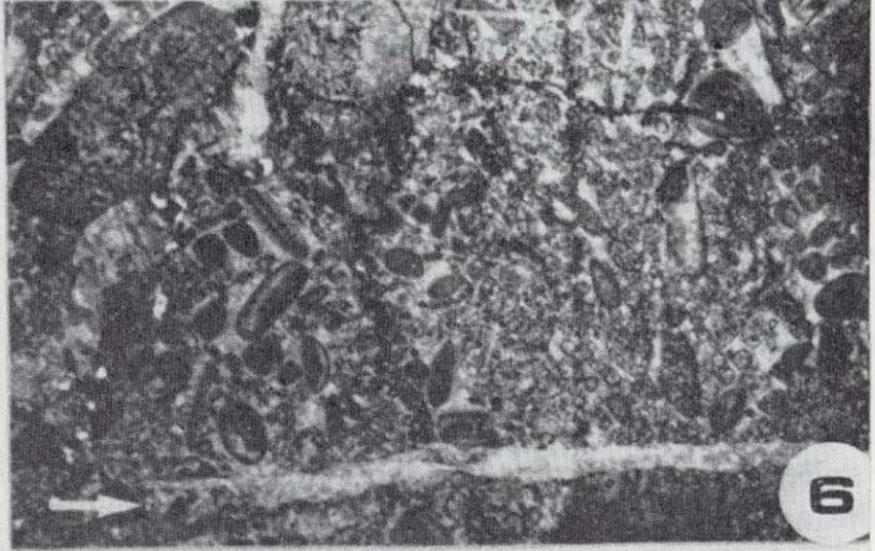
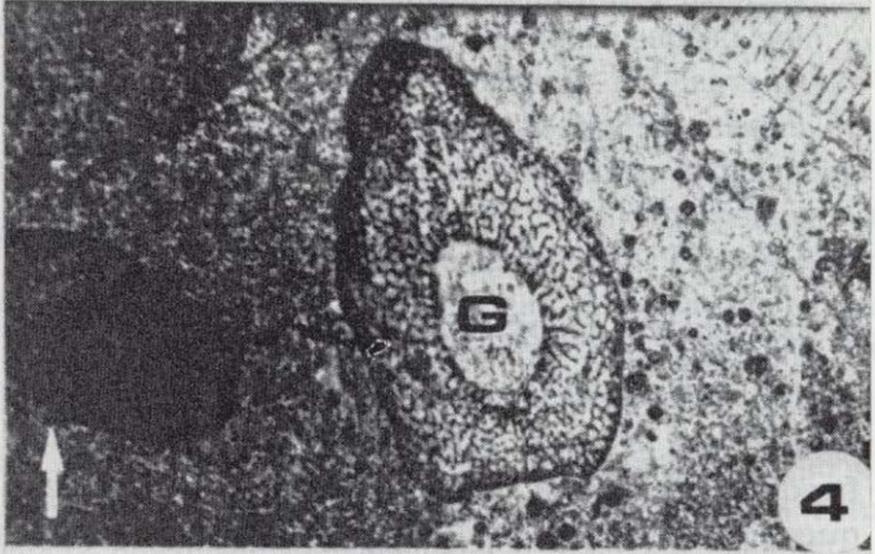
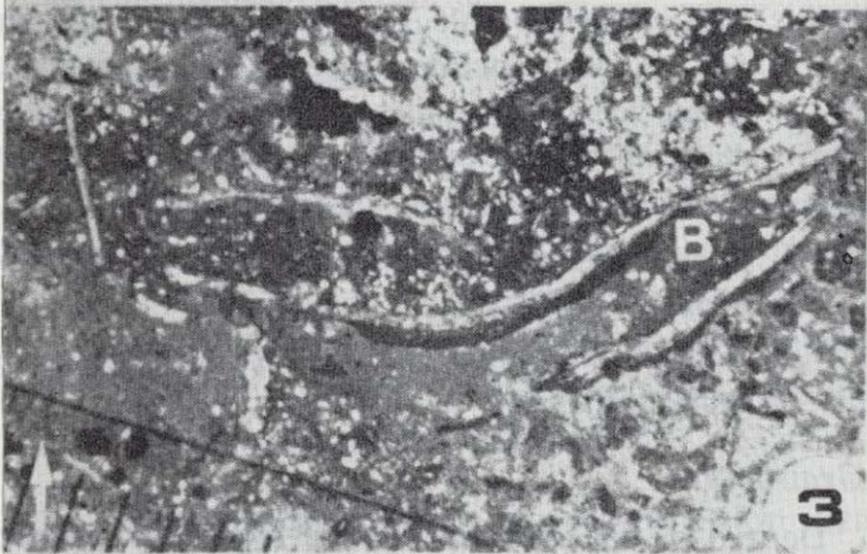
— Componentes deposicionales inorgánicos:

- Matriz. Micrítica-microesparítica presentán-

LAMINA IV

- Figura 1. *Wackestone-Packstone*. Los peloides algales presentan gran variedad morfológica y de tamaño, y algunos de ellos están dolomitizados (D). Hay restos de hyolítidos (H) y excepcionalmente un arqueogasterópodo (A) (CP<sub>1</sub>-1405).
- Figura 2.—*Wackestone-Packstone*. *Renalcis* (R) y peloides algales, dolomitizados (D) o no, dispersos en una matriz intensamente recristalizada, con cristales neomórficos de tamaño microesparítico, y grandes cristales calcíticos (RC) (CP<sub>1</sub>-1603).
- Figura 3.—*Wackestone*. Fragmentos de braquiópodos (B) dispersos en una matriz micrítica-microesparítica con abundantes granos de cuarzo detrítico y peloides algales (CP<sub>1</sub>-1608).
- Figura 4.—*Packstone*, matriz terrígena-carbonatada con abundantes secciones de trilobites, arqueociatos Irregulares y ooides. La cavidad central del arqueociato está ocupada por un relleno geopetal (G) (CP<sub>1</sub>-1404).
- Figura 5.—*Packstone*. Calcita fibrosa cementando la oquedad originada por «efecto paraguas» bajo las secciones de trilobites (T). Estas secciones están constituidas por microesparita en los bordes y en el interior calcita prismática (CP<sub>1</sub>-1800).
- Figura 6.—*Grainstone*, de ooides y oncolitos, algunos de ellos dolomitizados. También se encuentran fragmentos de cálices de arqueociatos Irregulares (CP<sub>1</sub>-2000).
- Figura 7.—*Grainstone*, los ooides presentan una estructura concéntrica-radial en algunos casos, y en otros están afectados por una intensa dolomitización selectiva. Cemento fibroso de calcita, Nícoles cruzados (CP<sub>1</sub>-1200).
- Figura 8.—*Grainstone-Packstone*. *Grainstone* formado por ooides, algunos de ellos dolomitizados. *Packstone* constituido por bioclastos, algunos ooides y abundante cuarzo terrígeno. El contacto entre ambas texturas está acentuado por los estilolitos (CP<sub>1</sub>-1404). Escala con divisiones de medio milímetro.





dose en porcentajes muy bajos en relación a los otros componentes inorgánicos.

- Terrígenos. Los granos de cuarzo y micas son muy abundantes. Constituyen la matriz deposicional, en este caso de naturaleza mixta terrígeno-carbonatada (lám. IV, figs. 4 y 5) en la que se encuentran dispersos el resto de los componentes.
- Ooides. Presentan una estructura fibrosa-radial, y algunas envueltas concéntricas externas. La dolomitización afecta únicamente a estas partículas de forma parcial o total; en general están dedolomitizados. El tamaño de los ooides varía en un intervalo de 30 a 100 micras. En algunas zonas los ooides se encuentran constituyendo *grainstones*. En general el paso de una microfacies a otra está acentuada por superficies estilolíticas (lámina IV, fig. 8).

— Componentes deposicionales orgánicos:

Los elementos características de esta microfacies son la gran abundancia de bioclastos, fundamentalmente trilobites, además de arqueociatos y fragmentos de braquiópodos. La microestructura de cada uno de estos bioclastos presenta una serie de peculiaridades que los diferencian, pero es común a todos ellos la ausencia de procesos de dolomitización.

Las secciones de trilobites tienen los bordes nítidos de microesparita, y el interior lo ocupan los cristales de calcita prismática (lám. IV, figura 5). Los elementos esqueléticos de los arqueociatos están formados por microesparita equigranular y las cavidades orgánicas están rellenas por la matriz deposicional o por cristales de calcita pertenecientes a posteriores fases de cementación (lám. IV, fig. 4).

Los bioclastos se encuentran dispersos en la matriz terrígeno-carbonatada, consistentes en general en fragmentos, lo que nos indica su carácter detrítico.

— Aspectos diagenéticos:

- Cementación. Los cristales de calcita prismática y en mosaico tapizan y rellenan las cavidades orgánicas de los bioclastos. En algunas secciones de trilobites se observa el «efecto paraguas» con la cementación de calcita prismática en poros primarios y pro-

tegidos por el propio bioclasto (lám. IV, figura 5). Además, en torno a algunos ooides y trilobites, aparece cemento fibroso.

- Reemplazamiento. Los procesos de dolomitización y dedolomitización afectan exclusivamente a los ooides, de un modo total o parcial. En este último caso los cristales ocupan la parte central del oide. Como en otros procesos de reemplazamiento descritos, los bordes de los cristales tienen gran cantidad de óxidos de hierro.

— Estructuras asociadas:

- Relleno geopetal. Las cavidades centrales de los arqueociatos presentan sedimentos geopetales, formados por matriz terrígeno-carbonatada y cemento calcítico en mosaico (lám. IV, fig. 4).
- Estilolitos. Son frecuentes los microestilolitos.
- Venas de calcita. Atraviesan los demás componentes.

*Grainstones*

Dentro de los *grainstones* distinguimos aquellos que están formados fundamentalmente por ooides (lámina IV, fig. 7) y que constituyen las calizas oolíticas que se sitúan en posición infrayacente a las calizas biogénicas, en la cantera CP<sub>1</sub>. El otro tipo está constituido por peloides algales y algunos ooides, afectados por una dolomitización selectiva intensa, que constituyen las calizas bioclásticas de la cantera CP<sub>2</sub> (lám. IV, fig. 6).

En conjunto presentan los caracteres que a continuación detallamos:

— Componentes deposicionales inorgánicos:

- Ooides. Presentan tamaños desde 300-800 micras de diámetro; unos tienen una estructura concéntrica y radial, mientras otros están dolomitizados (lám. IV, fig. 7), e incluso en algunos casos han sufrido una dedolomitización intensa. Son más abundantes los ooides simples, pero también hay, con frecuencia en algunas zonas, ooides compuestos.

Los ooides son los elementos fundamentales en el caso de los *grainstones* oolíticos, y aparecen de un modo esporádico en los *grainstones* peloidales.

- Terrígenos. Los granos de cuarzo se encuen-

tran dispersos, y únicamente son abundantes en el caso de los *grainstones* peloidales.

— Componentes deposicionales orgánicos:

Los peloides algales son el componente principal de los denominados *grainstones* peloidales. Estos peloides se presentan en microesparita o frecuentemente dolomitizados y dedolomitizados (lám. IV, fig. 6); están asociados a restos de trilobites, hyolithidos, y algunos cálices de arqueociatos; estos bioclastos no están afectados por la dolomitización, y se presentan en calcita microcristalina.

— Aspectos diagenéticos:

- Cementación. Se observan diferentes fases de cementación dependiendo de su morfología: fibrosa, cuya génesis es submarina y se forma en la diagénesis temprana, se sitúa alrededor de los componentes deposicionales; y prismática y en mosaico, que rellenan los huecos preexistentes.

- Reemplazamiento. El proceso de dolomitización afecta de un modo selectivo a los componentes, siendo los ooides y peloides los únicos reemplazados. Los cristales de dolomita, ricos en óxidos de hierro, sustituyen parcial o totalmente los citados componentes de estos *grainstones* (lám. IV, figs. 6 y 7). En algunos casos estos elementos dolomitizados han sufrido una dedolomitización, reemplazándose la dolomita por calcita, donde las inclusiones de hierro se expulsan de la red cristalina de la calcita y quedan en los bordes de los cristales. También se han observado procesos de dolomitización no selectivos, reemplazando tanto partículas como cementos calcíticos y asimilando los granos de cuarzo detrítico que se encontraban dispersos.

— Estructuras asociadas:

- Estilolitos. Son muy frecuentes tanto en posición inter, intra como circungranular.
- Venas de calcita. En general se trata de venas de reducido espesor, que atraviesan los demás componentes de la roca.

**Cerro de Las Ermitas:  
Microfacies y diagénesis**

Los diferentes tipos de microfacies identificadas en esta localidad se relacionan con las litofacies descritas anteriormente del siguiente modo:

— Calizas arrecifales:

*Boundstone*.

— Calizas perirrecifales y brechoides:

*Wackestone-Packstone*.

— Calizas micríticas y lutitas con nódulos calcáreos:

*Mudstone*.

*Boundstones*

Constituyen los materiales carbonatados de los edificios arrecifales, con un claro predominio de la flora algal sobre la fauna. Corresponden a la litofacies denominada calizas arrecifales. Estas calizas presentan una diagénesis intensa que dificulta considerablemente la identificación de los caracteres deposicionales en algunos casos.

Este tipo de *boundstone* presenta una serie de caracteres que a continuación pasamos a comentar detalladamente:

— Componentes deposicionales inorgánicos:

- Matriz. Micrítica y fundamentalmente microesparítica ya que el grado de recristalización es alto.
- Terrígenos. Los granos de cuarzo y mica se encuentran únicamente en el material lutítico insoluble de las superficies estilolíticas.

— Componentes deposicionales orgánicos:

Las algas son el elemento más abundante de estos *boundstone*. En los casos en que el estado de preservación es bueno, se observan las estructuras ramificadas características del género *Epiphyton* (lám. V, fig. 1). En general las estructuras algales se presentan difusas, como consecuencia de los procesos diagenéticos, que han afectado de forma intensa este material. También se encuentran filamentos de *Girvanella* alrededor de algunos cálices de arqueociatos (lám. V, fig. 2).

Los arqueociatos se encuentran dispersos en la matriz, con un claro predominio de los cálices de la Clase Irregulares, con ejemplares tan en estado adulto como juvenil, y con abun-

dantes estolones (lám. V, fig. 3). En general los cálices son de pequeño tamaño y presentan las estructuras esqueléticas en microesparita, mientras la cavidad central e intervalo están rellenos de forma parcial o total, o de sedimento interno, o de cemento esparítico (lám. V, figura 2) con diferentes fases de cementación.

— Aspectos diagenéticos:

- Cementación. Este proceso afecta fundamentalmente a las cavidades inter e intra-partículas, con la precipitación directa de calcita tanto en cristales prismáticos como en mosaico en aquellos espacios porosos entre las estructuras algales y las cavidades orgánicas de los arqueociatos.
- Recristalización. Este proceso neomórfico afecta intensamente tanto a la matriz como a los bioclastos (lám. V, fig. 3). Los cristales presentan una morfología muy característica: son prismáticos de 40 a 100 micras de tamaño, y crecen en posición generalmente perpendicular a superficies de naturaleza desconocida. Presentan líneas de exfoliación netas, el interior es oscuro y los bordes claros; la disposición de los cristales según la dirección de los ejes cristalinos configuran un mosaico.

Estos cristales se han interpretado como resultado de un proceso de recristalización, con una serie de características comunes a las descritas por FLÜGEL (1982, p. 85) en el caso de esparita neomórfica.

Como indicábamos anteriormente, se encuentran relleno cavidades orgánicas, lo que podría interpretarse como un cemento, pero la inclusión de impurezas de la matriz dentro de estos cristales y el conjunto de sus características, nos habla de un proceso neomórfico que parece más evidente cuando estos cristales están afectando a la matriz micrítica (lám. V, fig. 3) o alrededor de pequeños arqueociatos o estolones, con los bordes difusos y los cristales orientados preferentemente.

- Autigénesis. De un modo esporádico se encuentran cristales de cuarzo autigénico dispersos en la matriz, con inclusiones de carbonato en su interior.

— Estructuras asociadas:

- Estilolitos. Estas estructuras presentan una escala muy variada, desde tamaños milimétricos, con una disposición en red anastomosada irregular (lám. V, fig. 2) a escala micrométrica, como microestilolitos con picos de baja amplitud. Su relación con las partículas es tanto inter, intra como circungranular.

A favor de estas superficies de presión-disolución encontramos un material lutítico, compuesto fundamentalmente por detriticos finos, cuarzo y micas que constituyen el material insoluble concentrado en estas juntas estilolíticas.

LAMINA V

Figura 1. *Boundstone*. De arbustos ramificados de *Epiphyton* (CE-2401).

Figura 2.—*Boundstone*. Filamentos de *Girvanella* rodeando un arqueociato. Estructuras algales difusas e intensa estilolitización (CE-2405).

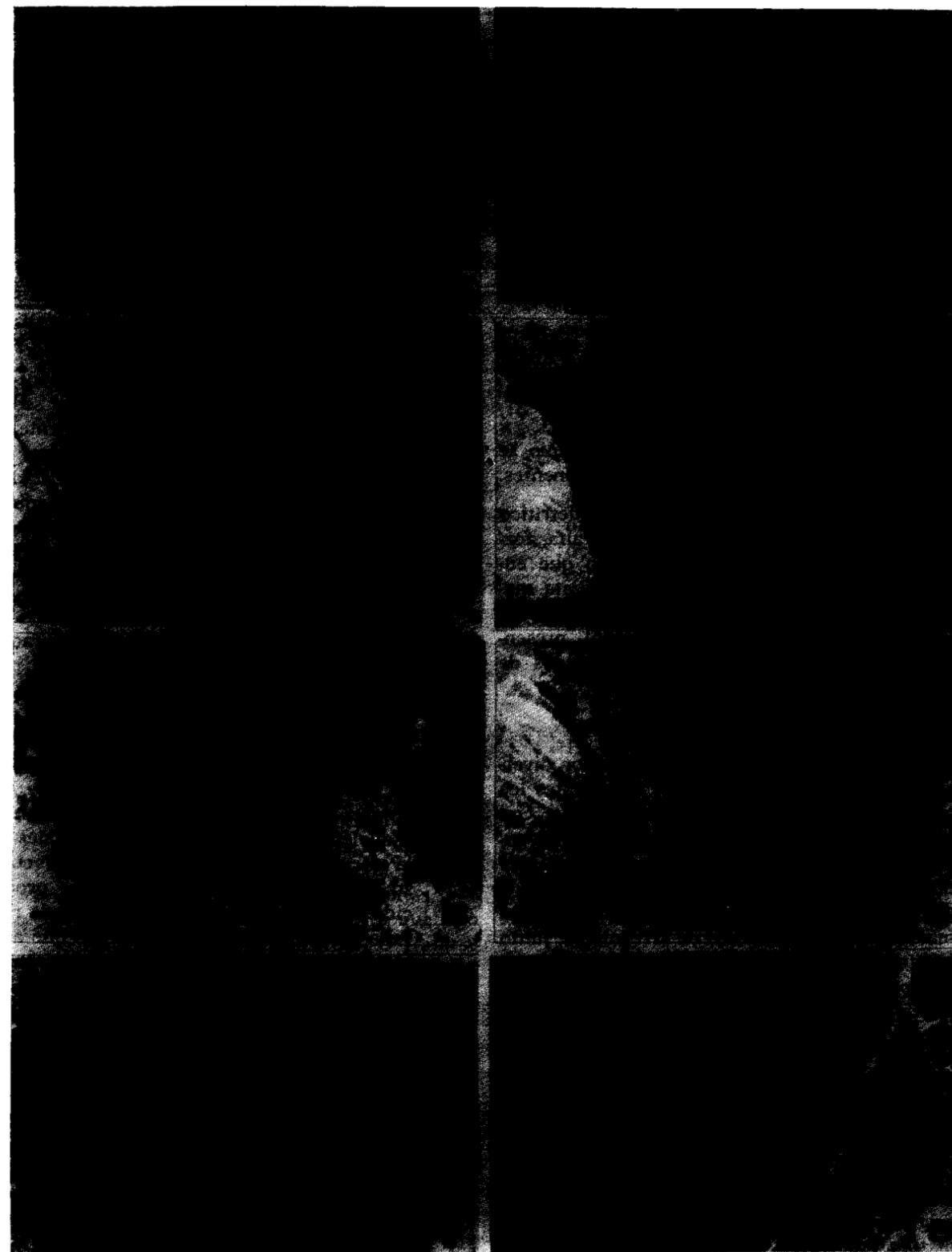
Figura 3.—*Boundstone*. Detalle de la matriz microesparítica con secciones de estolones de arqueociatos agrupados en la parte central. Obsérvense los grandes cristales prismáticos de calcita como resultado de procesos neomórficos (CE-2404).

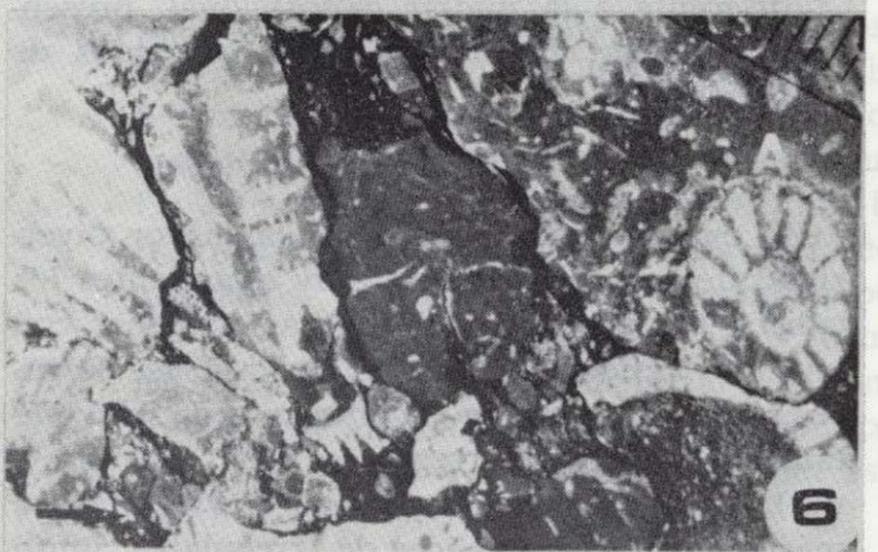
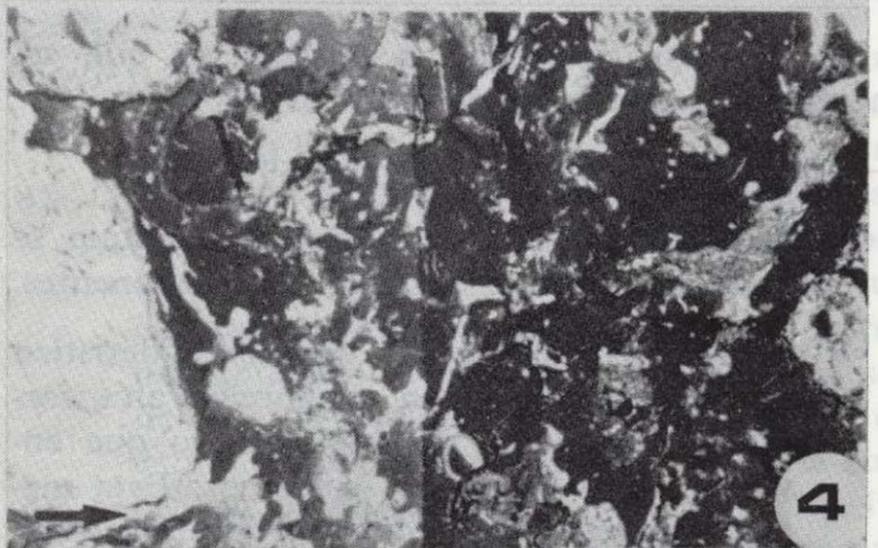
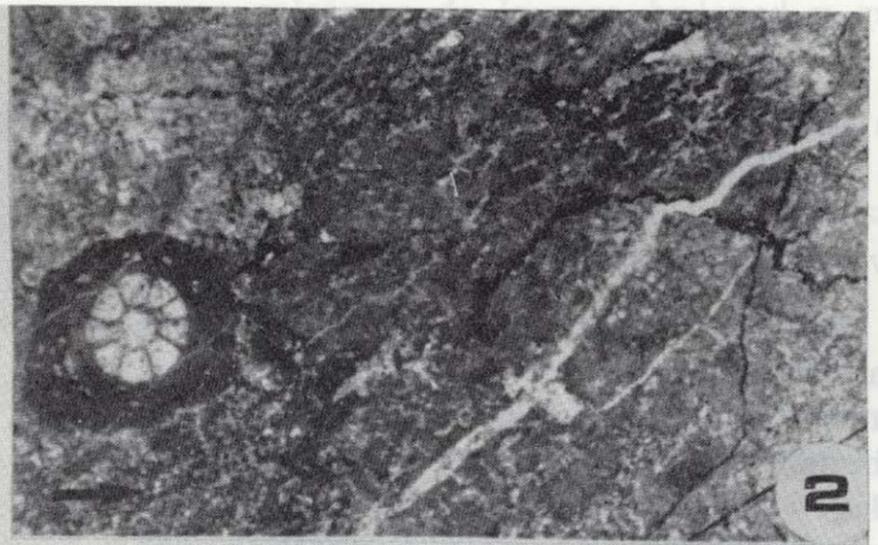
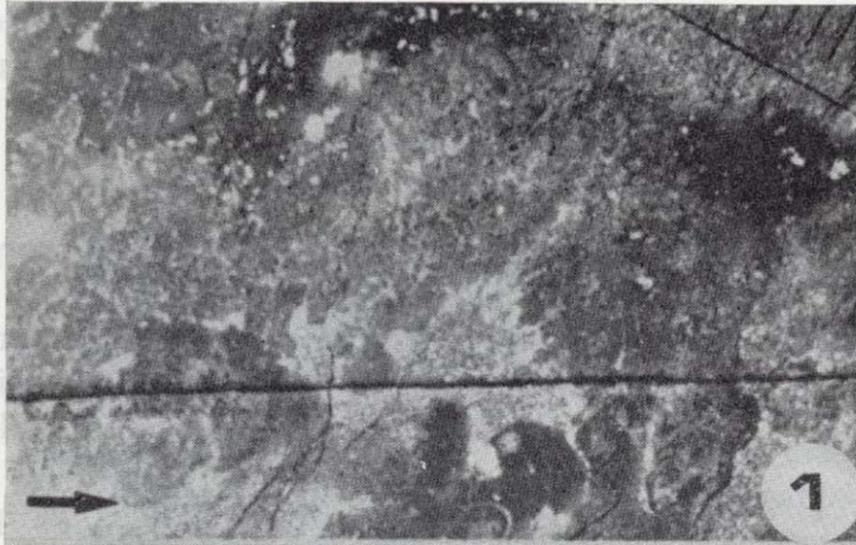
Figura 4.—*Packstone*. De bioclastos de diversos tamaños dispersos en la matriz micrítica; cálices de arqueociatos Regulares e Irregulares con abundantes estolones, y fragmentos de estructuras porosas. Las cavidades orgánicas están cementadas por calcita en mosaico y en algunos casos con relleno geopetal. Caliza perirrecifal (CE-2304).

Figuras 5 y 6.—*Packstone*. Fenómenos de truncamiento e interpenetración de los granos esqueléticos de los nodulos. Cálices silicificados, con cristales de cuarzo autigénico (A) formando parte de las estructuras esqueléticas de forma parcial o total. Caliza brechoide (CE-2603).

Figura 7.—*Mudstone-Wackestone*, micrita homogénea con gran cantidad de granos de cuarzo detrítico y óxido de hierro. Arqueociato fragmentado e intensamente silicificado. Caliza micrítica (CE-2500).

Figura 8.—*Wackestone*, con gran cantidad de espículas de esponjas, *Chancelloria* e hyolítidos dispersos en la matriz micrítica, con abundantes granos de cuarzo detrítico (CE-2501). Escala con divisiones de medio milímetro.





- Venas de calcita. Estas venas rellenas de calcita en mosaico tienen tamaños muy variables y atraviesan el resto de los componentes de la roca. Su génesis está relacionada con los procesos de diagénesis tardía.

#### Wackestones-Packstones

Este tipo de microfacies es característico de las calizas perirrecifales y brechoides; ambas facies presentan aspectos texturales comunes, tales como abundancia de bioclastos con tamaños muy variables y dispersos en una matriz micrítica; y la textura nodulosa de origen diagenético.

En conjunto presentan los caracteres que comentamos a continuación:

#### — Componentes deposicionales inorgánicos:

- Matriz. Micrítica homogénea en la que se encuentran dispersos los otros componentes.
- Terrígenos. Los granos de cuarzo detrítico se encuentran en una proporción alta, formando parte del material lutítico que envuelve a los «nódulos» calcáreos. Esta matriz terrígena, de color y composición muy diferente a la matriz deposicional, presenta además abundantes micas y óxidos de hierro.

#### — Componentes deposicionales orgánicos:

En esta facies encontramos la mayor diversidad de organismos. Son muy abundantes los cálices de arqueociatos de gran tamaño, con un claro predominio de los de la Clase Regulares, aunque también encontramos de pequeña talla, y formas de Irregulares (lám. V, figs. 4 y 5). En las brechas próximas al arrecife son más frecuentes los cálices de Irregulares, junto a estolones y estructuras algales no identificables por estar recristalizadas, además de espículas de esponjas y rosetas de *Chancelloria* (lámina V, fig. 6).

En general los bioclastos no están muy fragmentados, lo que indica que el grado de transporte es bajo, ya que los organismos se desarrollan en este ambiente perirrecifal. Sin embargo los procesos de compactación y presión-disolución han afectado intensamente al sedimento, originando lo que hemos denominado como textura nodulosa. Así observamos cómo los bioclastos se encuentran rotos, truncados, y en

algunos casos se produce una interpenetración de granos alyacentes (lám. V, figs. 5 y 6), además de la presencia de microestilolitos circungranulares.

#### — Aspectos diagenéticos:

- Cementación. En general las cavidades orgánicas de los arqueociatos se encuentran rellenas de sedimento interno y/o de cemento de calcita prismática y en mosaico, originando en algunos casos rellenos geopetales. El cemento calcítico contrasta con las estructuras esqueléticas de los cálices, ya que los cristales del cemento son de mayor tamaño y más claros.
- Recristalización. Por efecto de este proceso algunas zonas de la matriz micrítica se encuentran en microesparita, generalmente relacionadas con estructuras algales, que no podemos identificar por estar recristalizadas. Las estructuras esqueléticas de los arqueociatos se presentan generalmente en microesparita equigranular, y en algunos casos, de un modo total o parcial, han sufrido una silicificación.
- Autigénesis. Como caso aislado en esta facies se observa que algunos arqueociatos presentan las murallas y septos total o parcialmente silicificados. Esta silicificación se traduce en cristales idiomorfos de cuarzo que se encuentran generalmente formando parte de los cálices pertenecientes a la Clase Regulares. Estos cálices tienen sus estructuras esqueléticas muy porosas y los cristales de la microesparita están sustituidos por cuarzo; esta sustitución parece haberse producido centrípetamente ya que afecta a la muralla externa en mayor proporción que a la interna, e incluso los septos se encuentran silicificados en las zonas más próximas a la muralla externa.

En el caso de los arqueociatos de la Clase Irregulares, presentan estructuras esqueléticas más masivas, y en general los cristales de cuarzo no sustituyen totalmente los elementos esqueléticos, y por ello coexiste la microesparita que forma la muralla, con los cristales idiomorfos de cuarzo. Este fenómeno de silicificación ha sido interpretado por otros autores (MINGARRO & LÓPEZ AZCONA, 1969 y 1973) como un «proceso sin-

genético, con la formación de cristales de cuarzo por una precipitación lenta de la sílice bajo unas condiciones hidroquímicas y fisicoquímicas muy especiales». Estos cristales de cuarzo presentan una serie de características que hemos interpretado como propias de un mineral autigénico, tales como: la forma euédral del cristal, abundantes inclusiones de carbonato dentro del cristal de cuarzo que hacen que sea fácilmente diferenciables de los granos de cuarzo detrítico. Además el tamaño de los cristales de cuarzo autigénico son considerablemente mayores que los de calcita microcristalina a la que han sustituido, formando parte de los elementos esqueléticos de los cálices.

La presencia de cristales de cuarzo en la matriz deposicional, podría interpretarse como granos detríticos, ya que se trata de cuarzoes limpios, de tamaño variado y asociado a micas; pero en otros casos la mayoría de los cristales se presentan en grupos o alineados, y no dispersos como es propio de los terrígenos; en estos casos los cristales presentan inclusiones de carbonato, bordes corroídos y en algunos, forma euédral; su disposición en grupos, y una posible relación con estructuras algales, parece indicar que se trata de zonas donde se favorece la nucleación y el crecimiento de los cristales, y por tanto se trataría de cuarzo autigénico.

El origen de la sílice implicada en estos reemplazamientos, no es fácil de determinar, podría estar relacionado con la naturaleza silíceas de espículas de esponjas, por otra parte totalmente disueltas, ya que sólo se observan espículas calcáreas. O tratarse de un proceso de silicificación cuyas condiciones favorables se dan durante la diagénesis, en un ambiente de mezcla de aguas continentales y marinas (KNAUTH, 1979).

#### — Estructuras asociadas:

- Estilolitos. Estos son muy frecuentes, con una disposición tanto intra, inter y circungranular. A favor de estas superficies de presión-disolución se concentra el material insoluble diferenciándose claramente de la matriz deposicional por su alto porcentaje en óxidos de hierro, cuarzo y micas. Esta

matriz terrígena rodea y envuelve a las zonas calcáreas de la roca huésped y que hemos denominado como nódulos.

La estructura nodulosa característica de estas facies perirrecifales y brechoides, es posible denominarla como «estilonodulosa» si aplicamos la nomenclatura de LOGAN & SEMENIUK (1976).

El origen de esta «textura nodulosa» es fundamentalmente diagenético, tal y como ha sido interpretada por otros autores en materiales cámbricos carbonatados de Cerdeña (GANDIN, 1979).

Así, durante la diagénesis tendríamos una superposición de dos procesos: uno tendría lugar en la diagénesis temprana con la compactación diferencial y reorganización del sedimento (KENNEDY & GARRISON, 1975), por la que se originan los nódulos. Durante un estadio diagenético más avanzado sufren una intensa modificación por los procesos de presión-disolución, con la formación de estilolitos en el material litificado y la concentración de material residual que envuelve a los nódulos con una disposición anastomosada. Esta secuencia de procesos la aceptamos para el caso de la facies de caliza perirrecifal, ya que en la brechoide, la formación de los «nódulos» sería deposicional. En este último caso se trata de brechas intraformacionales con fragmentos calcáreos angulosos, que son también afectados por los procesos diagenéticos posteriores; como los fenómenos de truncamiento e interpenetración que afectan a los granos esqueléticos (lám. V, figs. 5 y 6) y que acentúan esta textura.

#### Mudstones - Wackestones

Este tipo de microfacies lo presentan las calizas micríticas y los fragmentos calcáreos que se encuentran rodeados de material lutítico.

Los caracteres que los identifican se describen a continuación detalladamente.

#### — Componentes deposicionales inorgánicos:

- Matriz. Micrítica homogénea en la que se encuentran dispersos los demás componentes.
- Terrígenos. Los granos de cuarzo detrítico

son muy abundantes en las calizas micríticas, se presentan dispersos en la matriz, con una gran diversidad de tamaños. También se encuentran pequeños cristales de mica.

— Componentes deposicionales orgánicos:

Para el caso de las lutitas con fragmentos calcáreos, dichos fragmentos están constituidos fundamentalmente por cálices de arqueociatos, con un predominio de las formas pertenecientes a la Clase Regulares, y una gran variedad de tamaños. Estos nódulos o fragmentos presentan un alto grado de retrabajamiento, siendo frecuentes los cálices rotos y truncados.

En las calizas micríticas encontramos una gran diversidad de bioclastos. Son muy frecuentes las espículas de esponjas, rosetas de *Chancelloria*, hyolítidos y algunos arqueociatos Regulares (lám. V, figs. 7 y 8). Los restos esqueléticos de espículas e hyolítidos se encuentran en calcita, mientras que los cálices de arqueociatos presentan una silicificación total o parcial de sus estructuras esqueléticas.

— Aspectos diagenéticos:

- Cementación. En general, las cavidades orgánicas están ocupadas por sedimento interno, y sólo de un modo esporádico encontramos cementos de calcita en mosaico y prismática.
- Autigénesis. Sólo se ha observado que afecte la silicificación a los cálices de arqueociatos que se encuentran en las calizas micríticas. En la lám. V, fig. 7, los cristales de cuarzo autígeno sustituyen los elementos esqueléticos del fragmento del cáliz.

— Estructuras asociadas:

- Estilolitos. Son de pequeño tamaño. La estilolitización es más intensa en el caso de las lutitas con fragmentos calcáreos.
- Venas de calcita. Son frecuentes en los dos tipos de facies, y están claramente relacionadas con los procesos de fracturación durante la diagénesis tardía.

SINTESIS PETROLOGICA  
Y SEDIMENTOLOGICA

Resumen e interpretación de los caracteres petrológicos y sedimentológicos de las canteras de Alconera

Del análisis de los diferentes tipos de facies y microfacies que encontramos en la Formación Alconera y de su distribución espacial podemos interpretar el ambiente deposicional, una vez que hemos reconocido los procesos diagenéticos que han afectado a estos materiales (MORENO-EIRIS, 1985), y expresar de un modo gráfico la historia geológica que ha transcurrido hasta nuestros días.

En Alconera el Miembro Sierra Gorda está caracterizado por carbonatos con algunas intercalaciones de terrígenos finos; estos sedimentos se depositaron en una plataforma somera, con carácter transgresivo en relación con los materiales infrayacentes de la Formación Torreárboles.

Los carbonatos presentan generalmente texturas algales, pero no en todos los casos son reconocibles, ya que los procesos diagenéticos, tales como neoformismo y reemplazamiento, han alterado considerablemente estos sedimentos.

En la parte inferior de este miembro se encuentran frecuentes estromatolitos, mientras que en la parte superior, donde se sitúa la cantera A<sub>1c</sub>, las calizas masivas presentan estructuras algales, con una textura reticulada característica (PRATT, 1982), que le da un aspecto moteado a la roca. En las capas suprayacentes a estas calizas masivas afloran tramos de calizas laminadas, laminación originada por mallas de algas. Estos tres tipos de carbonatos diferenciados, tienen todos ellos un mismo origen cryptalgal, cuya variación estructural y textural está influenciada por los factores medio-ambientales. Así, dentro de esta plataforma carbonatada somera en la zona intermareal se formaron las mallas de algas y estromatolitos, y en la zona submareal se originaron las estructuras cryptalgales reticuladas o thrombolitos (AITKEN, 1967) (fig. 1, 1). Estos thrombolitos están constituidos por las estructuras cryptalgales que se ramifican y anastomosan formando columnas de tamaño reducido y contorno irregular. Son estromatolitos no laminados.

La ausencia de laminación en su estructura interna no es debida a las alteraciones diagenéticas

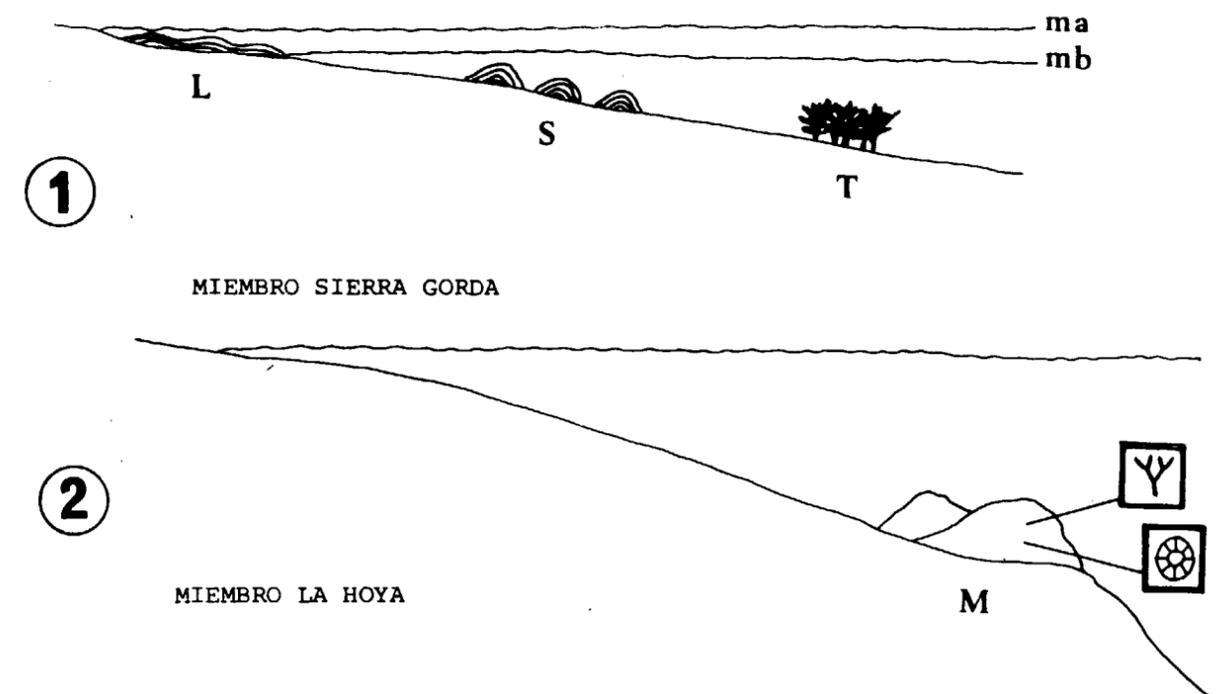


Figura 1.—Reconstrucción de la plataforma carbonatada durante la Formación Alconera.

- 1: Desarrollo de las facies algales en el Miembro Sierra Gorda. L - laminaciones cryptalgales. S - estromatolitos. T - thrombolitos.  
2: Desarrollo de los montículos arrecifales en el Miembro La Hoya. M - montículos arrecifales formados principalmente por algas calcáreas y arqueociatos como elementos accesorios.

como parece indicar HOWE (1966), sino a su origen, en un ambiente submareal somero (PRATT, 1982).

Los thrombolitos en algunos casos constituyen montículos, fundamentalmente en el Paleozoico Inferior (PRATT & JAMES, 1982), cuyas características podemos aplicar en nuestro caso, como son: 1) micrita, en su composición; 2) cementación submarina; 3) textura fenestral; 4) microestructura cryptalgal; 5) superficies sedimentarias rugosas, originada por la distribución irregular de las mallas de algas; 6) ausencia de bioturbación, incrustación y perforación.

Todos estos criterios parecen indicar que las calizas grises algales, formadas por *boundstones* cryptalgales con una textura reticulada típica de los thrombolitos que constituyen el tramo superior del Miembro Sierra Gorda, formarían pequeños montículos, con la presencia esporádica de metazoos esqueléticos asociados. En nuestro caso, dichos metazoos serían arqueociatos cuya diversidad taxonómica es muy reducida, sólo se han iden-

tificado ejemplares pertenecientes a los géneros *Coscinocyathus*, *Aldanocyathus* y *Taylorcyathus*.

Los procesos diagenéticos que han afectado a estos materiales podemos resumirlos en:

- a) Cementación. Se inicia sobre el mismo fondo marino; esta cementación tiene como consecuencia la litificación temprana tan importante y necesaria para la formación y preservación de la textura reticulada de los thrombolitos. Esta litificación consiste en el relleno de la porosidad fenestral por sedimento interno y/o por cristales de calcita fibrosa, cuyo estado de preservación no es bueno, debido a los procesos de diagénesis posteriores que han sufrido.

En fases de cementación más tardía es posible distinguir dos generaciones: la primera de calcita prismática, y una segunda de calcita en mosaico, cuyos cristales rellenan las ca-

vidades en las últimas fases de cementación, en un ambiente freático.

- b) Reemplazamiento. El proceso de dolomitización, en general, tiene un carácter selectivo, acentuando, según los casos, la textura reticulada o laminada original. También se observa en algunas zonas procesos de dedolomitización, donde los rombos de dolomita son sustituidos por grandes cristales de calcita.
- c) Autigénesis. Los cristales de cuarzo autigénico se encuentran asociados a la matriz microesparítica, y en algunos casos están relacionados con zonas dolomitizadas, conservando en el interior de los cristales idiomorfos la dolomita, que ha sido protegida por la sílice de una dedolomitización posterior.
- d) Neomorfismo. Término que incluye los procesos de recristalización que afectan tanto a la matriz como a los componentes, llegando en algunos casos a tratarse de un proceso de gran intensidad, lo que dificulta reconocer los caracteres deposicionales del sedimento.
- e) Estilolitización y fractura. Como consecuencia de los procesos de presión-disolución de una diagénesis tardía en un ambiente de enterramiento. Las fracturas que afectan a los demás componentes se rellenan de cristales translúcidos de calcita en mosaico, en etapas más tardías (telodiagénesis).
- f) Karstificación actual. Puesta de manifiesto por la morfología de las superficies expuestas a la meteorización.

Los procesos diagenéticos enunciados se han producido en diferentes ambientes que se sucedieron a lo largo del tiempo geológico sobre estos materiales carbonatados, y cuya sedimentación se produce en un ambiente marino somero, presentan una secuencia de estadios diagenéticos caracterizados por los tipos de cementos y las texturas reconocibles (LONGMAN, 1980).

Las calizas cryptalgales del Miembro Sierra Gorda, según los datos expuestos, presentan la siguiente historia diagenética:

- Ambiente submarino, durante el cual se produce el sedimento interno y la precipitación de los cementos fibrosos que origina su litificación.
- Ambiente freático meteórico, en el que se cementan las cavidades con cristales de calcita prismática en mosaico. El proceso de dolomitización, de carácter selectivo, parece haber tenido lugar en la zona freática de mezcla de aguas dulces y marinas (FOLK & LAND, 1975).
- Ambiente de enterramiento, donde los procesos de presión-disolución actúan intensamente, como es evidente por la estilolitización y fracturación que presenta la roca, además de los procesos neomórficos con zonas de recristalización intensa.
- Exposición sub-aérea por el actual afloramiento de estas rocas, en las cuales se produce una ligera karstificación.

La sedimentación de los carbonatos del Miembro La Hoya, tuvo lugar en una plataforma en la que se desarrollaron numerosos montículos arrecifales superpuestos. La composición de estos montículos originados por la acumulación de carbonato, fundamentalmente sedimento micrítico con bioclastos y en menor proporción *boundstones* orgánicos, caracterizan a los «reef mounds» descritos por JAMES (1978), o los denominados por WILSON (1975) como montículos carbonatados. Estos edificios se desarrollarían en ambiente de aguas tranquilas, situados en el talud de la plataforma (figura 1, 2), con una localización similar a los «fore-slope mud mounds» (WILSON, 1975).

Entre los componentes orgánicos de los montículos destacan en la matriz micrítica roja, las formas delicadas y ramificadas de las algas calcáreas, entre las que se identifican *Epiphyton* principalmente. Estas algas constituyen el elemento principal de la acreción biológica de estos montículos, junto a los cálices de arqueociatos, que en esta función tienen un papel secundario.

En resumen, podemos enunciar la serie de caracteres que identifican a estos montículos individualmente:

- Forma externa en domo.
- Capas adyacentes de calizas de grano fino con estratificación nodular.
- Sedimento primario fundamentalmente micrítico (*mudstone*).
- Reducido número de organismos constructores.

- Bioclastos sin fragmentar ni erosionar.
- Dominio de organismos epibentónicos.
- Ausencia de bioturbación y perforación.
- Bajo contenido en terrígenos.
- Cementación temprana submarina.
- Presencia de estromatactis.
- Textura interna reticulada o laminada, reflejo de las estructuras algales.
- Porosidad fenestral, desde pequeñas cavidades hasta el desarrollo de grandes estromatactis laminados.

Los procesos diagenéticos que han afectado a los sedimentos carbonatados del Miembro La Hoya, y en especial a los montículos arrecifales, pueden resumirse en:

- a) Cementación. Con diferentes generaciones de cementos, entre los que señalamos los cristales de calcita fibrosa, prismática y en mosaico, precipitados bajo condiciones diagenéticas distintas. Asimismo, existen cristales de cuarzo autigénico que se presentan como cemento formando la última fase de cementación de las cavidades.
- b) Karstificación. Originada durante los episodios de exposición sub-aérea que tuvieron lugar durante el Cámbrico Inferior. Los montículos inferiores en la serie presentan frecuentes estructuras laminadas que rellenan grietas o cavidades de disolución cuyo origen kárstico es evidente.
- c) Dolomitización. Que afecta principalmente a la matriz y que por efecto de la dedolomitización, actualmente se presentan los rombos de dolomita reemplazados por calcita. También se encuentran rombos de dolomita dedolomitizados actuando como cemento de cavidades.
- d) Silicificación. Cristales de tamaño reducido que reemplazan y crecen sobre cristales de calcita micrítica o esparítica. Durante su desarrollo quedan incluidos residuos de carbonatos en el interior del cristal idiomorfo de cuarzo.
- e) Neomorfismo. En el que se incluyen los procesos de recristalización que afectan a la matriz micrítica, transformándose en microesparita o pseudoesparita.

f) Estilolitización. Forma parte de los procesos de presión-disolución durante la diagénesis de enterramiento que originan un tipo de estructuras diagenéticas que hemos denominado estilolaminada y estilonodular.

g) Karstificación actual. A causa de la exposición sub-aérea de las calizas, los montículos se encuentran colapsados y los intersticios entre los bloques están rellenos de material no consolidado.

Los ambientes diagenéticos en los que han tenido lugar los procesos anteriormente citados, se suceden en diversas etapas a lo largo de la historia diagenética. El orden que hemos establecido para enumerar los diferentes ambientes no pretende ser totalmente cronológico, aunque puede tener un cierto carácter secuencial.

- Ambiente submarino con sedimentación de limo carbonatado y precipitación de cemento fibroso en las cavidades de crecimiento y orgánicas, originando la litificación temprana del sedimento.
- Ambiente freático meteórico, con el que se podría relacionar los cementos de calcita prismática y en mosaico en sucesivas etapas de cementación. También en este ambiente y debido a un mecanismo dinámico de mezcla de aguas marinas y meteóricas, se originarían los procesos de dolomitización y silicificación (FOLK & LAND, 1975; KNAUTH, 1979). Por último, se podrían también relacionar algunos procesos de neomorfismo.
- Ambiente vadoso meteórico, en el que hemos identificado principalmente los efectos de una karstificación intracámbrica, ya que existen dichos procesos en los montículos de la parte inferior de la sucesión.
- Ambiente de enterramiento profundo, en el que las condiciones de presión-disolución van a originar una serie de estructuras diagenéticas, antes citadas, y que afectan a la textura deposicional. Otro proceso que se produce en la mesodiagénesis sería la recristalización intensa.
- Ambiente vadoso actual con fenómenos de karstificación que se manifiesta fundamentalmente en los montículos arrecifales.

**Resumen e interpretación de los caracteres petrológicos y sedimentológicos de las canteras del Arroyo Pedroche**

Del análisis de los diferentes tipos de facies y microfacies que aparecen en las canteras del Arroyo Pedroche se deduce que estos depósitos corresponden a ambientes de plataforma somera, con episodios de sedimentación carbonatada y terrígena, y donde se desarrollan también términos híbridos, generalmente calizas con terrígenos. Los términos terrígenos puros llegan a constituir importantes niveles de arcosas.

La sucesión, en las canteras que hemos estudiado, se inicia con lutitas aleuríticas con ripples, entre las que se intercalan algunos lentejones de calizas oolíticas. La turbulencia en el medio sedimentario aumenta y se depositan los *grainstones* oolíticos, los cuales alcanzan una gran extensión lateral y constituyen barras oolíticas («shoals»). Las condiciones del medio cambian y se desarrollan las calizas algales, formadas fundamentalmente por *boundstones* de *Renalcis* y *Epiphyton* y *Wackestones-packstones* peloidales. Estas últimas facies corresponden a zonas restringidas donde

la energía hidrodinámica es menor, lo que hace posible el desarrollo de formas ramificadas de algas calcáreas. En algunos puntos encontramos *grainstones* oolíticos relacionados con *packstones*, los cuales constituirían pequeñas barras en la zona de transición (fig. 2, 1).

El aporte de los materiales siliciclásticos, que durante la sedimentación de los carbonatos ya había sido importante, aumenta considerablemente, lo que origina el depósito de arcosas calcáreas que alternan con capas calcáreas lenticulares o de menor potencia. Estas calizas intercaladas presentan una matriz terrígeno-carbonatada con frecuentes bioclastos y algunos ooides con una textura deposicional de *grainstone*, lo que nos indica un medio de elevada turbulencia.

El porcentaje de siliciclastos sigue aumentando hacia el techo de la serie, estando los últimos términos de la parte superior formados exclusivamente por arcosas.

La sedimentación de los carbonatos se produciría fundamentalmente por la actividad y acumulación biogénica de *Epiphyton*, *Renalcis* y *Girvanella*, y que constituirían lo que hemos denominado *boundstones*. En algunos casos la interacción de algas y arqueociatos llega a formar montículos con un relieve topográfico y una textura *bafflestone*, donde los cálices de los arqueociatos presentan una gran densidad numérica. Sus formas son ramificadas, lo que nos indica que tales organismos constituían una estructura rígida resistente al oleaje (fig. 2,2; fig. 3).

Dentro de la sucesión que aflora en el Arroyo Pedroche, también hemos identificado este tipo de textura en la base del nivel 8 (LIÑÁN et al., 1981), lo que nos indica que su formación no era un caso aislado, sino que se desarrollaban en una amplia zona.

Este tipo de textura, denominada *framework*, ha sido descrita en el Cámbrico Inferior únicamente en la Formación Poleta, Nevada (ROWLAND, 1984) y en la Formación Nebida, Cerdeña (BECHSTÄDT et al., 1985).

Los procesos diagenéticos que han afectado a los sedimentos carbonatados pueden resumirse en:

- a) Cementación. Con cristales fibrosos que rodean las partículas en los *grainstones* fundamente...

mentalmente, y cristales de calcita prismática y en mosaico que rellenan las cavidades en fases de cementación posterior.

- b) Dolomitización. Este proceso presenta en algunos casos un carácter selectivo, ya que afecta exclusivamente a ciertas partículas de forma total o parcial, como los ooides y peloides. No obstante, y en otros casos actúa como un frente de dolomitización en el que se reemplazan todos los componentes, asimilando los granos de cuarzo, que se encuentran dispersos. También se han observado cristales de dolomita que tapizan las paredes de cavidades diagenéticas, actuando por tanto como cemento.
- c) Silicificación. Los pequeños cristales idiomorfos de cuarzo sólo se encuentran relacionados con las estructuras algales esqueléticas en los *boundstones*. También se presenta el cuarzo como grandes cristales granulares que cementan algunas cavidades en la última fase de cementación.
- d) Neomorfismo. Por este proceso una gran proporción de la matriz micrítica ha recrystalizado a microesparita, así como a pseudosparita...

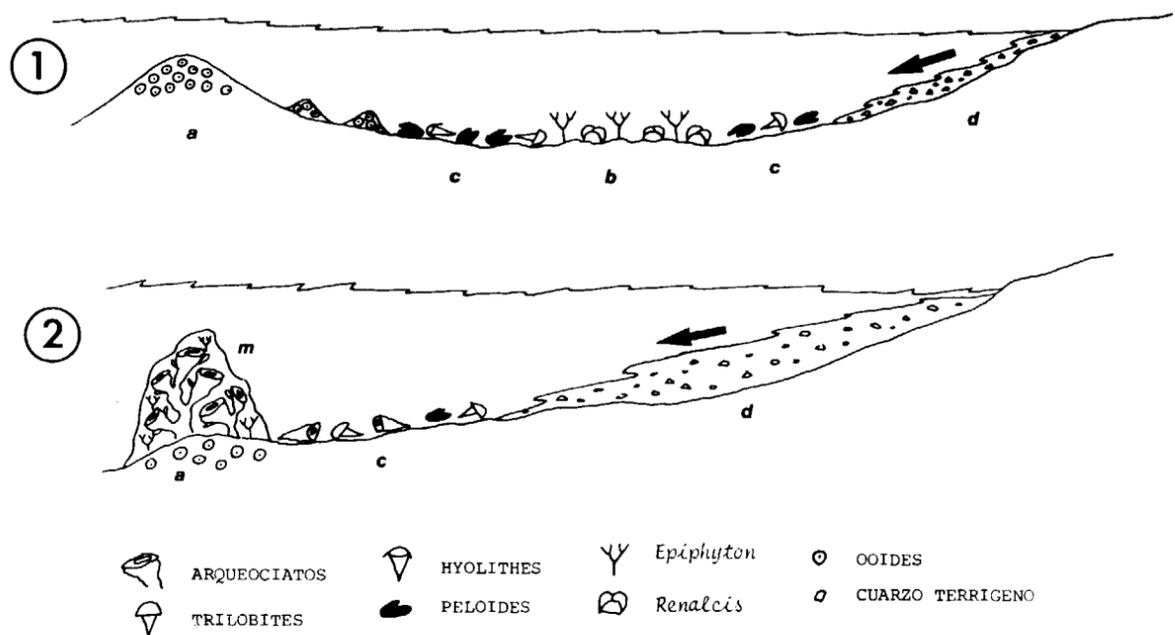


Figura 2.—Reconstrucción de la plataforma terrígeno-carbonatada en el Miembro I de la Formación Pedroche. 1: Desarrollo de barras oolíticas (a), algas calcáreas (b) y peloides algales y bioclastos (c) con aportes de terrígenos (d). 2: Desarrollo de pequeños montículos arrecifales (m) asentados sobre barras oolíticas (a) con bioclastos y peloides asociados (c) y gran aporte de terrígenos (d). Canteras del Arroyo Pedroche.



Figura 3.—Reconstrucción de los montículos arrecifales con textura *framework*, que se encuentran en el Miembro I de la Formación Pedroche en la serie del Arroyo Pedroche.

ta junto con algunos bioclastos formando grandes cristales en mosaico.

- e) Estilolitización. Este fenómeno bajo condiciones de presión-disolución sobre el material ha originado lo que en algunos casos se ha denominado textura nodulosa, ya que las superficies estilolíticas con abundantes materiales insolubles llegan a rodear porciones de carbonato.

Los procesos descritos se han producido en diferentes momentos de la diagénesis, estrechamente relacionados con los distintos ambientes en los que se han encontrado estos materiales a lo largo de su historia geológica y cuyas etapas resumimos a continuación:

- Ambiente submarino, en el que tiene lugar la diagénesis temprana, con cementación de la calcita fibrosa alrededor de las partículas de ooides y peloides que constituyen los *grainstones*, además de ocupar algunas cavidades de crecimiento de los *boundstones* junto al sedimento interno.
- Ambiente freático meteórico que se denota en todas las facies con precipitación de la calcita prismática en la porosidad primaria y la originada por la disolución de algunas partículas (porosidad móldica), como es el caso de algunas secciones de trilobites. La siguiente fase sería la cementación en mosaicos calcíticos con una morfología en drusa.

Los procesos de dolomitización y silicificación podrían haberse producido en la zona de interacción de las aguas meteóricas y marinas. En general, la dolomitización es selectiva para las facies de los *grainstones*, mientras que actúa con una textura de reemplazamiento irregular en los *boundstones*. La silicificación sólo se produce en casos muy concretos en los *boundstones*.

- Ambiente de enterramiento, bajo las condiciones de presión-disolución, tendría lugar una intensa estilolitización y fracturación (venas de calcita), y procesos de neomorfismo, en concreto la recristalización que afecta generalmente a la matriz y algunos bioclastos.

### Resumen e interpretación de los caracteres petrológicos y sedimentológicos del Cerro de Las Ermitas

La gran variedad de facies que llegan a caracterizar a un complejo arrecifal es posible identificarlas en los afloramientos del Cerro de Las Ermitas. Esta diversidad de facies puede estar relacionada con el medio deposicional, que al ser somero, cualquier pequeña oscilación del nivel del mar cambia considerablemente las condiciones ambientales. Asimismo, la influencia de los edificios orgánicos en los medios sedimentarios de su entorno es también notoria.

Sobre el paleorrelieve de las andesitas de la Formación San Jerónimo (Precámbrico) se implanta una plataforma carbonatada cámbrica, con la sedimentación de depósitos carbonatados fundamentalmente de origen orgánico y episodios de terrígenos intercalados. Estos materiales cámbricos se encuentran en clara discordancia cartográfica y erosiva sobre las andesitas (LIÑÁN, 1978), por tanto se trata de una inconformidad. En esta localidad no aflora la Formación Torreárboles de naturaleza terrígena con materiales arenosos-conglomeráticos y concordantes con los depósitos de la base de la Formación Pedroche, de la que aquí trataremos.

La sucesión se inicia con el depósito de materiales terrígenos finos, lutitas con niveles conglomeráticos intercalados. Los clastos de los conglomerados provienen del substrato andesítico parcialmente erosionado (andesitas), así como de otros tipos de litologías (lutitas y cuarcitas), posiblemente procedentes de la erosión de la Formación Torreárboles infrayacente.

En este trabajo no se aborda la interpretación sedimentológica de los materiales terrígenos, no obstante por la presencia de microfósiles en los niveles lutíticos de la base de la Formación Pedroche, podemos suponer que se depositaron en un medio marino.

Los materiales calcáreos aumentan su desarrollo hacia el techo de la sucesión, y en algunos entornos se observa claramente cómo la constitución de los montículos arrecifales origina un subambiente sedimentario «sui generis», con el desarrollo de facies perirrecifales y brechoideas, relacionadas íntimamente con los edificios.

Hacia el oeste del Cerro se formaron sedimentos con cierta proporción de terrígenos finos, repre-

sentados por lutitas que engloban fragmentos calcáreos, y con la presencia de abundante cuarzo terrígeno en la matriz micrítica de estos nódulos y en las calizas micríticas. La existencia de nódulos calcáreos con tamaños muy diversos de bordes angulosos y la gran cantidad de bioclastos incluidos en las lutitas, se interpreta como facies de talud, en cuyo fondo se depositan junto a los terrígenos finos, los fragmentos bioclásticos procedentes de la parte alta del talud. Estos fragmentos contienen fundamentalmente cálices de arqueociatos a veces de gran tamaño, incluidos en una matriz micrítica homogénea. Los cálices presentan las cavidades rellenas de sedimento interno o de cemento calcítico, y es muy común que estén fragmentados. Todo esto nos induce a pensar que cuando dichos clastos calcáreos se redepusieron en el fondo del talud, ya tenían un cierto grado de litificación. Por las características de los componentes bioclásticos es posible deducir su procedencia de las facies perirrecifales, donde los arqueociatos de gran tamaño son muy frecuentes.

En la sucesión encontramos calizas micríticas con abundantes restos fósiles (espículas, hyolítidos y algunos arqueociatos) interestratificados con lutitas con nódulos calcáreos. Estos dos tipos de litofacies se depositaron en el fondo del talud.

Considerando la distribución de las diferentes

facies que se suceden en el tiempo y en el espacio, hemos elaborado una reconstrucción (fig. 4), de la que se deduce que se han producido una serie de oscilaciones del nivel del mar con diferentes etapas de desarrollo arrecifal, que han determinado y caracterizado la evolución de la plataforma carbonatada. Por tanto en el área estudiada podemos detectar, al menos, tres episodios arrecifales sucesivos, con el desarrollo de cada una de sus facies adyacentes. Las líneas isócronas son difíciles de establecer, pero la ubicación de las facies del fondo del talud en posición infra y suprayacente al montículo arrecifal, nos indican oscilaciones del nivel del mar en episodios sucesivos. Los edificios coetáneos a estas facies de talud, que se deberían situar hacia el Este, no afloran actualmente.

Los procesos diagenéticos que han afectado a estos materiales presentan caracteres peculiares; algunos son procesos generalizados, mientras otros son exclusivos de un tipo de facies determinado.

- a) Cementación. Únicamente se han preservado los cementos de calcita prismática y en mosaico, que rellenan, principalmente, las cavidades orgánicas.
- b) Silicificación. Este proceso afecta exclusivamente a los cálices de los arqueociatos en las facies perirrecifal y brechoide. El cuarzo sus-

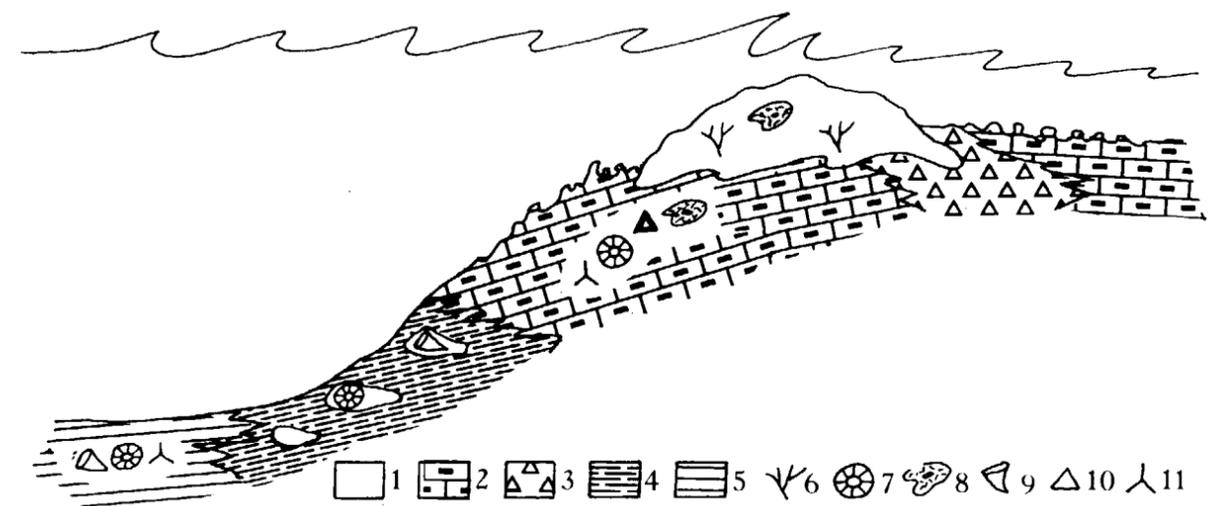


Figura 4.—Reconstrucción de la distribución de facies en el complejo arrecifal del Cerro de Las Ermitas. 1: Caliza arrecifal. 2: Caliza perirrecifal. 3: Caliza brechoide. 4: Lutitas con nódulos calcáreos. 5: Caliza micrítica. 6: Algas. 7: Arqueociatos Regulares. 8: Arqueociatos Irregulares. 9: Hyolítidos. 10: Chancellorias. 11: Espículas.

tituye de forma parcial o total las estructuras esqueléticas de los arqueociatos. De un modo esporádico se encuentran cristales idiomorfos agrupados en zonas de la matriz.

- c) Neomorfismo. Los procesos de recristalización afectan en general a todos los materiales, pero especialmente a las calizas arrecifales en donde son muy frecuentes los cristales de pseudoesparita prismática, que crecen en áreas de la matriz micrítica y también relacionados con las estructuras esqueléticas de los arqueociatos.
- d) Estilolitización. En conjunto, los procesos de presión-disolución originan una intensa estilolitización, que en algunos casos acentúa la textura nodulosa original del sedimento, como ocurre en la caliza brechoide, donde se puede observar fenómenos de truncamiento e interpenetración de los granos esqueléticos. También puede producirse una textura nodulosa diagenética, en la cual se combinen la compactación diferencial producida durante la diagénesis temprana y la formación de superficies estilolíticas marcadas por un importante residuo insoluble.

Los ambientes diagenéticos en los que se han desarrollado estos procesos son:

- Ambiente submarino, donde se produciría la litificación temprana de los sedimentos, si bien los cementos fibrosos no se han preservado.
- Ambiente freático meteórico, donde se podrían asociar los cementos de calcita prismática y en mosaico. Estos cementos generalmente ocupan las cavidades orgánicas de los arqueociatos y cavidades de crecimiento entre las estructuras algales.

El proceso de silicificación podría darse por un mecanismo de mezcla de aguas marinas y meteóricas. En este caso el proceso tiene un carácter muy selectivo ya que afecta fundamentalmente a las estructuras esqueléticas de los arqueociatos; y las condiciones favorables para la nucleación y crecimiento del cuarzo autigénico sobre estos organismos será el tema de un futuro estudio monográfico.

- Ambiente de enterramiento profundo, donde los materiales bajo condiciones de presión-

disolución se encontraron afectados por una intensa estilolitización y recristalización.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo constituye una parte de un elaborado estudio sobre los montículos arrecifales de algas y arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena, presentado como Tesis Doctoral por la autora en la Universidad Complutense de Madrid, bajo la dirección del Dr. A. Perejón, al cual agradezco su inestimable ayuda, así como la colaboración del Dr. J. Arribas por la lectura crítica del manuscrito. La elaboración del material fotográfico fue realizada por D. E. Martín y la mecanografía por D.<sup>a</sup> I. Corchón.

#### BIBLIOGRAFIA

- AITKEN, J. D. (1967): *Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of South-western Alberta*. J. Sed. Petrology, 37, 1163-1178.
- BATHURST, R. G. C. (1980): «Stromatactis»-origin related to submarine-cemented crust in Paleozoic mud mounds. Geology, 8, 131-134.
- BECHSTÄDT, T.; BONI, M. & SELG, M. (1985): *The Lower Cambrian of SW Sardinia: From a Clastic Tidal shelf to an Isolated Carbonate Platform*. Facies, 12, 113-140.
- DUNHAM, R. J. (1962): *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*. Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1, 108-121.
- EMBRY, A. F. & KLOVAN, J. E. (1971): *A Late Devonian reef tract on northeastern Banks island, N.W.T.* Bull. Can. Petrol. Geol., 19, 730-781.
- FLÜGEL, E. (1982): *Microfacies Analysis of Limestones*. Springer Verlag, 1-610.
- FOLK, R. L. (1965): *Some aspects of recrystallization in ancient limestones*. Soc. Econ. Paleont. Min. Sphec. Publ., 13, 14-48.
- FOLK, R. L. & LAND, L. L. (1975): *Mg/Ca ratio and salinity: Two controls over crystallization of dolomite*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 59 (1), 60-68.
- GANDIN, A. (1979): *Analisi sedimentologica preliminare della parte superiore della Formazione di Gonnesa e della parte inferiore della Formazione di Cabitza (Cambriano inferiore e medio della Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., 20, 395-404.
- HOWE, W. B. (1966): *Digitate algal stromatolite structures from the Cambrian and Ordovician of Missouri*. J. Paleont., 40, 64-77.

- JAMES, N. P. (1978): *Facies Models 10. Reefs*. Geoscience Canada, 5 (1), 16-26.
- KENNEDY, W. J. & GARRISON, R. E. (1975): *Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of Southern England*. Sedimentology, 22, 311-386.
- KNAUTH, L. P. (1979): *A model for the origin of chert in limestones*. Geology, 7, 274-277.
- LIÑAN, E. (1978): *Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba*. Tesis doct. Univ. Granada, 191, 1-212.
- LIÑAN, E.; MORENO-EIRIS, E.; PEREJÓN, A. & SCHMITT, M. (1981): *Fossils from the basal levels of the Pedroche Formation, Lower Cambrian (Sierra Morena, Córdoba, Spain)*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 79, 277-286.
- LOGAN, B. W. & SEMENIUK, V. (1976): *Dynamic metamorphism; processes and products in Devonian carbonate rocks, Canning Basin, Western Australia*. Geol. Soc. Australia Spec. Publ., 6, 1-138.
- LONGMAN, N. W. (1980): *Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 64, 461-487.
- MINGARRO, F. & LÓPEZ AZCONA, M. C. (1969): *Estudio petrográfico de las calizas biohermales de Arqueociátidos*. Estudios geol., 25 (1-2), 107-112.
- MINGARRO, F. & LÓPEZ AZCONA, M. C. (1973): *Estudio por microsonda electrónica de Arqueociátidos de las «Ermitas de Córdoba» y su evolución petrogenética*. Estudios geol., 29 (5), 457-465.
- MORENO-EIRIS, E. (1985): *Internal structures of Lower Cambrian Algae-Achaocyathid Reefs: Alconera Formation, Sierra Morena, Spain*. I. A. S. 6th Eur. Reg. Mtg. Lleida abstr., 615-617.
- MORENO-EIRIS, E. (en prensa): *Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena: Estratigrafía y Facies*. Bol. Geol y Min.
- PRATT, B. R. (1982b): *Stromatolitic framework of carbonate mud-mounds*. J. Sed. Petrology, 52 (4), 1203-1227.
- PRATT, B. R. & JAMES, N. P. (1982b): *Cryptalgal-metazoan bioherms of Early Ordovician age in the St. George Group, western Newfoundland*. Sedimentology, 29 (4), 543-569.
- ROWLAND, S. M. (1984): *Were there framework reefs in the Cambrian?* Geology, 12, 181-183.
- WILSON, J. L. (1975): *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer Verlag, 1-471.

Recibido: Enero 1987.

# La tectónica de cabalgamientos de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares)

Por M. ALVARO (\*)

## RESUMEN

La estructura de la Sierra Norte de Mallorca consiste en un cabalgamiento basal y varios cabalgamientos principales que definen cuatro unidades tectónicas. Las unidades inferiores más próximas al antepaís suelen presentar una estructura monoclinas o imbricada. Las unidades superiores tienen una estructura de dúplex.

La contracción orogénica estimada para el conjunto del sistema es del orden del 56 por 100. La vergencia general es hacia el antepaís (NO), y la dirección de transporte varía de S a N en las unidades superiores a ESE, a ONO en las inferiores. Los cabalgamientos progresaron desde las zonas internas hacia el antepaís siendo los cabalgamientos inferiores los más recientes.

La tectónica de cabalgamientos de la Sierra Norte, y la sedimentación sinorogénica inducida por ellos en la cuenca de antepaís, tuvieron lugar principalmente durante el Burdigaliense y el Langhiense Inferior y Medio. La velocidad de contracción orogénica fue del orden de 0,4 cm/año.

## ABSTRACT

«Thrust tectonics in the Northern Ranges of Majorca (Balearics Islands)». The Northern Ranges of Majorca are a thrust belt defined by a sole thrust and several floor thrusts forming four main thrust-sheets. Lower thrust-sheets, the nearest to the foreland, have an homocline or imbricate-like structure. Upper ones have a hinterland-dipping-duplex structure. The main geometric elements (ramps, flats, branch lines...) are described in several traverses.

Orogenic contraction in the whole thrust system is about 56%. Vergence is towards foreland (NW), and tectonic transport sense is from S to N in the upper thrust-sheets, and from ESE to ONO in the lower ones. Thrusting progressed from hinterland to foreland, being lower thrusts the younger ones.

Thrust tectonics in the Northern Ranges of Majorca, and the induced synorogenic sedimentation in the foreland basin (partially thrust-sheet top basins), occurred from Burdigalian to Lower-Middle Langhian times. Orogenic contraction rate was about 0,4 cm/year.

**Palabras clave:** Mallorca. Cabalgamiento. Unidad tectónica. Dúplex. Contracción orogénica. Sedimentación sinorogénica. Cuenca de antepaís. Burdigaliense. Langhiense.

**Key words:** Majorca. Thrust-fault. Thrust-sheet. Duplex. Orogenic contraction. Synorogenic sedimentation. Foreland basin. Burdigalian. Langhian.

## INTRODUCCION

La Sierra Norte de la isla de Mallorca tiene una estructura caracterizada por un estilo de «piel fina». Consiste en varias unidades tectónicas constituidas por materiales triásicos y jurásicos, principalmente, despegados a nivel del Triás y apilados mediante cabalgamientos vergentes hacia el NO. El antepaís está situado en esta dirección, actualmente bajo el Mar Mediterráneo, aunque

aflora parcialmente en los materiales autóctonos de la costa septentrional.

En el trabajo de ALVARO y DEL OLMO (1984) se han establecido los rasgos generales de la estructura de esta Sierra. En él se hace una descripción detallada de cada unidad tectónica, un esbozo de la estratigrafía regional y una relación de los antecedentes bibliográficos. Las descripciones locales están ampliamente detalladas en las Memorias de las Hojas geológicas 1:50.000 (MAGNA) del IGME.

(\*) C. G. S. San Roque, 3 y 5. Majadahonda (Madrid).

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos posteriormente al trabajo citado, así como una visión de conjunto de esta faja de cabalgamientos.

## GEOMETRIA

La geometría de conjunto del sistema de cabalgamientos de la Sierra Norte mallorquina está definida por un *cabalgamiento basal* que buza hacia la zona interna (Sur) 1° a 5° e individualiza la cobertera mesozoica de un zócalo paleozoico y su tegumento triásico, y varios *cabalgamientos principales* que enraizan en él y separan las diferentes *láminas o unidades tectónicas*. Los *cabalgamientos principales* pueden adoptar posición de *rampa*, con buzamientos de 30° a 50° hacia el Sur, o posición de *rellano*, subhorizontal. La estructura interna de cada unidad depende de la posición que ocupa en el sistema, y varía en función de que transversal se considere (figs. 1 y 2).

En el sector nororiental la Sierra está constituida por las unidades II, III y IV (ALVARO y DEL OLMO, 1984). Las unidades III y IV tienen una geometría en *abanico imbricado*, aunque con un mayor desarrollo de la estructura de plegamiento en la unidad IV. No existe unidad V, y es sustituida por una unidad tectónica (la de Alcudia) perteneciente al dominio de la Sierra de Levante. El nivel de erosión no permite reconstruir sus relaciones con la Sierra Norte (fig. 1).

En el sector central la unidad IV es un *duplex* (BOYER y ELLIOT, 1982) de *cabalgamientos vergentes hacia el antepaís*, definido por el *cabalgamiento basal* del sistema, el *cabalgamiento superior* de la unidad IV (cabalgamiento de Alaró) y las *rampas frontales de bloque inferior* de la unidad V sobre la IV y de ésta sobre la III. Las posiciones en rampa y en rellano del cabalgamiento superior quedan definidas en los afloramientos de Alaró y L'Ofre, respectivamente. El buzamiento de los cabalgamientos de las rampas es del orden de 40° a 50°. Lateralmente el *duplex* consiste en varios

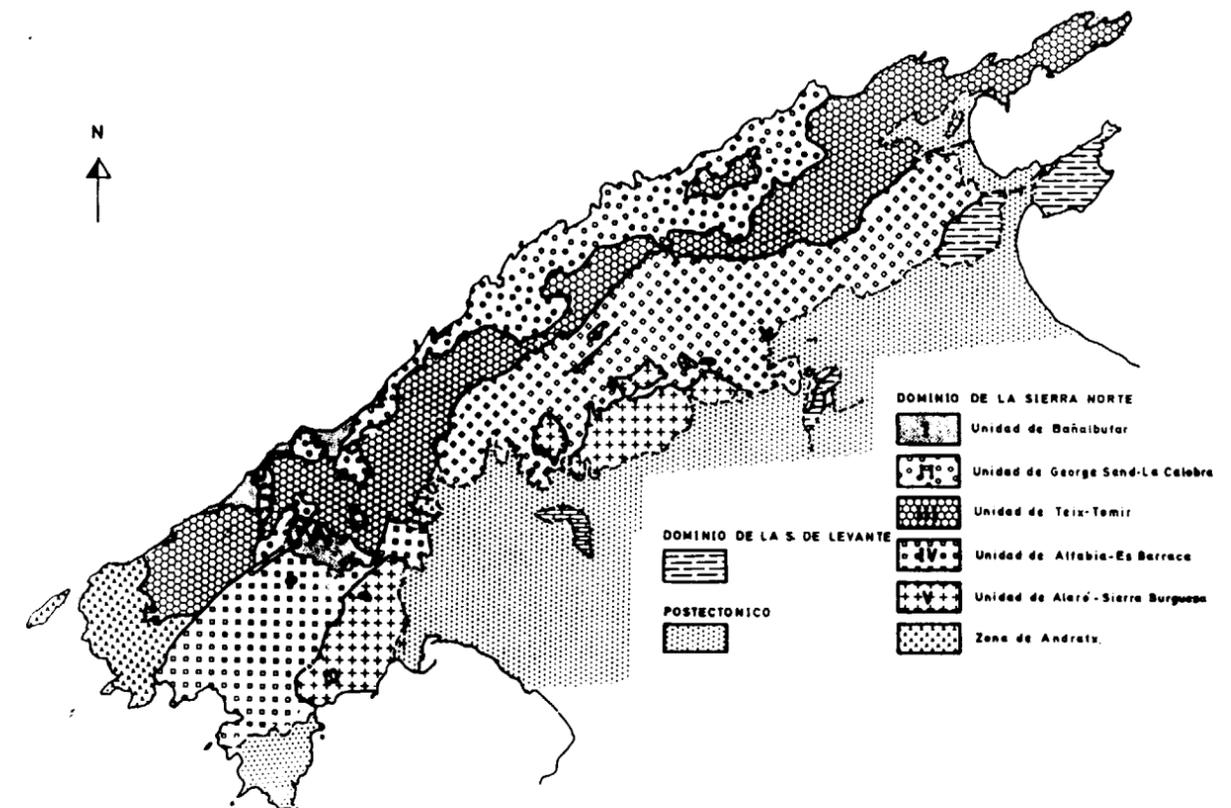


Figura 1.—Unidades tectónicas de la Sierra norte de Mallorca.

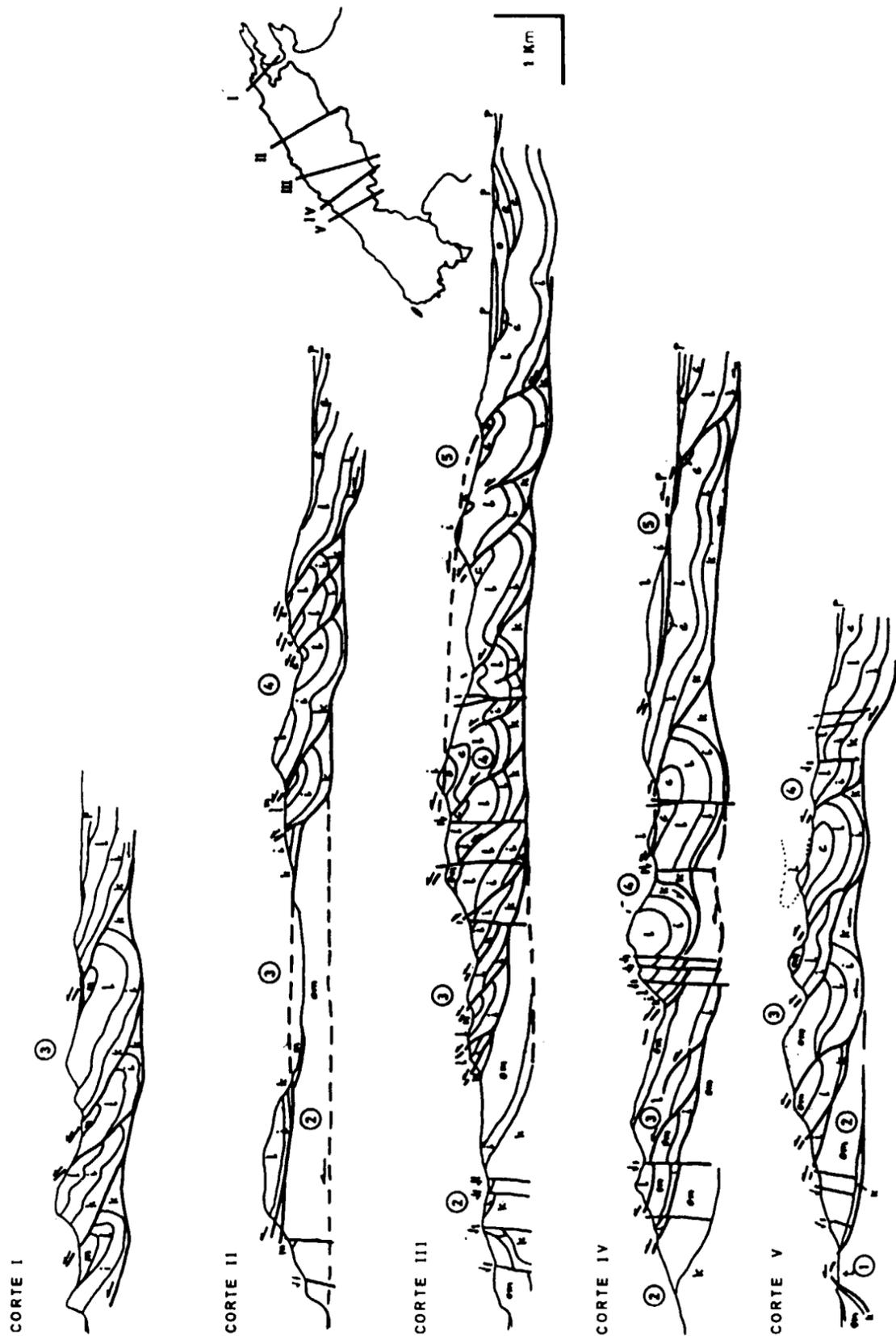


Figura 2.—Cortes estructurales del Dominio de la Sierra norte de Mallorca.  
 5. Unidad tectónica de Alaró - Sierra Burguesa  
 4. Unidad tectónica de Alfabia - Es Barraca  
 3. Unidad tectónica de Teix - Tomir.  
 2. Unidad tectónica de George Sand - La Calobra  
 1. Unidad tectónica de Banalbufar.

- p: Postectónico
- m: Mioceno Inferior
- om: Oligo-mioceno
- o: Oligoceno
- e: Eoceno
- c: Jurásico M-S y Cretácico
- l: Lías
- li: Trias Superior - Lías Inferior
- k: Keuper
- t: Muschelkalk

cabalgamientos vergentes hacia el antepaís (NO) que buzanan 30° a 45°, y pliegues que en profundidad evolucionan a *cabalgamientos ciegos*. La geometría de los pliegues de esta unidad está condicionada por la existencia de pliegues anteriores a la fase de cabalgamientos y por la propia evolución del sistema, que desarrolla cizallamiento simple subhorizontal entre los cabalgamientos basal y superior. En esta transversal la unidad III mantiene la geometría de *abanico imbricado*, con apilamiento de varias *escamas* bajo la rampa de bloque inferior de la unidad IV (región de Sóller). En esta localidad el afloramiento actual de la *rampa frontal del bloque inferior* de la unidad III sobre la II aparece en una posición próxima a la *línea de entronque* con el *cabalgamiento basal del sistema*.

En el sector oriental de la Sierra la estructura general es más compleja. La unidad II mantiene su disposición monoclinial con escasos cabalgamientos, desapareciendo hacia el SE a lo largo de la *línea de entronque* con el *cabalgamiento basal* en la alineación Estellencs-Cana Lluisa. La unidad III tiene una disposición en rellano en el sector de la ventana tectónica de Esporlas y Son Llabrés, para recuperar la disposición imbricada hacia el SO. El giro de estructuras en este sector sugiere la existencia de una *rampa lateral oblicua*. Asimismo, en el borde meridional de la ventana de Puigpuñet debe encontrarse la *línea de entronque del cabalgamiento inferior* de la unidad III, bajo la *rampa frontal del bloque inferior* sobre el autóctono (unidad I). En esta zona la proximidad de las *líneas de entronque* de los cabalgamientos inferiores de las unidades II y III, y la disposición en *rampa* del cabalgamiento inferior de la unidad IV han condicionado una *culminación* a favor de la que se ha formado la ventana de Puigpuñet. La unidad IV mantiene la geometría de *duplex*. La *rampa frontal de bloque inferior* de la unidad V sobre la IV corres-

ponde al monoclinial de la Sierra Burguesa; su buzamiento es del orden de 30° hacia el Sur. La posición de rellano de su *cabalgamiento superior* está evidenciada por el «*klippe*» de Bauzá.

Anteriormente la unidad III también ha sido considerada como un *duplex* (ALVARO y DEL OLMO, 1984), pero la magnitud del recubrimiento de esta unidad por la IV y su geometría interna no permiten mantener esta interpretación.

En el sector SO de la Sierra, al norte de Palma, la unidad IV está constituida sólo por materiales cretácicos y paleógenos, faltando la parte inferior de la serie estratigráfica. El *cabalgamiento inferior* se interpreta como un *contacto tectónico sustractivo* originado por la existencia de estructuras de plegamiento anteriores a la fase tectónica de cabalgamientos.

CONTRACCION OROGENICA

Para estimar la contracción orogénica experimentada por este segmento de la Cadena se ha calculado la longitud original de la serie estratigráfica afectada por la tectónica de cabalgamiento. Hay que destacar que no se ha discriminado el acortamiento atribuible a la fase de plegamiento paleógena y la que origina el sistema de cabalgamientos, aunque es razonable atribuir la mayor parte del acortamiento a esta última.

La longitud original de cada unidad tectónica se ha estimado a partir de su longitud actual, el acortamiento interno y la magnitud de los recubrimientos deducidos de las ventanas y *klippes*. En el cuadro I se presentan los valores obtenidos, calculados fundamentalmente en el sector central de la Sierra.

CUADRO I

|   | Unidad I<br>(autóctono) | Unidad II | Unidad III | Unidad IV | Unidad V |
|---|-------------------------|-----------|------------|-----------|----------|
| Acortamiento interno (%) ... ..                             | —                       | —         | 36-38      | 30        | —        |
| Recubrimiento por la unidad tectónica superior (Km.) ... .. | 7-8                     | 7-8       | 2          | 7-8       | —        |
| Longitud original (Km.) ... ..                              | 8                       | 8         | 10 (7-12)  | 10        | 9-10     |

Estos valores proporcionan una longitud original ( $l_0$ ) de 42 a 48 kilómetros. Considerando una longitud original media de 45 kilómetros, y una longitud final ( $l_1$ ) de 18 kilómetros se obtiene:  $(l_0 - l_1)/l_0 = 0,56$ . El acortamiento global de todo el sistema de cabalgamientos es pues del orden del 56 por 100.

Este valor se ha contrastado con el que se obtiene calculando el acortamiento en el *duplex* de la unidad IV mediante el método de HOSSACK (1979) (figura 3).

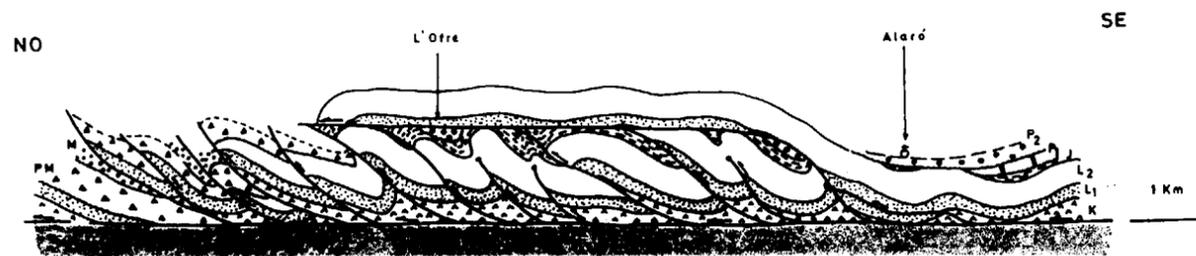


Figura 3.—Corte estructural del duplex de la Unidad de Alfabia-Es Barraca en el sector central de la Sierra Norte. (K: Keuper; L<sub>1</sub>: Triásico Superior-Lías Inferior; L<sub>2</sub>: Lías; J: Dogger, Malm y Cretácico Inferior; P<sub>1</sub>: Eoceno; P<sub>2</sub>: Oligoceno-Aquitaniense? continental; PM: Brechas oligo-aquitanienses; M: Mioceno Inferior.

Siendo la deformación plana el área de la sección se mantiene constante antes y después de la deformación:  $l_0 \times h_0 = l_1 \times h_1$  ( $l_0$  y  $l_1$ , longitudes antes y después de la deformación;  $h_0$ , espesor medio de la serie estratigráfica indeformada, y  $h_1$ , espesor estructural de la cobertera deformada). Con valores de  $h_0 = 900$  m.,  $h_1 = 2.000$  m. y  $l_1 = 6.500$  m., se obtiene una longitud inicial  $l_0 = 14.500$  m. Entonces  $(l_0 - l_1)/l_0 = 0,55$ . El acortamiento global para este sector es del 55 por 100, valor similar al obtenido anteriormente.

#### DIRECCION DE TRANSPORTE TECTONICO

La geometría y orientación de las estructuras (cabalgamientos y pliegues) y su vergencia indican un transporte tectónico general dirigido hacia el antepaís, esto es, de SE a NO. Las medidas de las direcciones de transporte en cabalgamientos (estrías, estructuras de arrastre) y de las direcciones de acortamiento deducidas mediante microestructuras (estilolitos, esquistosidad, microfallas, etcétera) varían entre 105° y 180° (fig. 4).

El análisis de los datos disponibles parece indicar una variación progresiva de la dirección de transporte de las unidades superiores a las inferiores. La unidad V (y también la unidad de Alcudia, perteneciente al dominio de las sierras de Levante) se ha desplazado en sentido Sur a Norte. Esta dirección también aparece en la parte superior de la unidad IV, aunque ésta ya muestra un desplazamiento de SE a NO que se mantiene en la unidad III y parte superior de la II. El desplazamiento de esta última sobre la unidad I, al autóctono relativo, es de ESE a ONO a casi Este-

Oeste, siendo estas direcciones las de compresión en los afloramientos del Triás Superior autóctono.

La variación en las direcciones de transporte es pues de 70° a 80°. En principio se interpreta que ello no implica un giro de las estructuras de las unidades tectónicas superiores sino una traslación, una vez emplazadas, en otra dirección diferente conservando su orientación primitiva.

En otros lugares de la Cadena Alpina se han descrito también variaciones en la dirección de emplazamiento de unidades tectónicas (ver, por ejemplo, MERLE y BRUN, 1984). Aunque pueden estar fuertemente influenciadas por causas locales es razonable pensar que en último extremo este fenómeno ha de estar controlado por las variaciones en la trayectoria de las placas en cuya zona de convergencia se enmarca el sistema de cabalgamientos de Mallorca. Tanto en la Placa Ibérica (Pirineos, Catalánides, Cordillera Ibérica) como en otras zonas del Mediterráneo las direcciones de compresión han sufrido un giro progresivo durante la deformación alpina en el Paleógeno y Neógeno (LETOUZEY y TREMOLIERES, 1980).



Figura 4.—Direcciones de emplazamiento deducidas de las unidades tectónicas de la Sierra Norte.

1. Unidad de Bañalbufar (autóctono).
2. Unidad de George Sand-La Calobra.
3. Unidad de Teix-Tomir.
4. Unidad de Alfabia-Es Barraca.
5. Unidad de Alaró-Sierra Burguesa.
6. Unidades de la Sierra de Levante.

#### SECUENCIA DE LOS CABALGAMIENTOS

La geometría del conjunto del sistema con la disposición característica de las fajas de cabalgamientos sugiere una secuencia de emplazamiento de las zonas internas hacia las zonas externas, esto es hacia el antepaís. El grado de deformación interna de las diferentes unidades, mayor en las internas, también apunta en este sentido.

Sin embargo el criterio que define con más precisión la edad relativa de los cabalgamientos es el estratigráfico. En los sectores central y occidental de la Sierra donde existe unidad V su cabalgamiento inferior (cabalgamiento de Alaró) afecta a materiales paleógenos (Alaró, L'Ofre, Son Vidal, Bauzá, Valldurgent, Son Vida), y en la unidad IV no existen sedimentos neógenos.

La edad precisa de estos depósitos paleógenos es problemática, pues se trata de sedimentos continentales que son atribuibles por posición y correlaciones regionales al Oligoceno Superior-Aquitaniense, aunque las dataciones paleontológicas nunca sobrepasan el Oligoceno Medio-Superior.

En las unidades II y III sí hay sedimentos neógenos afectados por la tectónica de cabalgamientos, y en el autóctono la edad de los depósitos más

recientes afectados por los cabalgamientos es Langhiense Medio (zonas 8-9 de BLOW, ALVARO et al., 1984).

Estos hechos indican que el cabalgamiento inferior de la unidad V es el más antiguo, y corroboran la progresión de los cabalgamientos desde las zonas internas hacia el antepaís, en una sucesión inversa al número (II, III, IV y V) con que se les ha denominado en este trabajo y al orden de superposición, ya que los cabalgamientos inferiores son los más recientes.

Finalmente hay que mencionar que el cabalgamiento de las unidades tectónicas del dominio de la Sierra Norte probablemente está fuera de secuencia, pues los datos disponibles parecen indicar que la unidad de Alcudia se emplaza afectando a sedimentos burdigalienses o langhienses (Cerro de Santa Magdalena y Colinas de Son Fé).

#### EDAD DE LA DEFORMACION. TECTONICA Y SEDIMENTACION

Cuando se habla de la estructuración principal de la Sierra Norte de Mallorca es normal referirse a la «fase Langhiense» (ALVARO y DEL OLMO, 1984), por ser ésta la edad de los sedimentos más recientes afectados por los cabalgamientos. Sin embargo es obvio que el apilamiento de las unidades tectónicas no fue un acontecimiento instantáneo. En el apartado anterior se demuestra el diacronismo de los cabalgamientos de las partes externa e interna de la Sierra.

En las unidades tectónicas inferiores y en el autóctono los sedimentos neógenos más antiguos son de edad Burdigaliense. Corresponden a depósitos de una plataforma somera que se hunde posteriormente dando paso a una sedimentación más profunda, de carácter turbidítico y claramente sintectónica, durante el Burdigaliense-Langhiense Medio (ALVARO et al., 1984).

El cabalgamiento inferior de la unidad V se inició durante el Aquitaniense o el Burdigaliense Inferior. Ello produjo un engrosamiento de la cobertera por la duplicación de la serie estratigráfica y acortamiento interno en el duplex de la unidad IV, que se estima del orden de un kilómetro. Esta carga indujo al hundimiento de la zona afectada y su parte frontal, por flexión de

la litosfera, que presumiblemente tuvo un comportamiento elástico (JORDAN, 1981; KARNER y WATTS, 1983; PORTERO y ALVARO, 1983). En las unidades tectónicas inferiores de la Sierra Norte este acontecimiento quedó registrado por el hundimiento de la plataforma carbonatada burdigaliense y la instalación de un surco frontal entre el frente de cabalgamiento y el antepaís.

Este surco frontal era alimentado por los materiales procedentes de la erosión de los relieves orogénicos meridionales (turbiditas, olistolitos, olistostromas), contribuyendo a aumentar y ampliar la zona sometida a carga. En este sentido la cuenca burdigaliense-langhiense era una cuenca de antepaís, y su relleno un «flysch» en sentido de tectofacies. Modelos similares han sido descritos en varias cadenas orogénicas de diferente edad (ENGEL et al., 1978; JORDAN, 1981; HURST et al., 1983; HOMEWOOD et al., 1985). La profundidad de la cuenca depende de la magnitud y extensión de la carga y del parámetro flexural de la litosfera (espesor, gradiente térmico, etc.) y todavía no se dispone de datos para calcularla en el caso de la Sierra Norte.

La progresión de los cabalgamientos hacia el Norte (antepaís) en las unidades tectónicas inferiores produjo la deformación de los sedimentos burdigaliense-langhienses ya depositados, y la incorporación progresiva de la cuenca a las unidades tectónicas, convirtiéndose en «cuencas alóctonas» (*piggy back basins, thrust-sheet top basins*, ORI y FRIEND, 1984; ELLIOT et al., 1985; RICCHI LUCCHI y ORI, 1985, etc.). El bloqueo del sistema se produjo con el cabalgamiento de la unidad II sobre la cuenca de antepaís, esto es cuando el cabalgamiento basal de la Sierra alcanzó la zona del antepaís en la que el nivel de despegue regional (Trías Medio-Superior) no existía por denudación previa, deteniéndose el proceso.

En conclusión, la tectónica de cabalgamientos de la Sierra Norte de Mallorca y la sedimentación sinorogénica asociada tuvieron lugar, al menos, durante el Burdigaliense y el Langhiense Inferior y Medio, comenzando tal vez en el Aquitaniense. Ello supone una duración de este proceso de unos 6 millones de años. Habiéndose calculado un acortamiento de 27 kilómetros (entre 24 y 30), se obtiene una velocidad de contracción orogénica del orden de 0,4 cm/año.

#### AGRADECIMIENTOS

El estudio estructural de las islas de Mallorca y Cabrera se ha realizado en el marco de los proyectos de Cartografía a escala 1:50.000 (MAGNA) y Cartografía a escala 1:200.000, realizados por la Compañía General de Sondeos, S. A. para el Instituto Geológico y Minero de España, y dirigidos por Antonio Barnolas (IGME). A ambos agradecemos la autorización y el estímulo para realizar esta publicación.

Mi agradecimiento también para Pedro del Olmo, director de ambos proyectos por parte de C. G. S. y coautor de la cartografía geológica de la isla, así como para el doctor José Ramírez del Pozo, director de la División de Geología y Laboratorios de C. G. S.

#### BIBLIOGRAFIA

- ALVARO, M., y DEL OLMO, P. (1984): *Las unidades tectónicas de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares)*. I Congreso Español Geol., tomo 3, pp. 1-10.
- ALVARO, M.; BARNOLAS, A.; DEL OLMO, P.; RAMÍREZ DEL POZO, J., y SIMO, A. (1984): *El Neógeno de Mallorca. Caracterización sedimentológica y bioestratigráfica*. Bol. Geol. Min., 95(1):3-25.
- ELLIOT, T.; APPS, G.; DAVIES, H.; EVANS, M.; GHIBAUDO, G., y GRAHAM, R. H. (1985): *A structural and sedimentological traverse through the Tertiary Foreland Basin of the External Alps of South-East France*. En: International Symposium on Foreland Basins. Excursion Guidebook, pp. 39-76.
- ENGEL, N.; FEIST, R., y FRANKE, W. (1978): *Synorogenic gravitational transport in the Carboniferous the Montagne Noire (S. France)*. Z. dt. Geol. Ges., 129:461-472.
- HOMWOOD, P.; ALLEN, P. A.; WEIDMANN, M.; FASEL, J. M., y LATELTIN, O. (1985): *Geological excursion to the Swiss Molasse Basin*. En: International Symposium on Foreland Basins. Excursion Guidebook, pp. 5-38.
- HOSSACK, J. R. (1979): *The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: a review*. J. Geol. Soc. London, 136:701-705.
- HURST, J. M.; MCKERRON, W. S.; SOPER, W. J., y SURLYK, F. (1983): *The relationship between caledonian nappe tectonics and Silurian turbidite deposition in North Greenland*. J. Geol. Soc. London, 140:123-131.
- JORDAN, T. E. (1981): *Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous Western United States*. A. A. P. G. Bull., 65(12):2506-2520.
- KARNER, G. D., y WATTS, A. B. (1983): *Gravity anomalies and*

*flexure of the lithosphere at mountain ranges*. J. Geoph. Res. 88 (1312):10449-10447.

LETOUZEY, J., y TREMOLIERES, P. (1980): *Paleo-stress fields around the Mediterranean since the Mesozoic derived from microtectonics: comparisons with plate tectonics data*. Mem. B. R. G. M., 115:261-273.

MERLE, O., y BRUN, J. P. (1984): *The curved translation path of the Parpaillon Nappe (French Alps)*. J. Struct. Geol., 6(6):711-719.

ORI, G. G., y FRIEND, P. F. (1984): *Sedimentary basins for-*

*med and carried piggy back on active thrust sheets*. Geology, 12:475-478.

PORTERO, J. M., y ALVARO, M. (1984): *La depresión del Guadalquivir, cuenca de antepaís durante el Neógeno: génesis, evolución y relleno final*. I Congr. Español Geol., tomo 3, pp. 241-252.

RICCHI LUCCHI, F., y ORI, G. G. (1985): *Synorogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic foreland: examples from Emilia Romagna región, Northern Apennines*. En: International Symposium on Foreland Basins. Excursion Guidebook, pp. 137-176.

Recibido: Diciembre 1986.

## GEOLOGIA

# Estudio geológico del Estefaniense de Arnao (Asturias, NO de España)

Por V. HORVATH (\*), F. LEYVA (\*) y D. NAVARRO (\*)

## RESUMEN

Se estudia la estratigrafía y la tectónica del Carbonífero de Arnao. Se describen las características sedimentológicas y los ambientes deposicionales de la serie y se pone por primera vez de manifiesto la existencia de depósitos intramareales estefanienses en la Cordillera Cantábrica.

Se da a conocer, por otro lado, la asociación palinológica que caracteriza este afloramiento, destacándose la gran abundancia de *Thymospora pseudothiessenii* y la presencia constante de *Spinoporites spinosus*, que permite atribuir a este yacimiento una edad Estefaniense B Inferior.

## ABSTRACT

Stratigraphy and tectonic of the Stephanian in the Arnao coal basin are studied. Both sedimentological features and environment are described, the occurrence of intertidal deposit within these sediments being underlined.

The study shows the palynological association characterizily these outcrops. The great abundance of *Thymospora pseudothiessenii* and the presence of *Spinoporites spinosus* is also emphasized. The age proposed is Lower Stephanian B.

## INTRODUCCION

En la distribución general de los sedimentos carboníferos de la Cordillera Cantábrica, existen una serie de afloramientos de edad Estefaniense que, en la cartografía regional aparecen dispersos sobre un zócalo plegado. Son materiales esencialmente post-tectónicos, pues aunque están deformados, en este caso concretamente se encuentran cobijados por el Devónico, su depósito tuvo lugar una vez hubieron finalizado las etapas más importantes del plegamiento hercínico de la Cordillera Cantábrica (fase Astúrica), lo cual no es óbice para que todavía en los últimos reajustes de la Cordillera quedaran afectados.

Uno de estos afloramientos es el de Arnao, situado en la costa Asturiana, al O de Avilés. En la Hoja núm. 13 (Avilés) del M. T. N. a escala 1:50.000, ocupa una estrecha banda, orientada NNE-SSO, de unos 2 Km. de longitud y 200 m.

de anchura (fig. 1). Relacionado con el Paleozoico pre-hercínico, está cobijado en un pequeño sinclinal de materiales devónicos de la Unidad de Somiedo-Correcilla, Región de Pliegues y Mantos de la Zona Cantábrica (JULIVERT, 1971).

El yacimiento, merced a sus excelentes capas de carbón, ya se conocía en el siglo pasado (DESORIGNE, 1850; GEINITZ, 1867; GRAND-EURY, 1877) y fue explotado por la Real Compañía Asturiana de Minas desde 1833 hasta 1915, año en que se abandonaron las explotaciones debido a una infiltración de aguas marinas. En 1932 PATAC publicó un estudio detallado sobre esta cuenca, a la que denominó «Cuenca Hullera Submarina de Arnao».

En cuanto a su edad, había sido determinada hasta la actualidad principalmente mediante estudios de macroflora. Así, ZEILLER (1882) revisa la lista de especies dada por GEINITZ (1867) proponiendo una edad correspondiente al denominado Hullero Superior, JONGMANS (1951) da una edad Estefaniense, y WAGNER (1965) y LORENZO (1977)

consideran una edad Estefaniense B-C con mayor posibilidad de C para este Carbonífero. Recientemente (HORVATH en NAVARRO et al., 1985) realizó un estudio palinológico de la zona, determinando una edad Estefaniense Inferior.

## ESTRATIGRAFIA

Existen tres conjuntos litoestratigráficos en el área: Devónico, Estefaniense y Jurásico (fig. 1). No obstante por ser el Estefaniense el objetivo del trabajo, nos limitaremos a una sucinta descripción de los otros dos.

El Devónico constituye el basamento sobre el que se depositó el Estefaniense, y en esta zona está constituido por las Formaciones Rañeces, Moniello y Naranco que abarcan parte del Devónico Inferior y Medio. La Formación Rañeces se encuentra en la parte O, cobijando al Estefaniense, y está constituida por calizas, pizarras pardas, dolomías y calizas arrecifales de edad Gedinense Superior-Emsiense Superior. La Formación Moniello son calizas masivas grises con importantes niveles arrecifales y pizarras hacia el Sur, su edad Emsiense Superior-Couviniense. La Formación Naranco está formada por areniscas ferruginosas de grano medio-fino y colores ocres-rojizos; hacia la parte superior posee intercalaciones pizarrosas y su edad es Couviniense Superior-Givetiense Inferior.

El Jurásico, se dispone subhorizontalmente en el borde oriental del área y está constituido por un conglomerado de cantos cuarcíticos bien redondeados en una matriz arenosa, conocido regionalmente como «piedra fabuda». Su edad es Dogger.

Finalmente existen pequeños depósitos cuaternarios de «rasas» así como actuales en los valles, playas..., etc.

## Estefaniense

Discordante sobre las formaciones devónicas y claramente post-tectónico, se depositó en pequeñas cuencas más o menos aisladas de carácter molásico debido a su sedimentación post-orogénica. Se apoya sobre el paleorrelieve mediante un nivel conglomerático al que se superponen depósitos variados de carácter terrígeno.

La serie aflorante en la playa de Arnao (fig. 2), puede dividirse, al menos, en tres megasecuencias con características bien diferenciadas.

— Una *megasecuencia de base* que posee un espesor de unos 8 a 9 metros; está constituida por una serie de secuencias grano y estratocrecientes (C. U. S.) en las que el término de base son margas o lutitas carbonatadas nodulosas. Los nódulos carbonatados son de distinto tamaño a veces sideríticos, también existen clastos de lutitas con orlas sulfatadas de color verde brillante, moldes de sales, etc. Existe abundante fauna de braquiópodos, lamelibránquios, corales aislados, crinoides, etc., y también restos de flora clasificable. El estudio de la macrofauna recolectada da una edad Devónico Inferior-Medio por lo que se trata de elementos del substrato resedimentados prácticamente «in situ» dado su buen estado de conservación.

El término superior, son areniscas algo limosas, bioturbadas, con aspecto «abudinado» y cemento mixto carbonatado-ferruginoso. Contienen fauna escasa y restos vegetales macerados. Al ascender en la serie el tramo arenoso aumenta de espesor en tanto disminuye el de los términos lutítico-carbonatados.

Hacia el techo de la megasecuencia, se invierte la ordenación secuencial de tal forma que el último metro está constituido por secuencias decimétricas granodecrescentes (F.U.S.), en las que el término inferior son capas de areniscas finas centimétricas con laminación paralela y «ripples», restos vegetales abundantes y granos de carbón vítreo, que pasan a limolitas y/o lutitas gris-negras carbonatadas, a veces muy carbonosas con abundantes restos vegetales y granos de carbón.

— La *segunda megasecuencia*, es bastante compleja y puede a su vez subdividirse en tres tramos:

a) Un tramo inferior estructurado en secuencias granodecrescentes (F.U.S.) de orden métrico, con base débil o moderadamente erosiva, constituido por:

— Un término inferior de conglomerados (orto) esencialmente cuarcítico de tamaño variable (2 a 6 cm.) redondeados o subredondeados y con estratificación cruzada en surco de pequeña a media

(\*) ENADIMSA. Madrid.

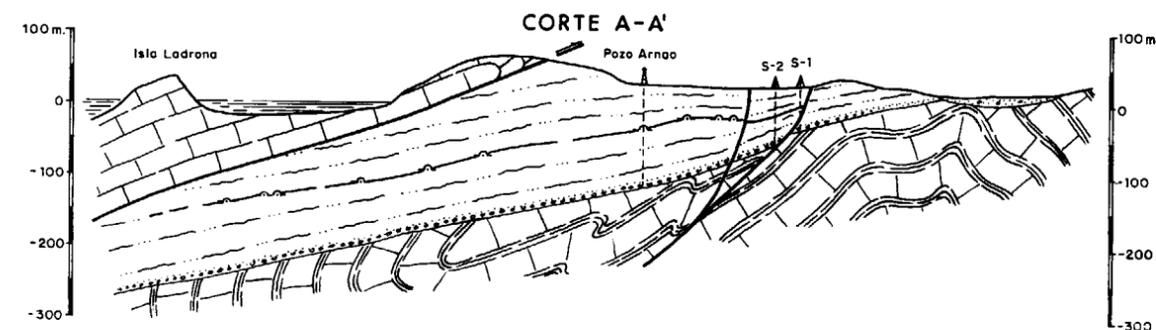
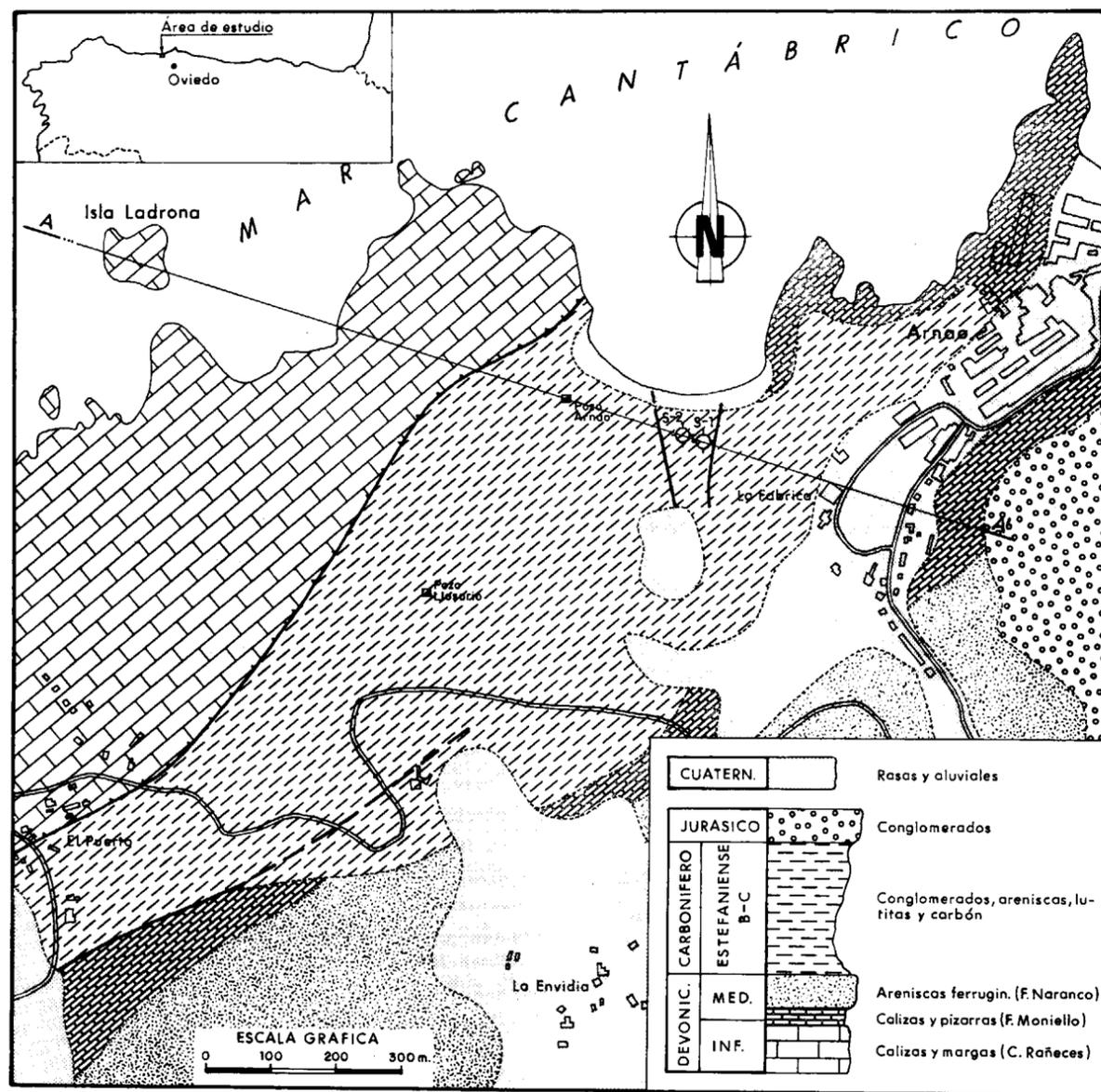


Figura 1

escala. En otros casos el término son areniscas con grava en las que la fracción rudítica marca la base de los «sets»; abundan los granos y cantos de carbón vítreo y las mismas estructuras descritas anteriormente.

- El término inmediato son areniscas de grano medio-grueso (muchos de ellos de carbón) mal lavadas, en capas decimétricas a centimétricas, con laminación paralela y cruzada de «ripples» a techo y abundantes restos vegetales.
- El término superior son lutitas y limolitas, de color gris-azulado, a veces carbonatadas, y con fuerte bioturbación (en alguna secuencia hay «burrows» espectaculares), restos vegetales y pirita, que pasan a lutitas fuertemente bioturbadas (suelos de vegetación) que engloban cantos aplanados y granos de carbón de tamaño muy variable. En el itinerario realizado sólo se ha observado el afloramiento en superficie en una capa de carbón como techo de una secuencia con las características descritas, pero cartográficamente las capas explotadas históricamente estarían ubicadas en el tramo inferior de esta megasecuencia.

- b) El tramo medio de la megasecuencia está estructurado en secuencias grano y estratocrecientes (C.U.S.) cuyo término inferior son lutitas gris-oscuras con abundantes restos vegetales y pirita, que pasan a limolitas y limolitas arenosas grises con estructuras «linsen-flaser». Sobre ellas reposan con base plana o débilmente erosiva capas de areniscas con estratificación cruzada en surco muy tendida, que hacia techo tienen laminación paralela y cruzada de «ripples». Hay granos de carbón en la base de los «sets» y abundantes restos vegetales.

- c) El tramo superior de la megasecuencia presenta una estructuración secuencial muy parecida a la de la base, si bien el término inferior de areniscas y gravas posee menos espesor y una estratificación cruzada en surco muy tendido (con los «set» marcados por gravas y granos de carbón), en tanto que el término intermedio tiene un mayor

desarrollo en areniscas de grano fino-medio con laminación paralela y cruzada de «ripples».

Los sedimentos superiores de esta megasecuencia se encuentran recubiertos.

La megasecuencia de techo con espesor visible entre 12 y 15 m. está constituida por la monótona repetición de una secuencia elemental de orden centimétrico a decimétrico, grano y estratocreciente cuyos términos, de base a techo, son:

- a) Láminas milimétricas de constitución algal (estromatolitos lamelares) de color ámbar.
- b) Término brechoide, formado por brechas de cantos planos y desordenadas. En cualquier caso los cantos son de constitución idéntica al término a). Los cantos no exceden en tamaño de 2 a 4 mm.
- c) «Mudstone» negras, lutitas-limosas, nodulosas, con abundante pirita, escasa bioturbación y láminas o granos de carbón vítreo. Existen abundantes restos vegetales macerados y carbonizados.
- d) Areniscas de grano fino-medio en capas de milimétricas a centimétricas con base plana a débilmente erosiva; color gris-verdoso, abundante pirita y restos vegetales. Laminación paralela y cruzada de «ripples» a techo.

En el tramo aflorante se observa que hacia la base el predominio es de secuencias de tipo Ta-c en tanto que hacia el techo son más frecuentes las Tb-d y Tc-d respectivamente con capas de arena progresivamente más potentes.

INTERPRETACION PALEOGEOGRAFICA (fig. 2)

Las litologías descritas, así como la ordenación secuencia, estructuras sedimentarias y contenido faunístico permiten deducir que los sedimentos de la primera megasecuencia estarían originados en un medio marino somero, de alta salinidad y con períodos de desecación parcial. De forma intermitente (con mayor frecuencia subiendo en la serie) era invadido por aportes terrígenos en masa

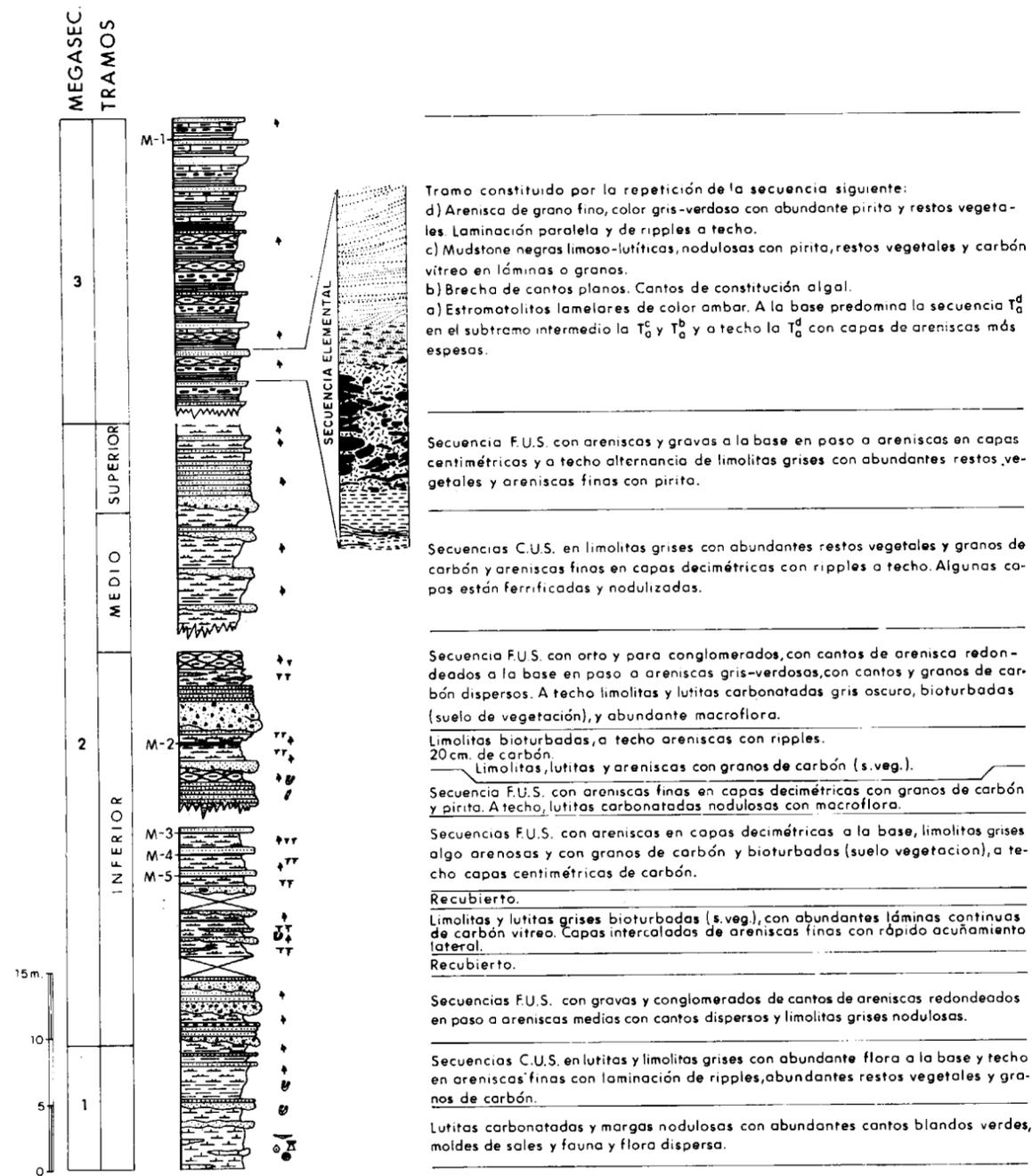


Figura 2

como muestran las débiles influencias fluviales en las capas superiores. Serían pues sedimentos de bahía protegida o «lagoon» en zonas litorales con influencia progresivamente mayor del continente.

La segunda megasecuencia es claramente de origen fluvial, pudiendo distinguirse a su vez:

- a) Un primer tramo ligado a sistemas «braided», con escaso desarrollo de facies «overbank» y en el que puede diferenciarse un subtramo en el techo, ligado a una red fluvial mejor jerarquizada, ésta posee buen desarrollo de los sedimentos de llanura aluvial con zonas panta-

nosas muy estables en las que existe un depósito continuado de materia vegetal (capas de carbón continuas de gran espesor). La existencia de «burrows» en sedimentos mixtos carbonatado-terrigenos, indican que estos medios fluviales estaban claramente interconectados con medios circunmarinos por lo que podemos considerarlos como pertenecientes a «fandeltas» progradando a la bahía o al «lagoon» de la megasecuencia anterior.

- b) El segundo tramo corresponde a sedimentos de llanura deltaica media-inferior, que representa un episodio levemente transgresivo o bien el abandono de la zona de la red de distributarios.

- c) El tercer tramo de la megasecuencia, representa una nueva progradación de los medios fluviales sobre los de llanura deltaica inferior.

En conjunto la megasecuencia es de origen deltaico en el que más detalladamente pueden deducirse episodios de progradación o abandono deltaico.

La tercera megasecuencia es un episodio claramente transgresivo durante el que, en el área, se instala una llanura costera muy estable y previsiblemente extensa, bajo condiciones oscilantes supra y sublitorales muy someras, con desarrollo generalizado de estromatolitos y entrada de terrigenos muy débil si bien aumentando hacia el techo del tramo.

ESTUDIO DE LA MICROFLORA

Como ya se indicó en la introducción, las únicas dataciones existentes del afloramiento de Arnao, estaban hasta el momento actual, basadas solamente en la macroflora.

En este trabajo se ha realizado un estudio sobre la microflora encontrada que nos va a permitir aportar nuevos datos en cuanto a la edad de esta cuenca carbonífera.

Las muestras examinadas corresponden exclusivamente a carbones con aproximadamente un 33,8 por 100 de volátiles y un 5 por 100 de cenizas. En la gran mayoría de las muestras tratadas, la microflora recogida está carbonizada, excepto en las muestras M-1 y M-2 (fig. 2) que han proporcionado resultados positivos. La extracción de la

microflora se llevó a cabo según el método clásico de Schulze, que consiste en: 1) moler el carbón hasta homogeneizarlo a un tamaño de grano de 1 mm.; 2) atacar 2 gr. de muestra con ácido nítrico fumante y clorato potásico al 10 por 100 con el fin de eliminar los ácidos húmicos. Finalmente, con una gota del residuo obtenido se montaron las preparaciones microscópicas que luego fueron observadas por transmisión en un microscopio óptico.

La microflora reconocida en los niveles estudiados comprende las siguientes especies, clasificadas según el esquema propuesto por POTONIE & KREMP (1954), modificado posteriormente por DETTMANN (1963) y SMITH y BUTTERWORTH (1967).

- Anteturma SPORITES POTONIE 1893
- Turma TRILETES (REINSCH 1881) POTONIE & KREMP 1956
- Subturma AZONOTRILETES LUBER 1935

Género *Calamospora* SCHOPF, WILSON & BENTALL 1944  
*Calamospora* sp.  
 lám. I, fig. 25

Género *Granulatisporites* (IBRAHIM 1933) POTONIE & KREMP 1954  
*G. piroformis* LOOSE 1943  
 lám. I, fig. 27

Género *Cyclogranisporites* POTONIE & KREMP 1954  
*C. aureus* (LOOSE 1934) POTONIE & KREMP 1954  
 lám. I, fig. 2

Género *Verrucosisporites* (IBRAHIM 1933) SMITH 1971  
*V. pergranulus* (ALPERN 1958) SMITH & ALPERN 1971  
 lám. I, figs. 8, 18

Género *Raistrickia* (SCHOPF, WILSON & BENTALL, 1944) POTONIE & KREMP 1954  
*Raistrickia* sp.  
 lám. I, fig. 24

Género *Schopfites* KOSANKE 1950  
*S. cristatus* CHATEAUNEUF 1971  
 lám. I, fig. 1

Género *Microreticulatisporites* (KNOX 1950) POTONIE & KREMP 1954  
*M. sulcatus* (WILSON & KOSANKE 1944) SMITH & BUTTERWORTH 1967  
 lám. I, fig. 21

- Subturma ZONOTRILETES WALTZ 1937

Género *Lycospora* (SCHOPF, WILSON & BENTALL 1944) SOMERS 1972  
*L. pusilla* (IBRAHIM 1932) SOMERS 1972  
 lám. I, fig. 26

Género *Cirratiradites* WILSON & COE 1940  
*C. saturni* (IBRAHIM 1932) SCHOPF, WILSON & BENTALL 1944  
 Lám. I, fig. 3

Género *Angulisporites* BHARADWAJ 1954  
*A. splendidus* BHARADWAJ 1954  
 Lám. I, fig. 19

Género *Polymorphisporites* ALPERN 1959  
*P. laevigatus* ALPERN 1959  
 Lám. I, fig. 11

Género *Westphalensisporites* ALPERN 1959  
*W. irregularis* ALPERN 1959  
 Lám. I, fig. 17

Subturma AURITOTRILETES POTONIE & KREMP 1954

Género *Triquitrites* (WILSON & COE 1940) POTONIE & KREMP 1954  
*T. sculptilis* BALME 1952  
 Lám. I, fig. 16

Género *Ahrensisporites* PONTONIE & KREMP 1959  
*A. minutus* ALPERN 1959  
 Lám. I, fig. 28

Subturma PSEUDOSACCITRILETES RICHARDSON 1965

Género *Endosporites* WILSON & COE 1940  
*E. ornatus* WILSON & COE 1940  
 Lám. I, fig. 23  
*E. cf. globiformis* (IBRAHIM 1932) SCHOPF, WILSON & BENTALL 1944  
 Lám. I, fig. 20

Turma MONOLETES IBRAHIM 1932  
 Subturma AZONOMONOLETES LUBER 1935

Género *Laevigatosporites* (IBRAHIM 1933) ALPERN & DOUBINGER 1973  
*L. vulgaris* (IBRAHIM 1933) ALPERN & DOUBINGER 1973  
 Lám. I, fig. 10

Género *Punctatosporites* (IBRAHIM 1933) ALPERN & DOUBINGER 1973  
*P. granifer* POTONIE & KREMP 1954  
 Lám. I, figs. 13, 14  
*P. rotundus* BHARADWAJ 1957  
 Lám. I, fig. 15

Género *Thymospora* WILSON & VENKATACHALA 1963  
*Th. thiessenii* (KOSANKE 1950) WILSON & VENKATACHALA 1963  
 Lám. I, fig. 5  
*Th. pseudothiessenii* (KOSANKE 1950) ALPERN & DOUBINGER 1973  
 Lám. I, figs. 6, 7

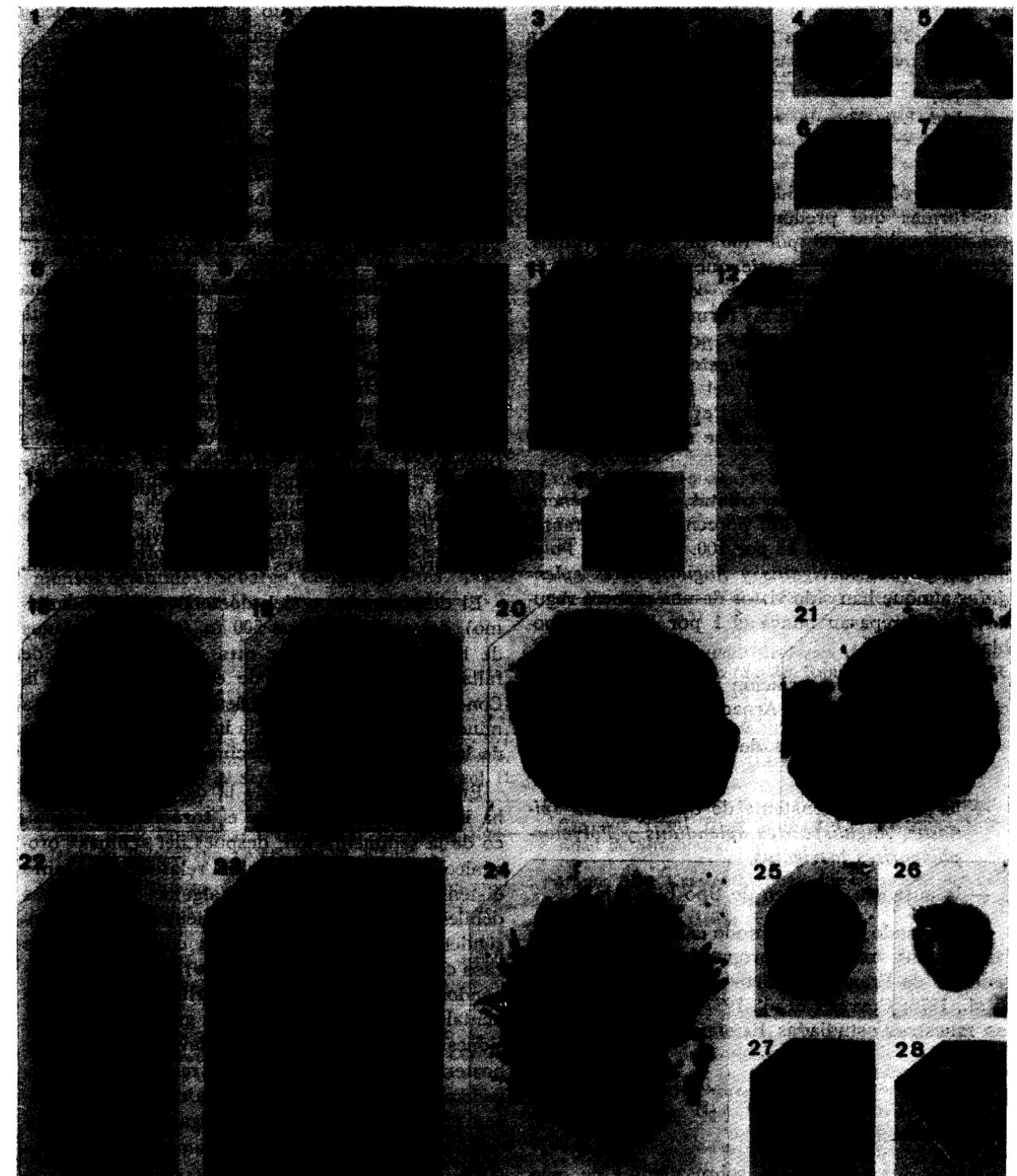
Género *Spinospores* ALPERN 1958  
*S. spinosus* ALPERN 1958  
 Lám. I, fig. 4

Anteturma POLLENITES POTONIE 1931  
 Turma PLICATES POTONIE 1960  
 Subturma PRAECOLPATES POTONIE & KREMP 1954

Género *Schopfipollenites* POTONIE & KREMP 1954  
*S. ellipsoides* (IBRAHIM 1932) POTONIE & KREMP 1954  
 Lám. I, fig. 22

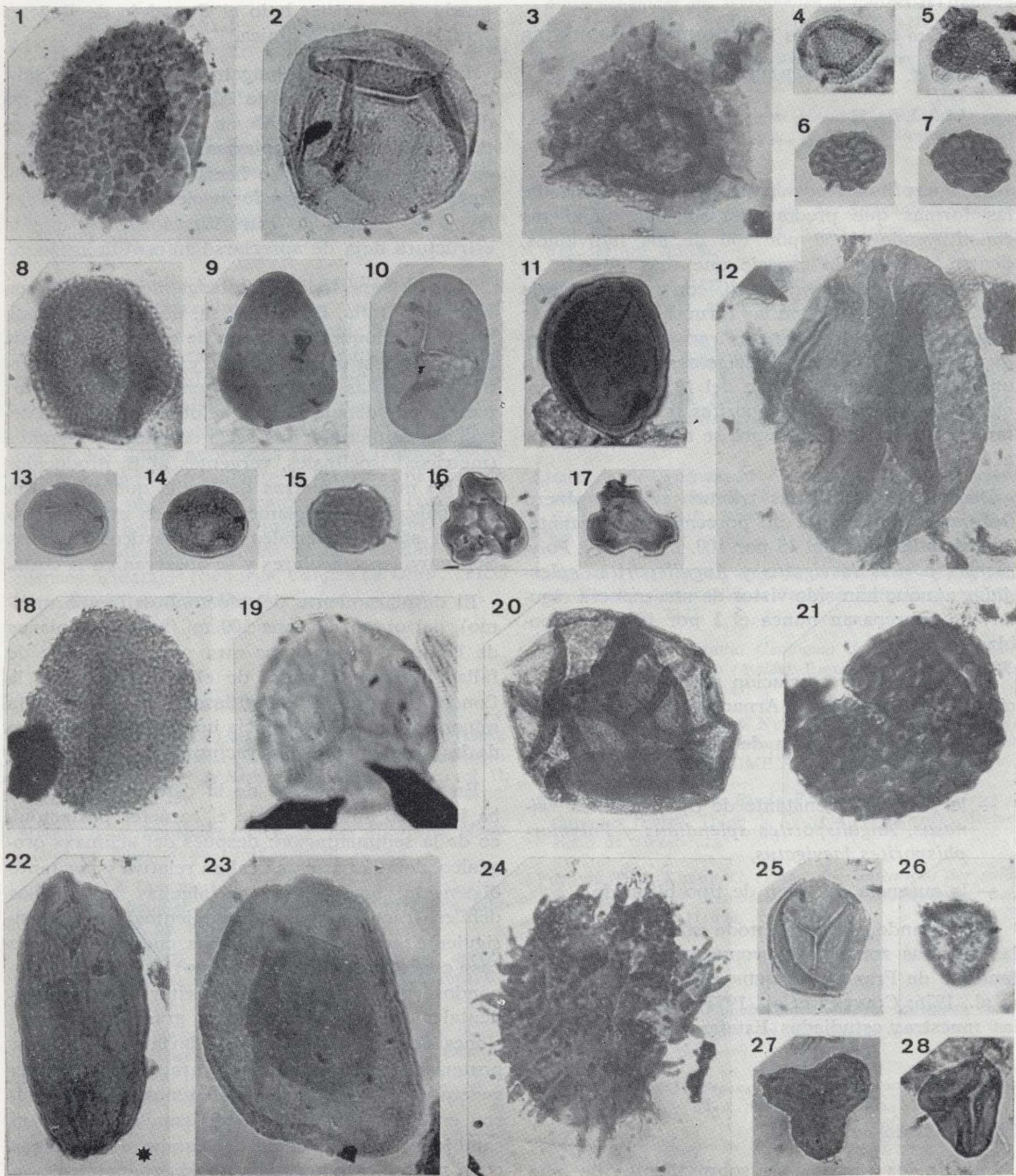
## LAMINA I

- Figura 1.—*Schopfites cristatus* CHATEAUNEUF, X480.  
 Figura 2.—*Cyclogranisporites aureus* (LOOSE) POTONIE & KREMP, X480.  
 Figura 3.—*Cirratiradites saturni* (IBRAHIM) SCHOPF, WILSON & BENTALL X480.  
 Figura 4.—*Spinospores spinosus* ALPERN X480.  
 Figura 5.—*Thymospora thiessenii* (KOSANKE) WILSON & VENKATACHALA X480.  
 Figuras 6, 7.—*Thymospora pseudothiessenii* (KOSANKE) ALPERN & DOUBINGER X480.  
 Figura 8.—*Verrucosiporites pergranulus* (ALPERN) SMITH X480.  
 Figura 9.—*Triquitrites* sp. X480.  
 Figura 10.—*Laevigatosporites vulgaris* (IBRAHIM) ALPERN & DOUBINGER X480.  
 Figura 11.—*Polymorphisporites laevigatus* ALPERN X480.  
 Figura 12.—*Cheileidonites* cf. *gigantea* PI-RADONDY & DOUBINGER X480.  
 Figuras 13, 14.—*Punctatosporites granifer* POTONIE & KREMP X480.  
 Figura 15.—*Punctatosporites rotundus* BHARADWAJ X480.  
 Figura 16.—*Triquitrites sculptilis* BALME X480.  
 Figura 17.—*Westphalensisporites irregularis* ALPERN X480.  
 Figura 18.—*Verrucosiporites pergranulus* (ALPERN) SMITH X480.  
 Figura 19.—*Angulisporites splendidus* BHARADWAJ X480.  
 Figura 20.—*Endosporites* Cf. *globiformis* (IBRAHIM) SCHOPF WILSON & BENTALL X480.  
 Figura 21.—*Microreticulatisporites sulcatus* (WILSON & KOSANKE) SMITH BUTTERWORTH X480.  
 Figura 22.—*Schopfipollenites ellipsoides* (IBRAHIM) POTONIE & KREMP X300.  
 Figura 23.—*Endosporites ornatus* WILSON & COE X480.  
 Figura 24.—*Raistrickia* SP. X480.  
 Figura 25.—*Calamospora* SP. X480.  
 Figura 26.—*Lycospora pusilla* (IBRAHIM) SOMERS X480.  
 Figura 27.—*Granulatisporites piroformis* LOOSE X480.  
 Figura 28.—*Ahrensisporites minutus* ALPERN X480.



40μ \*

20μ



40μ \*

20μ

Subturma MONOCOLPATES IVERSON & TROELS-SMITH 1952

Género *Cheileidonites* PI-RADONDY & DOUBINGER 1967

Ch. cf. *gigantea* PI-RADONDY & DOUBINGER 1967

Lám. I, fig. 12

La microflora recogida está poco diversificada, las formas que predominan son las monoletas constituyendo el 60 por 100 de los individuos, dentro de ellas la especie que más abunda es *Thymospora pseudothiessenii*, con un porcentaje del 25 por 100, le siguen las formas pertenecientes al género *Punctatosporites* (*P. granifer* y *P. rotundus*) con un 15 por 100. *Laevigatosporites* presenta unos porcentajes del orden del 10 por 100 y aunque la presencia de *Spinoporites spinosus* es constante, su porcentaje siempre se mantiene inferior al 1 por 100.

Dentro de las formas triletas, sólo el género *Calamospora* presenta un porcentaje importante, aproximadamente del 15 por 100. *Lycospora*, *Polymorphisporites laevigatus* y *Angulisporites splendidus* aunque han sido vistos de una manera regular, no sobrepasan nunca el 1 por 100 de la población.

En resumen, la asociación palinológica reconocida en los carbones de Arnao, se caracteriza por:

- la gran abundancia de *Thymospora pseudothiessenii*,
- la presencia constante de *Spinoporites spinosus*, *Angulisporites splendidus* y *Polymorphisporites laevigatus*,
- la ausencia de polen de tipo bisacado.

Comparando este conjuntode características con las diversas zonaciones propuestas para el Estefaniense de Francia (LIABEUF et al., 1967; COQUEL et al., 1976; CLAYTON et al., 1977), es posible datar las muestras estudiadas Estefaniense B Inferior.

## TECTONICA

Uno de los rasgos más sobresalientes de este afloramiento es su pinzamiento entre materiales devónicos. En líneas generales estos materiales forman una estructura monoclinall que se apoya

discordantemente sobre las Areniscas del Naranco quedando a su vez bajo el Complejo de Rañeces también de edad devónica.

La superficie de cabalgamiento es muy tendida, posee un buzamiento de 20° a 30° O en la playa de Arnao. Hacia el SO va progresivamente verticalizándose y el desplazamiento, máximo en la costa, va aminorándose hacia el S quedando absorbido en las mismas formaciones devónicas (¿a favor de planos de estratificación?), ya que la estructura deja de apreciarse en esa dirección.

Bajo la superficie del cabalgamiento existe una brecha de falla, de unos 2 m. de espesor, constituida por bloques angulosos de calizas con matriz arcillosa en la parte superior y fragmentos estefanienses (lutitas y areniscas) en la inferior. Unos metros por debajo de ella se observan en el Estefaniense autóctono, una serie de pliegues menores (métricos) isoclinales, vergentes al E, producidos por las mismas fuerzas de cizalla que originaron el cabalgamiento, solamente que en este caso actuaron sobre materiales más plásticos (lutitas). Son muy espectaculares y se observan en la costa.

El desplazamiento del alóctono es (como mínimo), del orden de unos 500 m. (según los planos de labores); existen por otra parte una serie de fallas inversas ninguna de ellas, como la de la Concha, muy importantes desde el punto de vista minero, ya que su existencia impidió la explotación de la parte oriental del yacimiento.

En cuanto a la edad de la deformación, ya se ha indicado anteriormente el carácter postectónico de la sedimentación; después del «climax» orogénico, debió existir una calma relativa y por tanto distensión, que originó en algunas zonas, más débiles, fracturaciones (hundimientos), con la consiguiente creación de pequeñas cuencas (en este caso conectadas con mar abierto) que fueron rellenándose por sedimentos mayoritariamente continentales (fluvio-deltaicos) con grandes acumulaciones de material vegetal. Todavía en una etapa posterior (tardihercínica) las mismas fracturas generadoras de la cuenca (fallas normales), actuaron en forma de cizalla (cabalgamiento), por un cambio en la orientación del campo de esfuerzos en la región; esta inversión debió producirse como máximo durante la parte media del Estefaniense, ya que la edad de los sedimentos es Estefaniense B.

## CONCLUSIONES

Se trata de materiales estefanienses netamente discordantes sobre otros paleozoicos ya plegados, que se depositaron en una pequeña cuenca originada por fracturas (fallas normales) en una etapa distensiva posterior al plegamiento principal. Estas fracturas son heredadas de anteriores cabalgamientos y aún actuaron en las últimas pulsaciones de la orogenia (fases tardihercínicas), de tal forma que el Estefaniense se encuentra cobijado por el Devónico.

En este estudio se pone de manifiesto por primera vez la existencia de facies marinas someras en Arnao, ya que hasta el presente la cuenca había sido considerada como íntegramente continental y relacionada en cuanto a edad y paleogeografía con las existentes en la parte occidental del Arco Astúrico (Narcea, Villablino..., etc.). A la luz de los datos aportados en este trabajo sobre facies y edad (Estefaniense B Inferior) parece evidente que paleogeográficamente sería correlacionable con los depósitos marino-continentales sincrónicos, aflorantes en las otras cuencas estefanienses orientales (Sebarga, Cangas de Onís..., etc.) de la Cordillera Cantábrica.

## BIBLIOGRAFIA

- ALPERN, B.; CHOFF, M.; LACHKAR, G. & LIABEUF, J. J. (1969): *Synthèse des zonations palynologiques des bassins houillers de Lorraine et de Sarre*. *Révue de Micropal.*, vol. 11, núm. 4, pp. 217-221.
- ALPERN, B. & DOUBINGER, J. (1973): *Les Miospores Monolètes du Paleozoïque*. CIMP, fasc. 6, 103 pp.
- ALPERN, B. & LIABEUF, J. J. (1966): *Zonation palynologique du Bassin houiller Lorraine*. *Z. Deutsch. geol. ges. Jahrgang*, Bd. 117, pp. 162-177.
- BARROIS, Ch. (1882): *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de Galicie*. *Mém. Soc. Géol. du Nord*, t 2, núm. 1.
- CLAYTON, G.; COQUEL, R.; DOUBINGER, J.; GUEINN, K. J.; LOBOZIAK, S.; OWENS, B. & STREEL, M. (1977): *Carboniferous miospores of Western Europe: illustration and zonation*. *Meded. Rijks Geol. Dienst.*, vol. 29, pp. 1-70, 25 láminas.
- COQUEL, R.; DOUBINGER, J. & LOBOZIAK, S. (1976): *Les Miospores-guides du Westphalien a l'Autunien d'Europe Occidentale*. *Rev. Micropal.*, 18, 4, pp. 200-212.
- DESIGNÉ, A. (1850): *Descripción del criadero Carbonífero de Arnao*. *Rev. Minera*, vol. 1, 77 pp.
- DETMANN, M. E. (1963): *Upper Mesozoic microfloras from Southeastern Australia*. *Proc. Roy. Soc. Victoria*, vol. 77 (1), pp. 1-148.
- GEINTZ, H. B. (1867): *Beitrage zur alteren Flora und Fauna. 2 Ueberorganische Ueberreste aus der Steinkohlengrube Arnao bei Aviles in Asturien*. *Neues Jahrb. Mineralogie*. Taf. III, pp. 283-286.
- GRAND EURY, F. C. (1877): *Flore Carbonifère du département de la Loire*. *Extr. Mem. Acad. Sci.*, París, pp. 1-624.
- JONGMANS, W. I. (1951): *Las floras carboníferas de España*. *Estudios Geológicos*, VII, 14, pp. 281-33.
- JULIVERT, M. (1981): *L'évolution structurale de l'arc asturien*. In: *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, t. 2, Ed. Technips.
- LIABEUF, J. J.; DOUBINGER, J. & ALPERN, B. (1967): *Caractères palynologiques des charbons stéphaniens de quelques gisements français*. *Rev. de Micropal.*, vol. 10, núm. 1, pp. 1-3.
- LORENZO, P. (1977): *La edad de las cuencas de San Juan de Nieva y Arnao (NW de España)*. *Brev. Geol. Astúrica*, XXI (2), pp. 29-32.
- PATAC, I. (1932): *Estudio Geológico de la cuenca hullera submarina de Arnao (Avilés)*. *Riquezas minerales de España*. Gráficas Marinas.
- NAVARRO, D.; LEYVA, F. & NUÑO, C. (1985): *Estudio Geológico de la Zona Carbonífera de Llanera y de Arnao*. Fondo Documental del IGME, I, pp. 52-79.
- PI-RADONDY, M. (1968): *Etude Palynologique des séries de Carmaux (Tarn)*. Thèse de Doctorat és Sciences. Université de Strasbourg.
- POTONIE, R. & KREMP, G. (1954): *Die Gattungen der paläozoischen Sporae dispersae und ihre stratigraphie*. *Geol. Jb.*, Bd. 69, pp. 111-194.
- SCHULZ, G. (1858): *Descripción geológica de la provincia de Oviedo*, pp. 1-138.
- WAGNER, R. (1965): *Palaeobotanical dating of upper carboniferous folding phases in NW Spain*. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 66, pp. 1-169.
- ZEILLER, R. (1882): *Notes sur la flore houillère des Asturies*. *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. 1 (3) pp. 1-22.

Recibido: Marzo 1987.

# Primeras edades radimétricas en el área Estanno-Wolframífera de Morille-Martinamor (Centro-Oeste de España)

Por E. LINARES (1), E. PELLITERO (2) y J. SAAVEDRA (3)

## RESUMEN

Se han datado, por diversos métodos, rocas metamórficas y plutónicas de la antiforma de Martinamor. Los granitos dan una edad de  $360 \pm 25$  m. a. (relación inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de  $0,7267 \pm 0,0038$  y coeficiente de regresión de 0,9942); las edades K-Ar están en el rango de  $334-331 \pm 10$  m. a., para el granito de Martinamor, siendo  $313 \pm 10$  m. a. la edad del plutón de Santa Genoveva (en el terreno, claramente posterior) y mucho más recientes las de las facies afectadas por actividades deutéricas tardías. Las rocas metamórficas dan una edad prehercínica,  $430 \pm 30$  m. a. (relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de  $0,7106 \pm 0,0039$ , con  $r=0,9907$ ).

## ABSTRACT

Rocks of the plutono-metamorphic are of Morille-Martinamor have been dated. The Rb-Sr ages are  $360 \pm 25$  m. y. for the granites ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $0,7267 \pm 0,0038$ ,  $r=0,9942$ ); the K-Ar ages are  $334-331 \pm 10$  m. y. (Martinamor granite),  $313 \pm 10$  m. y. (Santa Genoveva granite) and younger for the facies with deuteric alteration. The age of the metamorphic rocks (schists, orthogneiss) is prehercinian,  $430 \pm 30$  m. y. ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $0,7106 \pm 0,0039$ ,  $r=0,9907$ ).

## INTRODUCCION

Esta zona, caracterizada por la presencia de numerosos indicios y mineralizaciones, ha sido objeto de estudio en ámbitos diversos por varios autores (reseñas en PELLITERO, 1980, 1981); los rasgos geoquímicos se han especificado con anterioridad (SAAVEDRA y PELLITERO, 1983; SAAVEDRA et al., 1984; PELLITERO et al., 1985), por lo que el volumen de datos geológicos diversos es considerable. Si bien hay una notable información respecto al plutonismo, al metamorfismo, a las fases de deformación, etc., se carece de medidas radimétricas, ausencia notable por ser un área muy representativa de la problemática del zócalo centro-ibérico. Como primer paso para implicar edades radimétricas, se han utilizado muestras profundas (sondeos) y superficiales de los términos más repre-

sentativos, los mismos que se consideraron en los trabajos precedentes arriba aludidos.

## GEOLOGIA GENERAL

De acuerdo con las referencias citadas, la zona, esquematizada en la figura 1, está constituida esencialmente por materiales aluminicos con intercalaciones silíceas, calcáreas y feldespáticas subordinadas, cuya edad geológica no sobrepasa a la de la serie del Cámbrico Inferior datado en sus proximidades; el metamorfismo regional está compuesto de dos metamorfismos o consta de dos fases, mientras que se reconocen cuatro fases principales de plegamiento (las dos primeras isoclinales y las dos últimas más abiertas). El ortoneis es anterior a la segunda fase de deformación y es cortado claramente por los granitos, figura 2. El primer o primera fase de metamorfismo aparece entre las dos fases de plegamiento isoclinal. Por otra parte, el granito más tardío (Santa Genoveva) es un plutón que presenta un gran número de fenómenos deutéricos que no se manifiestan en

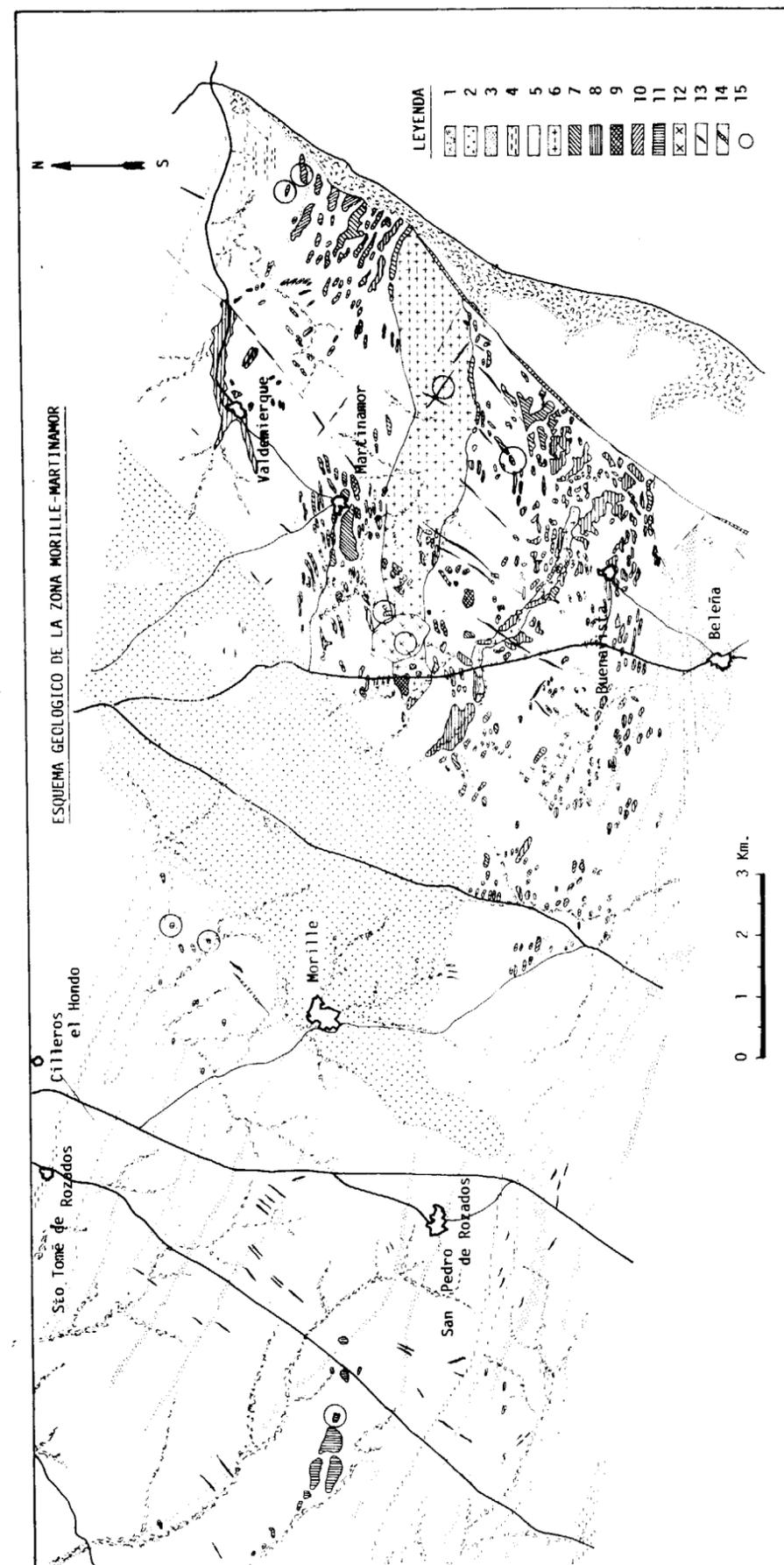


Figura 1.—Esquema geológico del área estudiada. 1, Cuaternario. 2, Terciario. 3, Niveles de porfiroides. 4, Cuarzitas y cuarzitas porfiroideas. 5, Infraordovícico. 6, Ortoneis. 7, Granito leucocrático de Martinamor. 8, Granito pegmatitoide y pegmatitas. 9, Granito moscovítico. 10, Granito aplítico. 11, Granito albítico. 12, Granito porfiroide. 13, Filones de cuarzo. 14, Filones de cuarzo brechificados. 15, Puntos de desmuestre.

toide y pegmatitas. 9, Granito moscovítico. 10, Granito aplítico. 11, Granito albítico. 12, Granito porfiroide. 13, Filones de cuarzo. 14, Filones de cuarzo brechificados. 15, Puntos de desmuestre.

(1) Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina.

(2) Facultad de Ciencias, Departamento de Geología, Universidad de Salamanca.

(3) UEI Mineralogía y Geoquímica, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Apartado 257, Salamanca.



Figura 2.—Contacto neto entre el granito de Martinamor (color claro, sobre el que se apoya el martillo) y el ortoneis.

los demás. Muchas de las frecuentes apófisis aplítico-albíticas o pegmatoides, de reducidas dimensiones, aparecen deformadas, pero otras no; en el terreno, las edades relativas pueden ser difíciles de delimitar. La máxima intensidad de metamorfismo regional observada corresponde a la presencia de estauroлита y sillimanita prismática, como minerales indicativos (PELLITERO, 1980, 1981).

## CARACTERÍSTICAS DE LAS ROCAS ESTUDIADAS

Se describen a continuación las peculiaridades de las muestras empleadas en las dataciones, que corresponden a materiales metamórficos (esquistos y ortoneis) y graníticos.

### 1) Esquistos

SP-3-10.—Esquisto micáceo - sillimanítico, con cuarzo, moscovita, biotita, sillimanita y feldespatos (accesorios, turmalina, circón, opacos y apatito). La sillimanita es de dos tipos. Una de ellas se presenta en agregados prismáticos, alguna vez incluidos en biotita; la otra es fibrosa, en ocasiones asociada a moscovitización de biotita. Las moscovitas, en grandes láminas, incluyen a biotitas o crecen intercaladas con ella. Alguna alteración.

SP-6-8.—Esquisto biotítico, con cuarzo, biotita y plagioclasa. Hay una alternancia de zonas enriquecidas en cuarzo y feldespato con otras, esencialmente biotíticas. Esta estratificación forma un ángulo de unos 20° con la esquistosidad. Como minerales accesorios aparecen apatito (concentrado en los niveles cuarzo-feldespáticos), moscovita, circón y opacos. Hay fracturaciones perpendiculares a la estratificación, a lo largo de las cuales se observa un cierto desarrollo de la alteración micácea.

SP-5-10.—Esquisto micáceo (cuarzo, moscovita, biotita y plagioclasa). Las micas de mayor tamaño, en las que se aprecia una ligera crenulación, parecen disponerse coincidiendo con la estratificación, formando un ángulo de unos 35-40° con la dirección de alineamiento de las más pequeñas. Al microscopio es perfectamente visible un conjunto de venas tardías cuarzo-feldespáticas en determinadas zonas, por lo que se ha preferido no utilizarla para la construcción de la isocrona.

SP-5-36.—Cuarcita anfibólico-plagioclásica, con cuarzo (muy dominante), plagioclasa, biotita, anfíboles, granate y clinozoisita (circón, esfena, opacos y apatito como accesorios). La alteración afecta a todos los minerales esenciales salvo al cuarzo y el granate.

### 2) Ortoneis

SP-1-5.—La biotita, más abundante que la moscovita, aparece en pequeños cristales orientados. La moscovita, también orientada, es de mayor tamaño y puede contener biotita en su interior (con rasgos claramente secundarios) o ser idiomorfa. La plagioclasa está bien maclada, en cristales pequeños. La microclina, en grandes cristales, incluye cuarzo, biotita, plagioclasa y apatito. Los accesorios son: circón (cuando está fuera de las biotitas es de gran tamaño), turmalina y apatito (a veces, en cristales de gran tamaño). La deformación es bien visible en este ortoneis biotítico y las mirmequitas son muy comunes.

SP-1-1 (SP-2-8, análoga).—Ortoneis moscovítico, con biotita subordinada, predominando el feldespato potásico sobre la plagioclasa. Los fenocristales de microclina se observan girados por la segunda fase de deformación: la esquistosidad los bordea y se encuentran desplazados en el sentido de ella, y aparecen afectados por una fracturación que no pasa fuera de ellos (secuencia: consolida-



Figura 2.—Contacto neto entre el granito de Martinamor (color claro, sobre el que se apoya el martillo) y el ortoneis.

los demás. Muchas de las frecuentes apófisis aplítico-albíticas o pegmatoides, de reducidas dimensiones, aparecen deformadas, pero otras no; en el terreno, las edades relativas pueden ser difíciles de delimitar. La máxima intensidad de metamorfismo regional observada corresponde a la presencia de estauroлита y sillimanita prismática, como minerales indicativos (PELLITERO, 1980, 1981).

#### CARACTERISTICAS DE LAS ROCAS ESTUDIADAS

Se describen a continuación las peculiaridades de las muestras empleadas en las dataciones, que corresponden a materiales metamórficos (esquistos y ortoneis) y graníticos.

##### 1) Esquistos

SP-3-10.—Esquisto micáceo - sillimanítico, con cuarzo, moscovita, biotita, sillimanita y feldespatos (accesorios, turmalina, circón, opacos y apatito). La sillimanita es de dos tipos. Una de ellas se presenta en agregados prismáticos, alguna vez incluidos en biotita; la otra es fibrosa, en ocasiones asociada a moscovitización de biotita. Las moscovitas, en grandes láminas, incluyen a biotitas o crecen intercaladas con ella. Alguna alteración.

SP-6-8.—Esquisto biotítico, con cuarzo, biotita y plagioclasa. Hay una alternancia de zonas enriquecidas en cuarzo y feldespato con otras, esencialmente biotíticas. Esta estratificación forma un ángulo de unos 20° con la esquistosidad. Como minerales accesorios aparecen apatito (concentrado en los niveles cuarzo-feldespáticos), moscovita, circón y opacos. Hay fracturaciones perpendiculares a la estratificación, a lo largo de las cuales se observa un cierto desarrollo de la alteración micácea.

SP-5-10.—Esquisto micáceo (cuarzo, moscovita, biotita y plagioclasa). Las micas de mayor tamaño, en las que se aprecia una ligera crenulación, parecen disponerse coincidiendo con la estratificación, formando un ángulo de unos 35-40° con la dirección de alineamiento de las más pequeñas. Al microscopio es perfectamente visible un conjunto de venas tardías cuarzo-feldespáticas en determinadas zonas, por lo que se ha preferido no utilizarla para la construcción de la isocrona.

SP-5-36.—Cuarcita anfibólico-plagioclásica, con cuarzo (muy dominante), plagioclasa, biotita, anfíboles, granate y clinozoisita (circón, esfena, opacos y apatito como accesorios). La alteración afecta a todos los minerales esenciales salvo al cuarzo y el granate.

##### 2) Ortoneis

SP-1-5.—La biotita, más abundante que la moscovita, aparece en pequeños cristales orientados. La moscovita, también orientada, es de mayor tamaño y puede contener biotita en su interior (con rasgos claramente secundarios) o ser idiomorfa. La plagioclasa está bien maclada, en cristales pequeños. La microclina, en grandes cristales, incluye cuarzo, biotita, plagioclasa y apatito. Los accesorios son: circón (cuando está fuera de las biotitas es de gran tamaño), turmalina y apatito (a veces, en cristales de gran tamaño). La deformación es bien visible en este ortoneis biotítico y las mirmequitas son muy comunes.

SP-1-1 (SP-2-8, análoga).—Ortoneis moscovítico, con biotita subordinada, predominando el feldespato potásico sobre la plagioclasa. Los fenocristales de microclina se observan girados por la segunda fase de deformación: la esquistosidad los bordea y se encuentran desplazados en el sentido de ella, y aparecen afectados por una fracturación que no pasa fuera de ellos (secuencia: consolida-

ción del material granítico, fracturación y orientación visible). A veces se aprecia en estos cristales grandes de feldespato potásico una alineación de micas, formando un ángulo de unos 35-40° con la dirección de las fracturas.

##### 3) Granitos

Corresponden a los tipos normal, de tendencias pegmatoides o aplítica.

SP-4-24.—Granito moscovítico normal, con biotita subordinada, plagioclasa y microclina. Accesorios frecuentes son la turmalina y el apatito (el circón es muy escaso). Las plagioclasas están zonadas y su microclinización es muy frecuente. Las mirmequitas son comunes esporádicamente.

SP-3-22.—Granito pegmatoides, con predominio de la moscovita sobre la biotita y de la plagioclasa sobre el feldespato potásico. Aunque hay evidencias de microclinización de plagioclasas, este fenómeno está mucho menos desarrollado que en el caso anterior; inversamente ocurre con la presencia de pertitas, que son muy frecuentes. El apatito y la turmalina siguen siendo comunes.

M-37.—Granito albítico, con turmalina y granate. Se aprecian dos generaciones de feldespatos (tanto de los potásicos como de las plagioclasas): microclina I, plagioclasa I, microclina II, plagioclasa II. La plagioclasa I es de mayor tamaño y contiene inclusiones de microclina. La plagioclasa II se acompaña de abundante cuarzo y está mejor maclada.

El granito tardío de Santa Genoveva (SG-1-2, SG-1-13, SG-1-28).—Granito biotítico o de dos micas, con ortosa, microclina y plagioclasa. Los accesorios frecuentes son el circón, los apatitos, opacos y, en ocasiones, la fluorita y la calcita. La biotita, a veces, está alterada, pasando a clorita y microclina. Se observa moscovita primaria. La plagioclasa zonada es común, así como fenocristales de feldespato potásico muy rico en inclusiones de minerales diversos (micas, plagioclasas, etc.). El carácter porfiróide es muy claro. Si bien, ocasionalmente, se aprecia algún crecimiento orientado de cristales, este granito no presenta nunca la neta orientación y frecuente cataclasis de los descritos precedentemente.

#### ESTUDIO GEOCRONOLÓGICO

##### Técnicas experimentales

Las muestras motivo de este estudio fueron analizadas por los métodos potasio-argón (sobre mica) y de rubidio-estroncio (isocronas sobre roca total).

Ocho muestras de granitos se analizaron por potasio-argón, siguiendo las técnicas descritas por LINARES et al. (1972). Las edades obtenidas fueron calculadas por medio de un programa de computación de acuerdo con las proposiciones de Cox y DALRYMPLE (1967) y utilizando las constantes propuestas por STIEGER y JAEGER (1977). Los datos analíticos y las edades halladas se presentan en el cuadro número 2.

Doce muestras correspondientes a esquistos (4), ortoneis (3) y granitos (5) fueron analizadas por el método rubidio-estroncio por isocrona sobre roca total, para lo que se aplicaron las técnicas usuales en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS). Las isocronas se construyeron utilizando un programa de computación en el que se tienen en cuenta los errores analíticos de las determinaciones isotópicas. Con el mismo programa se calcularon los valores de la relación inicial ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ), y las edades, para lo que se utilizó el valor  $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11}/\text{a}$ . Los datos analíticos y edades se dan en el cuadro número 1 y las isocronas obtenidas en las figuras 3 y 4.

##### Discusión de los resultados

1) Rocas metamórficas.—Los datos correspondientes (esquistos y ortoneis, fig. 3) se disponen sobre una recta isocrona que corresponde a una edad de  $430 \pm 30$  m.a., con una relación inicial ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ), de  $0.7106 \pm 0.0039$ . Las rocas estudiadas muestran buena dispersión y se alinean bien sobre la mencionada isocrona, como lo demuestra el coeficiente de regresión para dicha recta de 0.9907. De acuerdo a este resultado, la edad mínima del metamorfismo es silúrica, dado que, como se muestra en la figura 1, hay próximos granitos posteriores (ver la bibliografía citada en la Introducción para detalles de la información geológica general) que pueden rejuvenecer isotópicamente a los materiales, al igual que el segundo metamorfismo o fase metamórfica (contrastar a este respecto con las observaciones petrográficas arriba citadas).

2) Granitos.—La isocrona hallada para cinco

## CUADRO 1

## Datos analíticos y edades obtenidas por el método rubidio-estroncio

| ARb núm. | Núm. muestra campo | Roca      | Rb ppm | Sr ppm | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ | Edad (m.a.)  |
|----------|--------------------|-----------|--------|--------|---------------------------------|---------------------------------|-------------------------------------|--------------|
| 0529     | SP3-10             | Esquisto  | 197    | 105    | 0,746                           | 5,3                             | $0,7106 \pm 0,0039$                 | $430 \pm 30$ |
| 0530     | SP6-8              | Esquisto  | 207    | 56     | 0,775                           | 10,4                            |                                     |              |
| 0531     | SP5-10             | Esquisto  | 84     | 12     | 0,8015                          | 17,3                            |                                     |              |
| 0532     | SP5-36             | Esquisto  | 184    | 160    | 0,7283                          | 3,4                             |                                     |              |
| 0521     | SP1-5              | Ortogneis | 209    | 83     | 0,754                           | 6,4                             |                                     |              |
| 0522     | SP1-1              | Ortogneis | 225    | 76     | 0,766                           | 8,4                             |                                     |              |
| 0523     | SP2-8              | Ortogneis | 324    | 54     | 0,810                           | 17,2                            |                                     |              |
| 0524     | SP1-2              | Granito   | 300    | 54     | 0,806                           | 16,7                            | $0,7267 \pm 0,0038$                 | $360 \pm 25$ |
| 0525     | SP4-24             | Granito   | 229    | 105    | 0,757                           | 6,2                             |                                     |              |
| 0526     | SP3-22             | Granito   | 226    | 33     | 0,775                           | 8,8                             |                                     |              |
| 0527     | M-60               | Granito   | 273    | 52     | 0,796                           | 13,3                            |                                     |              |
| 0528     | M-37               | Granito   | 295    | 38     | 0,825                           | 19,0                            |                                     |              |

## CUADRO 2

## Datos analíticos y edades obtenidas por el método potasio-argón (M, moscovita; B, biotita)

| AK núm.                 | Muestra de campo núm. | Mineral | K (%) | $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$<br>$10^{-10}\text{Mol/g}$ | $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%) | Edad (m.a.)  |
|-------------------------|-----------------------|---------|-------|---|-----------------------------------|--------------|
| Granito de Martinamor   |                       |         |       |   |                                   |              |
| 2895                    | M-23                  | M       | 6,67  | 42,506  | 20,5                              | $334 \pm 10$ |
| 2897                    | M-30                  | M       | 4,57  | 13,473  | 58,0                              | $162 \pm 10$ |
| Granito facies albitica |                       |         |       |   |                                   |              |
| 2899                    | M-36                  | B       | 6,48  | 41,078  | 33,6                              | $333 \pm 10$ |
| 2901                    | M-52                  | M       | 6,99  | 41,009  | 26,9                              | $310 \pm 10$ |
| Granito facies aplítica |                       |         |       |   |                                   |              |
| 2902                    | M-57                  | M       | 3,70  | 18,871  | 42,7                              | $272 \pm 10$ |
| Granito Santa Genoveva  |                       |         |       |   |                                   |              |
| 2892                    | SG-1-2                | M       | 6,91  | 40,940  | 21,8                              | $313 \pm 10$ |
| 2893                    | SP-1-13               | M       | 6,94  | 23,490  | 58,9                              | $185 \pm 10$ |
| 2894                    | SG-1-28               | M       | 7,56  | 29,352  | 42,5                              | $211 \pm 10$ |

muestras de granito (fig. 4) corresponde a una edad de  $360 \pm 25$  m.a., con una relación inicial  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  de  $0,7267 \pm 0,0038$  y un coeficiente de regresión de 0,9942, lo que demuestra la buena alineación de estas muestras. Esta edad sitúa a los granitos en el Carbonífero más inferior y tal resultado se confirma con los obtenidos por medio del método potasio-argón de  $334 \pm 10$  a.m. (muestra

M-23, facies normal) y  $333 \pm 10$  m.a. (muestra M-36, facies albitica) para micas del granito de Martínamor. El alto valor de la relación isotópica (Sr) inicial apoya el origen de estas rocas por anatexia cortical, propuesto ya por PELLITERO (1980) en base a argumentos geológicos distintos.

La edad menor del granito de Santa Genoveva

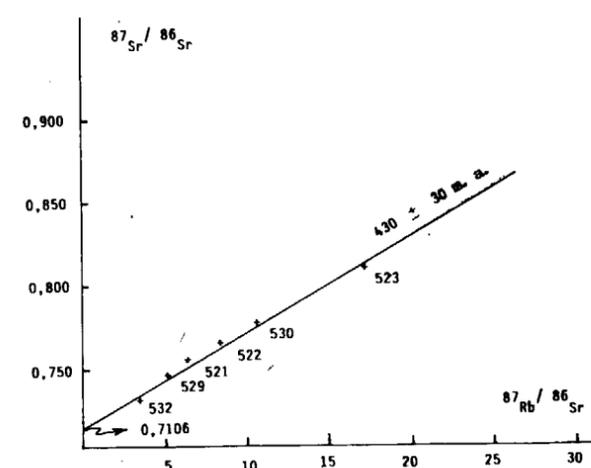


Figura 3.—Isocrona correspondiente a las rocas metamórficas.

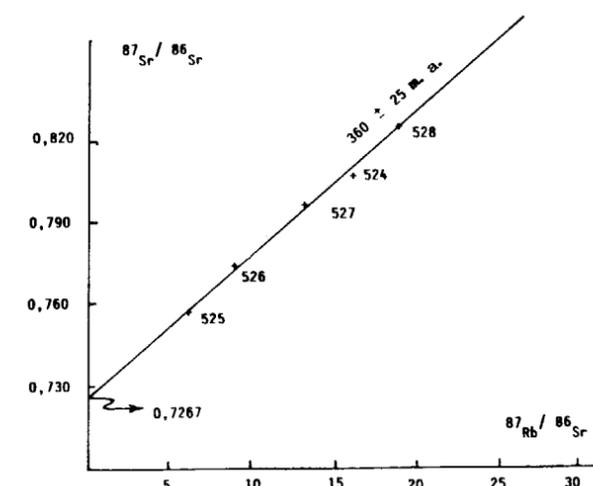


Figura 4.—Isocrona correspondiente a los granitos.

( $313 \pm 10$  m.a.) señala la presencia de otro acontecimiento producido en el Carbonífero. Las edades más jóvenes aún de las muestras SG-1-28 y, sobre todo, SG-1-13 son un reflejo de actividades posteriores tardías o postmagmáticas, puesto que corresponden a rocas con evidentes señales de greisenización (bien visible en el terreno, en las proximidades de fracturas muy abundantes y subparalelas) y procesos deutéricos de más baja temperatura aún.

Por otra parte, las muestras que han dado edades inferiores a los 300 m.a., emplazadas dentro del granito de Martínamor en sentido genérico (fig. 1) son siempre, en el terreno, tardías, con netos rasgos de estar afectadas por fenómenos deutéricos.

## CONCLUSIONES

1) Los esquistos y el ortogneis del área considerada han sufrido un metamorfismo prehercínico (pueden existir otros posteriores). La edad encontrada,  $430 \pm 30$  m.a., es la mínima, puesto que las muestras proceden de puntos en los que es muy factible la influencia de granitoides claramente posteriores y hay claras pruebas de haber minerales metamórficos de edades distintas.

2) Las concentraciones elementales estratiformes de Sn y W, ya implicadas con la actividad metamórfica más precoz y remobilizadas más tarde

(SAAVEDRA y PELLITERO, op. cit.; PELLITERO et al., op. cit.) son, pues, prehercínicas.

3) En consecuencia de lo antes expresado, la fase de deformación anterior al metamorfismo es también prehercínica.

4) Ya desde el inicio del Carbonífero se manifiesta netamente un plutonismo importante. A unos  $360 \pm 25$  m.a. aparece un granito con relación de isótopos de Sr (inicial) más elevada ( $0,7267 \pm 0,0038$ ) que la del encajante metamórfico ( $0,7106 \pm 0,0039$ ), cortical, explicable por ser un material reciclado. Posteriormente, hay actividades tardías endógenas que se prolongan largamente en el tiempo.

## BIBLIOGRAFIA

- COX, A., and DALRYMPLE, G. B. (1967): *Statistical analysis of geomagnetic reversal data; the precision of potassium-argon dating*. J. Geophys. Res., 72, 2603-2614
- LINARES, E.; KAWASHITA, K., y KLEINER, L. (1972): *Constantes de calibración y factores de corrección para la aplicación del método potasio-argón en el laboratorio de INGEIS*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, 28 (2), 133-146.
- PELLITERO, E. (1980): *Caracteres petrogenéticos y metalogenéticos de los yacimientos de wolframio de la provincia de Salamanca*. Tesis doctoral, Universidad de Salamanca.
- PELLITERO, E. (1981): *La zona wolframífera centro-oriental de Salamanca*. Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 2, 227-244.

PELLITERO, E.; SAAVEDRA, J.; GARCÍA SÁNCHEZ, A., y GONZÁLEZ, F. (1985): *Caracterización de concentraciones estratiformes de Sn y W en la zona de San Pedro de Rozados-Martinamor (Salamanca)*. Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 9, 177-189.

SAAVEDRA, J., and PELLITERO, E. (1983): *Origin by metasomatic diffusion of the calc-silicate rocks at the scheelite-rich area of Morille (Salamanca). An example of metamorphic differentiation in Upper Proterozoic rocks from Iberian Peninsula*. In *Leaching and diffusion in rocks*

and their weathering products, A. S. S. Augustithis, ed. Theophrastus Publications, S. A., Athens, 137-148.

SAAVEDRA, J.; PELLITERO, E.; GARCÍA SÁNCHEZ, A., y FERNÁNDEZ TURIEL, J. L. (1984): *Rasgos petrográficos y geoquímicos de los granitoides y rocas metamórficas del área Morille-Martinamor (Salamanca, Centro-Oeste de España)*. Est. Geol., 40, 15-21.

STEIGER, R. H., and JAEGER, E. (1977): *Subcommission on Geochronology: Convection on the use of Decay Constants in Geo and Cosmochronology*. Earth and Planet. Sci. Letters, 36 (3), 359-362.

Recibido: Julio 1987.

## Trilobites y Graptolitos de las lumaquelas terminales de los «Bancos Mixtos» (Ordovícico Superior de la zona Centroibérica meridional): Elementos nuevos o poco conocidos (1)

Por J. C. GUTIERREZ MARCO (\*) e I. RABANO (\*)

### RESUMEN

Se revisan y actualizan los datos paleontológicos concernientes a diversas unidades del Ordovícico Superior de la zona Centroibérica del Macizo Hespérico, incidiendo especialmente en los tramos lumaquéllicos situados a muro de la Caliza Urbana. Estos han sido datados como Bohdaleciense (Beroun Superior) en términos bohémicos, y su parte superior equivale esencialmente al Ashgill Inferior (Pusgillense) según la escala patrón británica. No obstante, todavía no se dispone de criterios bioestratigráficos suficientes para poder precisar la posición del límite Caradoc/Ashgill dentro de la sucesión. En el apartado sistemático, se describe por vez primera en el Ordovícico de España el graptolito *Orthograptus amplexicaulis* (HALL) y se dan a conocer los caracteres torácicos del trilobites *Chattiaspis almadenensis* HAMMANN; definiéndose además la nueva especie *Eudolatites (E.) flavus* RABANO, n. sp. (Phacopina, Dalmanitidae).

**Palabras clave:** Ordovícico, Caradoc, Ashgill, bioestratigrafía, correlación, Graptolithina, Trilobita, taxón nuevo, zona Centro-ibérica, Macizo Hespérico, España.

### ABSTRACT

The paleontological data of several upper Ordovician units of the Central Iberian zone of the Hesperian Massif are reviewed and actualized. The upper 30-40 m. alternating beds with coquinas below the Urbana Limestone have been specially researched, and have been dated as Bohdalecian (upper Berounian) in Bohemian terms, its upper part being equivalent to the Lower Ashgill (Pusgillian) according to the British standard scale. However, there aren't still enough biostratigraphical evidences to locate the Caradoc/Ashgill boundary in this succession. Within the systematical part, *Orthograptus amplexicaulis* (HALL) is described for the first time in the Spanish Ordovician, and the thoracic characteristics of the trilobites *Chattiaspis almadenensis* HAMMANN are recognized. *Eudolatites (E.) flavus* (Phacopina, Dalmanitidae) is described as new.

**Key words:** Ordovician, Caradoc, Ashgill, biostratigraphy, correlation, Graptolithina, Trilobita, new species, Central Iberian zone, Hesperian Massif, Spain.

### INTRODUCCION

Los «Bancos Mixtos» constituyen un conjunto predominantemente arenoso que integra gran parte de la sucesión del Ordovícico Superior reconocida en el sector más meridional de la zona Centroibérica del Macizo Hespérico peninsular.

(1) Este trabajo es una contribución al Proyecto ID-456: «Bioestratigrafía y Paleoecología del Paleozoico Inferior del SO del Macizo Hespérico», financiado por la CAICYT y el CSIC a través del Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM).

(\*) Departamento de Paleontología e Instituto de Geología Económica (CSIC-USM), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040 MADRID.

En sus afloramientos típicos de Sierra Morena oriental (SO de la provincia de Ciudad Real y N de Jaén), la unidad comprende 150-200 m. de alternancias formadas por bancos centi a decimétricos de areniscas y ortocuarzitas separados por otros niveles más finos de aspecto pizarroso, diferenciándose ocasionalmente en la mitad superior de la misma algunos tramos métricos con predominio cuarcítico o pizarroso. No obstante, la característica más notable de sus últimos 30-40 m. radica en la existencia de intercalaciones de areniscas calcáreas biodetríticas de grano fino y carácter lumaquéllico, junto con horizontes limonizados de color amarillo a naranja vivo en fractura fresca cuya estratificación aparece casi

siempre obliterada y a menudo encierran también fósiles. Por esta razón, TAMAIN (1967) denominó a este tramo «lumaquelas terminales», refiriéndose al conjunto de la unidad por vez primera y en el mismo trabajo como «Bancos Mixtos», haciéndose eco de la terminología minera empleada por aquel entonces en las labores de El Centenillo (allí la formación encaja parcialmente los filones «Sur», «Mirador» y «Pelaguindas»). La ausencia de una definición formal de la unidad desde el punto de vista estratigráfico y la presencia de límites bastante graduales con los materiales infra y suprayacentes ha motivado posteriormente errores y dudas frecuentes en cuanto a su concepción y correlación interregional. Dentro de Sierra Morena oriental, los «Bancos Mixtos» en sentido estricto (comprendidos entre las Pizarras Cantera y la Caliza Urbana/Pizarras Chavera) equivalen parcialmente a las «Capas con *Orthis*» de HENKE (1926: sólo cartografía) y BUTENWEG (1968); mientras que su identidad es total con las «Alternancias con *Orthis*» de RICHTER (1967) y KETTEL (1968), un término aplicado posteriormente en otras regiones de Sierra Morena con un significado equivalente al de los «Bancos Mixtos» (HAFENRICHTER, 1979; HAMMANN et al., 1982). Según TAMAIN et al. (1970), la unidad «en sentido amplio» podría englobar también a la Caliza Urbana, en cuyo techo se observa puntualmente un horizonte descalcificado, de aspecto idéntico al de las «lumaquelas terminales», que contiene cistídeos ashgillenses. Sin embargo, nosotros no creemos posible que la «Caliza Urbana» constituya una intercalación lenticular cerca del techo de los «Bancos Mixtos», y aunque en ocasiones su pequeño espesor e inconsistencia aconsejen la unificación cartográfica de ambas unidades, el límite inferior de la caliza coincide siempre con cambios litológicos, sedimentológicos y faunísticos notables. Aun así, sigue siendo un error bastante común asimilar algunos niveles descalcificados de Caliza Urbana a los «Bancos Mixtos» y a la inversa, el reconocimiento poco detenido de ciertos afloramientos favorece la inclusión en la unidad caliza de bancos inalterados de areniscas calcáreas biodetríticas pertenecientes al techo de la unidad infrayacente.

Respecto a la identificación de los «Bancos Mixtos» en otras sucesiones del Ordovícico Superior centroibérico fuera de Sierra Morena oriental, generalmente se admite que la unidad está presente más al oeste en las regiones de Corral de Calatra-

va y Almadén-Alcudia (TAMAIN et al., 1970; LAURET, 1974; LOZAC'H y VIDAL, 1976; BLACHERE, 1978; HAMMANN, 1976; HAMMANN et al., 1982), donde correspondería parcialmente a los términos «Areniscas y pizarras con briozoos y órthidos» (REDLIN, 1955), unidad 5 de ALMELA et al. (1962), «Areniscas con *Orthis actoniae*» (MÁRQUEZ TRIGUERO, 1963), «Alternancia del Caradoc» (PUSCHMANN, 1967) y «Alternancias Superiores» de SAUPE (1971). No obstante, la sucesión local del Ordovícico Superior en la región de Almadén-Corral varía de forma apreciable con respecto a los esquemas obtenidos en Sierra Morena oriental. En primer lugar, sobre la Cuarcita Canteras (= Botella) se apoya una sucesión de pizarras arenosas, mucho más potente que las «Pizarras Cantera», con las que han sido comparadas («Argilitas Intermedias» de SAUPE, 1971: 80-200 m.). Estas se ven sucedidas en Corral por 20-35 m. de cuarcita en bancos gruesos sobre los que se apoya una serie alternante muy fosilífera de 40-45 m. de potencia, cuyo aspecto resulta idéntico al de las «lumaquelas terminales» de los «Bancos Mixtos», y que igualmente dan paso a la Caliza Urbana. En el sinclinal de Almadén, la última unidad mencionada configura junto a las «lumaquelas terminales» la parte más elevada de las «Alternancias Superiores» de SAUPE (1971). Aunque tales equivalentes de los «Bancos Mixtos» resultan muy ubicuos en el seno de esta estructura, la sucesión registrada entre la base de dichas «Alternancias Superiores» y el techo de la Cuarcita Canteras no siempre se reduce a las «Argilitas Intermedias», sino que a veces éstas se encuentran substituidas por una alternancia de areniscas y pizarras que culmina eventualmente en un tramo pizarroso localizado hacia la parte media de la sucesión atribuida al Ordovícico Superior.

Del conjunto de los datos examinados se desprende que subsisten todavía muchas dificultades para intentar una correlación litoestratigráfica entre los «Bancos Mixtos» de Sierra Morena oriental y unidades comparables de Almadén, sobre todo si tenemos en cuenta el conocimiento imperfecto del conjunto de estas sucesiones y la falta de definición formal de sus unidades integrantes (la concepción de cada una varía según los autores). No obstante, el estudio paleontológico desarrollado en este trabajo se refiere a un tramo (las «lumaquelas terminales») especialmente ubicuo en la parte meridional de la zona Centroibérica, donde puede ser fácilmente correlacionado por debajo de la Caliza Urbana o, en su caso, de las Pizarras Cha-

vera/Argilitas de Muro. Para la parte inicial de la sucesión del Ordovícico Superior, la determinación de interrupciones estratigráficas a escala regional puede revelar buenos resultados de cara a precisar mejor las correlaciones. Una de estas posibles paraconformidades podría coincidir con el horizonte mineralizado observado en el tercio inferior de las «Argilitas Intermedias» de Corral de Calatrava, comparable en principio con el que marca el límite Pizarras Cantera/«Bancos Mixtos» en el N de Jaén.

#### CONTENIDO PALEONTOLOGICO Y DATACION DE LAS «LUMAQUELAS TERMINALES»

Debido al carácter eminentemente fosilífero de las «lumaquelas terminales» (cuyo aspecto recuerda en cierto modo a las «facies renanas» del Devónico), casi todos los trabajos de índole geológica citados en el apartado anterior y algunos otros referidos en los mismos (POUPON, 1971; PERAN, 1971; TAMAIN, 1972; CHARPENTIER, 1976) mencionan fauna identificable de edad «Caradoc» obtenida en cerca de medio centenar de localidades diferentes, de la que aportan determinaciones dispares concernientes a braquiópodos, briozoos y trilobites. Los estudios más puramente paleontológicos llevados a cabo sobre la unidad se deben por orden cronológico a VERNEUIL y BARRANDE (1856), quienes detallan los primeros descubrimientos efectuados por PRADO (1856); MONTOUCHET (1948, inéd.); CHAUVEL et al. (1969: descripciones preliminares de braquiópodos); HAMMANN (1971, 1972, 1974, 1976, 1983) y HAMMANN y HENRY (1978). Los seis últimos trabajos y especialmente el de HAMMANN (1976) incluyen el estudio pormenorizado de los trilobites de las «lumaquelas terminales», labor que continuamos aquí con la descripción de una especie nueva de la que sólo se conocían fragmentos (*Eudolatites flavus* RABANO n.sp.). Con respecto a la fauna de graptolitos, su presencia había sido indicada por LAURET (1974) y HAMMANN (1976), si bien las formas identificadas («Diplograptidea» y *Orthograptus truncatus* cf. *truncatus*, respectivamente) permanecían hasta el momento sin describir y corresponden en realidad a una única especie [*Orthograptus amplexicaulis* (HALL)]. Aparte de los grupos fósiles mencionados algunos equinodermos han sido objeto de atención reciente (CHAUVEL y MELÉNDEZ, 1986); mientras que faltan estudios modernos sobre los bra-

quiópodos y se dispone tan sólo de algunas determinaciones parciales de los briozoos, acritarcos (HAFENRICHTER, 1979) y quitinozoos (SAUPE, 1971).

A continuación damos una relación actualizada de los macrofósiles identificados en las «lumaquelas terminales», advirtiendo que aunque reviste un carácter sintético, no hemos logrado detectar en nuestros estudios variaciones significativas en la distribución vertical de los taxones citados, a lo largo de los 30-40 m. que constituyen el tramo. En el extremo opuesto, casi todos ellos pueden encontrarse juntos en un mismo horizonte en ciertas localidades (por ejemplo AL-I: su situación se detalla en el apartado siguiente). La lista de formas identificadas por nosotros (con datos de HAMMANN, 1976, para algunos trilobites) es la siguiente:

- Onnia? malladai* (OEHLERT, 1895)
- Cekovia munieri* (KERFORNE, 1900)
- Dysplanus (Zetillaenus) ibericus* HAMMANN, 1976
- Calymenella boisseli* BERGERON, 1890
- Prionocheilus costai* (THADEU, 1947)
- Dalmanitina (D.) acuta* HAMMANN, 1971
- Chattiaspis almadenensis* HAMMANN, 1972
- Eudolatites (E.) flavus* RABANO n. sp.
- Dreyfussina exphtalma castiliana* (HAMMANN, 1971)
- Eccoptochile? impedita* HAMMANN, 1972
- Eccoptochile (E.) aff. clavigera* (BEYRICH, 1845)
- Actinopeltis spjeldnaesi* HAMMANN, 1972
- Diacanthaspis morenaica* HAMMANN, 1976
- Nobiliasaphus* sp.
- Orthograptus amplexicaulis* (HALL, 1847)
- Destombesia diedra* CHAUVEL, 1966
- Calix gutierrezii* CHAUVEL y MELÉNDEZ, 1986
- Svobodaina havlicecki* VILLAS, 1985
- Drabovinella erratica* (DAVIDSON, 1869)
- Rafinesquina lignani* VILLAS, 1985
- Triplesia* sp.
- Archinacella* sp.

Adicionalmente restan por identificar otras muchas formas (aproximadamente 15-20 especies) entre braquiópodos (articulados e inarticulados), equinodermos (crinoides), moluscos (gasterópodos, cefalópodos, bivalvos, hyolítidos), cnidarios (conuláridos y corales masivos?), briozoos (trepostomados y cheilostomados —Phylloporínidos—), raros graptolitos (entre ellos los restos determinados como *Glyptograptus?* sp. 2 por GUTIÉRREZ MARCO (1986: lám. 33, fig. 10), ostrácodos, posibles tentaculítidos e icnofósiles.

Por lo que respecta a la datación de las «lumaquelas terminales», ninguno de los fósiles determinados hasta el momento permite precisar su ubicación cronoestratigráfica con suficiente detalle, si bien todos los autores coinciden en asignarles una edad Caradoc Superior debido a su proximidad a la base de la Caliza Urbana, que contiene conodontos ashgillenses de la zona de *Amorphognatus ordovicicus* (cf. FUGANTI y SERPAGLI, 1968; HAFENRICHTER, 1979). No obstante, las dificultades principales que subyacen en la datación precisa del conjunto lumaquéllico no se refieren estrictamente a la ausencia de «fósiles característicos» en los cortes puntuales conocidos, sino que tienen un origen más amplio incidiendo de lleno en la problemática que afecta a la correlación general de las sucesiones ordovícicas de los macizos hercínicos mediterráneos con respecto a las áreas-tipo británicas del Sistema Ordovícico. Prescindiendo de factores tales como el provincialismo faunístico que dificulta en parte una comparación bioestratigráfica, el problema mayor se refiere a la imprecisión con que fueron definidos los distintos términos cronoestratigráficos de referencia de este Período. Así, algunos Pisos (edades) o Series (épocas) están basados en unidades litoestratigráficas delimitadas por *discontinuidades*, en una concatenación dudosa de biozonas de *diferentes áreas*; o por el contrario, sus límites se sitúan dentro de biozonas estándar de graptolitos y conodontos, lo que merma notablemente sus posibilidades de identificación fuera de los estratotipos (cf. WILLIAMS et al., 1972; WHITTINGTON et al., 1984). En un intento operativo de superar estos problemas, diversos países alejados de las áreas-tipo han adoptado otras escalas cronoestratigráficas paralelas a la estándar (Baltoscandinavia, Norteamérica, Australia, Asia Central soviética, China, etc.), cuyos referentes regionales se sitúan en sucesivos lito- y bioestratigráficas mejor documentadas, donde la investigación se centra también en la búsqueda de nuevos criterios de correlación que permitan establecer gradual y recíprocamente su comparación detallada con los estratotipos británicos. En este contexto, los materiales ordovícicos del Macizo Hespérico se enmarcan dentro del conjunto de sucesiones de «corte mediterráneo» (clásticas epicratónicas, con faunas de aguas frías y depósitos de paleolatitudes elevadas), reconocidas en parte del centro-sur/suroeste de Europa, N de Africa, Oriente Próximo y Asia suroccidental, cuyo referente de corre-

lación comprende también las diversas «Series» y «Pisos» definidos en Bohemia (Checoslovaquia) por HAVLICEK y MAREK (1973).

Teniendo en cuenta las premisas anteriores, los fósiles de concha («shelly fauna») de las «lumaquelas terminales» configuran un conjunto homogéneo bioestratigráficamente que puede ser comparado con la escala bohémica. Las asociaciones de trilobites centroibéricas encontradas en dicho tramo componen el denominado «nivel con *Onnia?* n. sp. aff. *grenieri*» (= *O.?* *malladai*) de HAMMANN (1983), quien lo compara con el piso Bohdaleciense de Bohemia (Beroun terminal) basándose en la similitud de las asociaciones a nivel genérico y a su proximidad con la base de la Caliza Urbana, considerada por el mismo autor como Kralodvoriense (Ashgill: Zona Anceps). En términos de las asociaciones de braquiópodos acompañantes, las «lumaquelas terminales» contienen diversas formas de la «Biozona de extensión de *Svobodaina havliceki*», que VILLAS (1985) asigna originalmente al Bohdaleciense, comparándolo con parte del Actoniense, Onniense y Pusgillense de las Series Caradoc y Ashgill británicas. El límite entre ambas Epocas no puede ser trazado en las sucesiones ordovícicas de «corte mediterráneo» por corresponder a un contexto paleobiogeográfico enteramente distinto del de las áreas-tipo; pero tampoco es fácil de reconocer fuera de éstas, debido a su situación dentro de zonas concretas de graptolitos y conodontos (INGHAM y WRIGHT, 1970). En este sentido, aún no ha podido demostrarse la presencia de graptolitos de la Zona Linearis junto con asociaciones de trilobites características del Onniense, mientras que estos últimos coexisten siempre con graptolitos de la Zona Clingani en la sección-tipo del río Onny (Welsh Borderland, Gran Bretaña). Por otro lado, el Pusgillense-tipo de las Pizarras Dufton del Cross Fell Inlier (N de Inglaterra) no contiene graptolitos distintivos, y las comparaciones efectuadas entre las sucesiones conchíferas y graptolíticas de los Grupos Ardwell y Whitehouse del Girvan District (Escocia) muestran simplemente que los graptolitos de la Zona Linearis están acantonados entre niveles con faunas bentónicas típicas del Pusgillense (Grupo Whitehouse Superior, con graptolitos de la Zona Complanatus) y del Onniense (base del Grupo Whitehouse Inferior y techo del Grupo Ardwell, este último con graptolitos de la Zona Clingani). Dado que en otras localidades se han encontrado también trilobites pusgillenses aso-

ciados a graptolitos de la Zona Linearis, WILLIAMS y BRUTON (1983) proponen situar provisionalmente el límite Onniense/Pusgillense (y por ende Caradoc/Ashgill) entre las zonas Clingani y Linearis, lo que ha sido aceptado por BERGSTRÖM y MITCHELL (1986) y rechazado por WHITTINGTON et al. (1984). El último trabajo mencionado tampoco aporta ningún dato paleontológico concluyente, salvo el hallazgo puntual de *Tretaspis* gr. *ceriodes* (Actoniense-Onniense) en la primera división del Grupo Whitehouse Superior (por encima de la aparición de graptolitos de la Zona Linearis), que prácticamente colocaría el límite Caradoc-Ashgill entre las Zonas Linearis y Complanatus; reconocible únicamente por la presencia de un trilobites dependiente de las facies en una localidad alejada de los estratotipos de ambas Series.

Volviendo al tema de la correlación planteada por los trilobites y braquiópodos registrados en las «lumaquelas terminales» de la zona Centroibérica respecto al piso Bohdaleciense de Bohemia (Beroun terminal: Caradoc Superior-Ashgill Inferior), la presencia de *Orthograptus amplexicaulis* (HALL) en los mismos niveles tampoco añade nuevas precisiones, ya que este diplográptido posee una distribución vertical muy extensa (Zonas Multidens a Anceps: Caradoc-Ashgill) que engloba la determinación anterior. La edad estimada para sus hallazgos ibéricos debe basarse pues en el estudio de las faunas bentónicas acompañantes o de las biozonas de quitinozoos (PARIS, 1981), que proporcionan buenas posibilidades de correlación con las Series tipo del Ordovícico, a veces de un modo indirecto, a través de su comparación previa con los términos baltoescandinavos. Considerando en primer lugar los trilobites, las asociaciones registradas en las «lumaquelas terminales» se parecen bastante a las obtenidas en la Formación Rosan del Macizo Armoricano francés (*Cekovia munieri*, *Actinopeltis* cf. *spjeldnaesi*: HENRY et al., 1976), Formación Porto do Santa Anna de Buçaco, Portugal (*Onnia?* n. sp. aff. *grenieri* = ? *O.?* *malladai*, *C. munieri*, *Dysplanus* (Z.) *ibericus*, *Prionocheilus costai*, *Actinopeltis*, *Eccoptochile*, *Eudolatites flavus*, *Nobiliasaphus*, *Chattiaspis?*: THADEU, 1947), en la Formación Le Glauzy de la Montaña Negra del S. de Francia (*O.?* *malladai*, *Calymenella boisseli*, *Dalmanitina acuta?*, *Dreyfussina exoptalma*: DREYFUSS, 1948; HAMMANN, 1976), y en las facies próximas a la de *Polyteichus* de la Formación Bohdalec de Bohemia (*Eudolatites*, *Dalmanitina*, *Prionocheilus*, *Calymenella*, *Eccoptochile*, *Actinopeltis*,

*Nobiliasaphus*, *Onnia*: HAVLICEK y VANEK, 1966). Sin embargo, las asociaciones de trilobites de las «lumaquelas terminales» y de la Formación Porto do Santa Anna también incluyen algunos elementos característicos de la biofacies «tipo Lejskov» del Kralodvoriense basal de Bohemia, entre los que destacan *Dysplanus* (*Zetillaenus*) y *Zdicella* (= *Delgadoa* THADEU). El primero de estos illaénidos se conoce a partir del Caradoc fuera de Bohemia, y concretamente en España la especie *D. (Z.) ibericus* o formas estrechamente relacionadas con ella comienzan su representación a partir de la zona 14 de quitinozoos (Caradoc: ver fig. 1), según datos propios obtenidos en los sinclinales de Puebla de Don Rodrigo, Corral de Calatrava, Guadarranque y también en las Ramas Aragonesa y Castellana de la Cordillera Ibérica. Con respecto a *Zdicella*, un género exclusivamente Kralodvoriense, debe proceder de niveles más elevados de la Formación Porto do Santa Anna (las listas aportadas por DELGADO, 1908, sintetizan diversos yacimientos y niveles a lo largo de la unidad); al igual que algunos lichidos y equinodermos (*Heliocrinites*, *Echinospaerites*), representados en las calizas de esta edad del área iberoarmoricana (Cautleyense-Rawtheyense). En una unidad comparable como es la Formación Rosan, existen a corta distancia por encima de los trilobites semejantes a los de las «lumaquelas terminales», niveles tufíticos con equinodermos y braquiópodos ashgillenses seguidos por calizas con conodontos de la Zona Ordovicicus. Estos datos sitúan a casi toda la unidad dentro del Kralodvoriense, si bien no puede descartarse que los niveles inferiores con trilobites pertenezcan al Berouniense Superior (pese a que *Cekovia*, *Actinopeltis* y *Flexicalymene* prosigan su representación durante el Kralodvoriense) en virtud de su correlación con la Formación Porto do Santa Anna, cuya base contiene una asociación de braquiópodos berounienses con *Svobodaina*, *Porambonites*, *Aegiromena*, *Rafinesquina*, etc. (MITCHELL, 1974). Como ya expresamos anteriormente, los braquiópodos encontrados en las «lumaquelas terminales» de la zona estudiada pertenecen a la biozona de *Svobodaina havliceki*, definida por VILLAS (1985) en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y asignada originalmente al Bohdaleciense (Beroun Superior). En su corte tipo de Fombuena (Zaragoza), esta biozona es sucedida por la de *Iberomena sardoa*, comparada por su autor con el Kralodvoriense o Ashgill (Pusgillense Superior-Rawtheyense) según ambas escalas. A pesar de la corres-

pondencia existente entre la primera biozona, y la asociación de trilobites que define el «nivel de *O.?* n. sp. aff. *grenieri*» (= *O.?* *malladai*), en la Formación Le Glauzy de la Montaña Negra francesa aparentemente se solapan los horizontes con dichos trilobites y algunas especies de braquiópodos típicas de la biozona de *I. sardoa* de Aragón (*I. sardoa*, *Nicolella actoniae*, *Triplesia cymbula*, *Porambonites magnus*, *Eoanastrophia pentamera?*), que coexisten a su vez con las últimas formas del género *Svobodaina*, una de las cuales (*S. feisti* HAVLICEK) está emparentada con *S. havliceki*. De ello se deduce que la biozona de *I. sardoa* equivale en gran parte al Kralodvoriense, si bien algunas de sus formas más características aparecen puntualmente a partir del Bohdaleciense (Beroun terminal) junto con las especies más modernas del género *Svobodaina* (cf. VILLAS, 1985).

Respecto a la asignación cronoestratigráfica de las biozonas tipificadas en las «lumaquelas terminales» centroibéricas, todos los datos considerados hasta ahora coinciden en compararlas con el piso Bohdaleciense de Bohemia, comprendido en términos británicos entre el Caradoc Superior (Onniense y gran parte del Actoniense) y el Ashgill Inferior (Pusgillense): HAVLICEK y VANEK, 1966; WILLIAMS et al., 1972. Una asignación más detallada dentro de este intervalo puede derivarse del estudio de los quitinozoos (PARIS, 1981). Los datos proporcionados por estos microfósiles han permitido caracterizar una biozona en la base de la Formación Porto do Santa Anna portuguesa bajo los horizontes de trilobites comparables a los de las «lumaquelas terminales» («xistos diabásicos» de DELGADO, 1908), que coexisten a su vez con braquiópodos bohdalecienses. Basándose en correlaciones indirectas con Baltoescandinavia y Canadá, PARIS (1979, 1981) atribuye a esta Biozona 18 (coexistencia *Belonechitina micracantha*-*B. sp. B*) una edad Pusgillense, comparable con las Zonas Complanatus y Ordovicicus de graptolitos y conodontos (ver fig. 1). Esta asignación concuerda también con las indicaciones proporcionadas por los acritarcos obtenidos en la misma unidad (ELAOUAD-DEBBAJ, 1978), lo que sitúa a la Formación enteramente en el Ashgill con un pequeño hiato en la base correspondiente a su límite con el Caradoc. Los niveles de quitinozoos estudiados en la parte superior (carente de microfósiles) de la Formación de Louredo infrayacente, sirvieron a PARIS (1979, 1981) para caracterizar su Biozona 17 (acmé de *Conochitina homoclaviformis*) y asignarle una edad Actoniense-

Onniense, por comparación directa con Gran Bretaña y sus equivalentes escandinavos. En el segundo trabajo, PARIS (op. cit.) compara tentativamente dicha biozona con los niveles de graptolitos pusgillenses registrados hacia la parte superior de la Formación de Saint-Germain-sur-Ille del Macizo Armoricano, donde existen diversas formas de *Orthograptus* gr. *amplexicaulis* (cf. SKEVINGTON y PARIS, 1975), *Calymenella* (HENRY, 1980) y braquiópodos como *Drabovinella erratica* (cf. MELOU, 1985), conocidos también en los bancos arenosos de nuestras «lumaquelas terminales».

En vista de todo lo expuesto, podemos asumir que las «lumaquelas terminales» tienen una edad Bohdaleciense (Beroun Superior) en términos bohémicos, y su parte superior equivale esencialmente al Ashgill Inferior (Pusgillense) según los referentes británicos. El examen de las asociaciones de quitinozoos registradas en una posición equivalente en otras áreas de la zona Centroibérica, permite suponer que el conjunto del tramo lumaquélco se depositó durante el Actoniense Superior?, Onniense y Pusgillense, sin que los límites entre los pisos mencionados o incluso las series Caradoc y Ashgill puedan determinarse tras el estudio preliminar de la distribución de los macrofósiles.

Con el fin de completar las observaciones bioestratigráficas iniciadas aquí sobre el Ordovícico Superior de la Península Ibérica y áreas próximas del SO de Europa, hemos confeccionado un cuadro (fig. 1) donde se comparan esquemáticamente las informaciones disponibles sobre la extensión vertical alcanzada por las unidades bioestratigráficas en uso (biozonas, faunizonas, «niveles») y ciertos taxones relevantes, refiriéndolos tanto a las escalas británica y bohémica como a las Zonas estandar de graptolitos y conodontos. De acuerdo con los datos de HAMMANN (1983), las asociaciones de trilobites registradas por debajo de las «lumaquelas terminales» («nivel con *Onnia* n. sp. aff. *grenieri*») se ordenan en el denominado «nivel con *Onnia* cf. *seunesi*», que se caracteriza por la presencia junto a este trinucleido de *Colpocoryphe grandis* (SNAJDR) en sus horizontes inferiores (Pizarras Cantera de Sierra Morena oriental, tercio inferior de las «Argilitas Intermedias» de Almadén-Corral), y de otras formas como *Crozonaspis dujardini* (ROUAULT), *Dalmanitina* (D.) aff. *proaeva* o *D. (D.)* sp. y *Calymenella* cf. *boisseli* BERGERON, preferentemente hacia su parte superior (Va-

lencia de Alcántara, Corral de Calatrava). En el Macizo Armoricano y la zona Centroibérica portuguesa (Buçaco), el «nivel de *O. cf. seunesi*» equivale a las Faunizonas con *Crozonaspis chauveli* y *C. dujardini*, respectivamente, definidas por HENRY (1980). La primera comprende, aparte de este falcópido, las especies *Colpocoryphe grandis* y *Dalmanitina* (D.) n. sp. aff. *acuta* HAMMANN, acompañadas en la Península Ibérica por raros braquiópodos del género *Aegiromena*. Por su parte, la Faunizona con *C. dujardini* incluye además los últimos representantes de *C. grandis* (posteriores a su desaparición en el Letnaiense de Bohemia), *Plaesiacomia* n. sp. aff. *rara* HAWLE y CORDA y una asociación variada de trilobites con una clara componente geográfica: *Onnia grenieri* (BERGERON) en Portugal y Normandía, *Eudolotites?* sp. en Normandía; *Onnia seunesi* (KERFORNE), *Dalmanitina* (D.) *philippoti* HENRY y *Calymenella bayani* (TROMELIN y LEBESCONTE) en Bretaña occidental; *Onnia pongerardi* (ROUAULT), *D. (D.)* cf. *philippoti* y *Prionocheilus verneuli* ROUAULT en Bretaña centro meridional (S de Rennes). La naturaleza de estas variaciones puede deberse también a otros factores como el número insuficiente de yacimientos conocidos (que abarcan un lapso de tiempo considerable y por tanto pueden no ser contemporáneos), al conocimiento imperfecto de muchas sucesiones (la mayoría inexploradas en detalle), y a la existencia de sinónimos entre especies consideradas diferentes, como puede ser el caso de *Onnia grenieri*, *O. pongerardi* y *O. seunesi* (cf. PRIBYL y VANEK, 1969; HUGHES et al., 1975).

En relación con los demás grupos de fósiles, la Faunizona con *C. dujardini* de trilobites se corresponde con las Biozonas 15 y 16 de quitinozoos (PARIS, 1981: acmé de *Rhabdochitina?* cf. *gallica* y coexistencia de *Belonechitina robusta*-*Conochitina homoclaviformis*, respectivamente), además de con la Biozona de extensión de *Svobodaina armoricana* (braquiópodos: VILLAS, 1985). Esta comparación se fundamenta en la concurrencia de los elementos o asociaciones características de dichas biozonas en determinadas unidades litoestratigráficas, como pueden ser en el Macizo Armoricano las pizarras de Raguenez de la Formación de Kermeur, la Formación de Riadan, la parte inferior de las Formaciones de La Sangsurière, Pont-de-Caen y Vieille Cour; o dentro del Macizo Hespérico, el miembro superior de la Formación de Louredo, las «Pizarras Intermedias», «Capas Inferiores de Bronchales», etc. El límite inferior de estas biozo-

nas contemporáneas de trilobites y braquiópodos parece coincidir en ciertos casos con una pequeña discontinuidad estratigráfica, como la que marca la base de las Formaciones Fombuena y Louredo o existe en el seno de las «Argilitas Intermedias» de Corral de Calatrava. Los primeros niveles paraconformes suelen constituir mineralizaciones oolíticas (ferruginosas y fosfáticas) que contienen en Corral *Aegiromena* y *Gelidorthis meloui* VILLAS, un braquiópodo característico de la parte inferior de la biozona de *Svobodaina armoricana* en Aragón. En esta localidad y en la base de la Formación Louredo están representados a su vez los últimos ejemplares ibéricos de *C. grandis*, junto a *Onnia* sp. y *Displanus* (*Zetillaenus*), que coexisten además con quitinozoos de la Biozona 14 de PARIS (1981: acmé de *Jenkinochitina tanvillensis*).

Otras asociaciones de trilobites no incluidas en las divisiones anteriores son en primer lugar la estudiada por M. ROMANO en la parte inferior de los «Schistes á *Orthis berthoisii*» (sensu DELGADO, 1908) de la región de Amendoa/Maçao (sur de la zona Centroibérica portuguesa). Las formas identificadas comprenden *C. grandis*, *Eccoptychile* (*E. clavigera*) (BEYRICH), *Eoharpes macaoensis* (ROMANO y HENRY, *Actinopeltis*, *Primaspsis?* sp. y *Selenopeltis buchii* (BARRANDE). De acuerdo con la distribución de este último odontopleurido en Bohemia (Libeniense-Letnaiense), la asociación equivaldría probablemente a la parte inferior del «nivel con *O. cf. seunesi*» de HAMMANN (1983). En segundo lugar, los trilobites encontrados por HAMMANN (1974, 1983) en la cuarcita con *Calymenella* del SO de Cáceres (*C. alcantarae* HAMMANN y HENRY, *Scotiella?* *taouzensis* (DESTOMBES), *Plaesiacomia* n. sp. aff. *rara* HAWLE y CORDA) podrían localizarse según dicho autor justo por encima de su «nivel con *O. cf. seunesi*». Sin embargo, creemos que la agrupación es comparable a la observada en la parte superior de la Formación Monte do Carvalhal del área de Dornes (zona Centroibérica portuguesa: HAMMAN et al., 1982), que ha reportado *O. cf. grenieri*, *S.?* cf. *taouzensis* y *C. boisseli*, junto con braquiópodos de la biozona de *S. armoricana*. Dado que ésta alcanza normalmente una extensión paralela a la de la Faunizona con *C. dujardini*, no podemos descartar que las asociaciones mencionadas constituyan los horizontes más modernos registrados dentro de la misma (la presencia de *P. n. sp. aff. rara* refuerza también esta posibilidad). Para terminar con las informaciones concernientes a los trilobites, cabe resaltar la existen-

cia de otros hallazgos aislados que no pueden adscribirse a ninguna de las divisiones anteriores, como *Iberocoryphe deslongschampsi* (TROMELIN) de la Formación de May Superior de Calvados (Normandía), y los horizontes de *C. bayani* de la Formación de Saint-Germain-sur-Ille de Bretaña. Esta última especie debuta en la Faunizone con *C. dujardini* de la Formación de Kermeur (HENRY, 1980), si bien sus últimos representantes es probable que alcance el Ashgill Inferior (cf. SKEVINGTON y PARIS, 1975). En la parte norte del Macizo Hespérico, se conocen algunos restos de trilobites en los materiales del Ordovícico Superior de la Formación Agüeira de la zona Asturoccidental-leonesa (dominio del Alto Sil), entre los que creímos reconocer *Onnia?* n. sp. aff. *grenieri* (= *O.?* *malladai*) y *Dalmanitina* (*D.*) cf. *acuta* estudiando el material original del trabajo de PULGAR et al. (1981) depositado en el IGME. Por lo que respecta a la supuesta presencia de trilobites del Caradoc en el corte del Cabo Peñas de la zona Cantábrica (MONTESINOS, 1981: *Cekovia?* sp. y *Prionocheilus* cf. *costai*), las formas mencionadas en la misma base de la Formación del Castro corresponden a otras especies más antiguas que sitúan estos niveles en el Dobrotiviense Superior (*Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER) y *Prionocheilus mendax* (VANEK): GUTIÉRREZ MARCO, 1986).

Las asociaciones de trilobites del Ordovícico Superior más modernas conocidas en el área ibero-armoricana se localizan en algunas unidades carbonatadas o volcanoclásticas discontinuas y muy fosilíferas, donde coexisten con determinados conodontos, equinodermos y braquiópodos en niveles equiparables al Ashgill pre-Hirnantense (cf. HAMMANN et al., 1982; VILLAS, 1985). En este sentido, los trilobites determinados hasta el momento en las calizas de cistideos de Aragón pertenecen aproximadamente a 18 géneros según HAMMANN en RABANO (1984), que reúnen elementos kralodvorien- ses junto a otros conocidos en el Rawtheyense de las Islas Británicas (HAFENRICHTER, 1980; HAMMANN, 1983).

Para terminar este apartado, debemos señalar que la presencia de graptolitos en todos los materiales atribuidos al Ordovícico Superior en el área iberoarmoricana es muy escasa y puntual. Los más antiguos se localizan en la base de las «Argilitas Intermedias» de Corral de Calatrava y consisten en restos de *Glyptograptus* cf. *raineri* GUTIÉRREZ, un diplográptido conocido a partir del lí-

mite Dobrotiviense Inferior/Superior en España y el Macizo Armoricano (GUTIÉRREZ MARCO, 1986). En posición algo más elevada, el banco fosfatado que constituye el muro de la Formación de Louredo proporcionó a PARIS (1981) restos indeterminables de graptolitos diplográptidos. Dentro de la biozona de *S. armoricana-C. dujardini* se conocen diversos hallazgos puntuales como *Climacograptus* spp. en las «Pizarras Intermedias» y Formación de Kermeur, *Amplexograptus compactus* (ELLES y WOOD) en la Formación Pont-de-Caen, *Orthograptus* gr. *amplexicaulis* (HALL) en varios puntos de la Formación de La Sangsurière, y finalmente *Diplograptus pristis* (HISINGER), presente en hori-

Figura 1.—Correspondencia existente entre las principales unidades bioestratigráficas diferenciadas en los materiales del Ordovícico Superior del área ibero-armoricana, junto con la distribución de algunos taxones singulares. La comparación ha sido efectuada con referencia a las escalas cronoestratigráficas británica (WILLIAMN et al., 1972) y checoslovaca (HAVLICEK y MAREK, 1973), esta última representativa del Ordovícico en facies «mediterráneas»; así como con arreglo a las biozonas estandar de graptolitos y conodontos noratlánticos. MICROFOSILES: Q, biozonas de quitinozoos; Co, Conodontos de la Biozona Ordovicicus. Q9-11, *Linochitina* sp. aff. *pissotensis* (extensión) a *Linochitina pissotensis* (ext.); Q12, *Lagenochitina deunffi* (ext.); Q13, *Lagenochitina dalbyensis* (ext.); Q14, *Jenkinochitina tanvillensis* (apogeo); Q15, *Rhabdochitina?* cf. *gallica* (apogeo); Q16, *Belonechitina robusta* y *Conochitina homoclaviformis* (coexistencia); Q17, *Conochitina homoclaviformis* (apogeo); Q18, *Belonechitina micracantha* y *B. sp. B* (coex.).—TRILOBITES: T1, *Placoparia* (*Coplacoparia*) *borni* (ext.); T2, *Marrolithus bureau* (Faunizone); T3, *Crozonaspis chauvelii* (Fauniz.); T4, «nivel con *Onnia* cf. *seunesi*»; T5, *Crozonaspis dujardini* (Fauniz.); T6, *Calymenella bayani*; T7, *Calymenella alcantarae*; T8, «nivel con *Onnia?* n. sp. aff. *grenieri*» (= *O.?* *malladai*); T9, Trilobites de las calizas ashgillenses HAMMANN in HAFENRICHTER, 1980, y RABANO, 1984); T10, distribución ibero-armoricana de *Colpocoryche grandis* Dobrotiviense a Letnaiense en Bohemia).—BRAQUIÓPODOS: B1, *Aegiromena mariana-Heterorthis kerfornei* (coex.); B2, *Svobodaina armoricana* (ext.); B3, *Svobodaina havliceki* (ext.); B4, *Iberomena sardoa* (ext.).—GRAPTOLITOS: G1, *Glyptograptus* gr. *teretisuculus*; G2, *Glyptograptus raineri* (ext.); G3, *Diplograptidae* indet.; G4, *Orthograptus* gr. *amplexicaulis*; G5, *Dendroidea* div. (Cordillera Ibérica); G6, *Climacograptus* spp.; G7, *Amplexograptus* cf. *compactus*; G8, *Diplograptus pristis*.—Las divisiones bioestratigráficas aludidas han sido descritas por HENRY (1980: T1-T3 y T5), PARIS (1981: Q9 y Q18), HAMMANN (1983: T4 y T8), VILLAS (1985: B2 a B4) y GUTIÉRREZ MARCO (1986: G2).

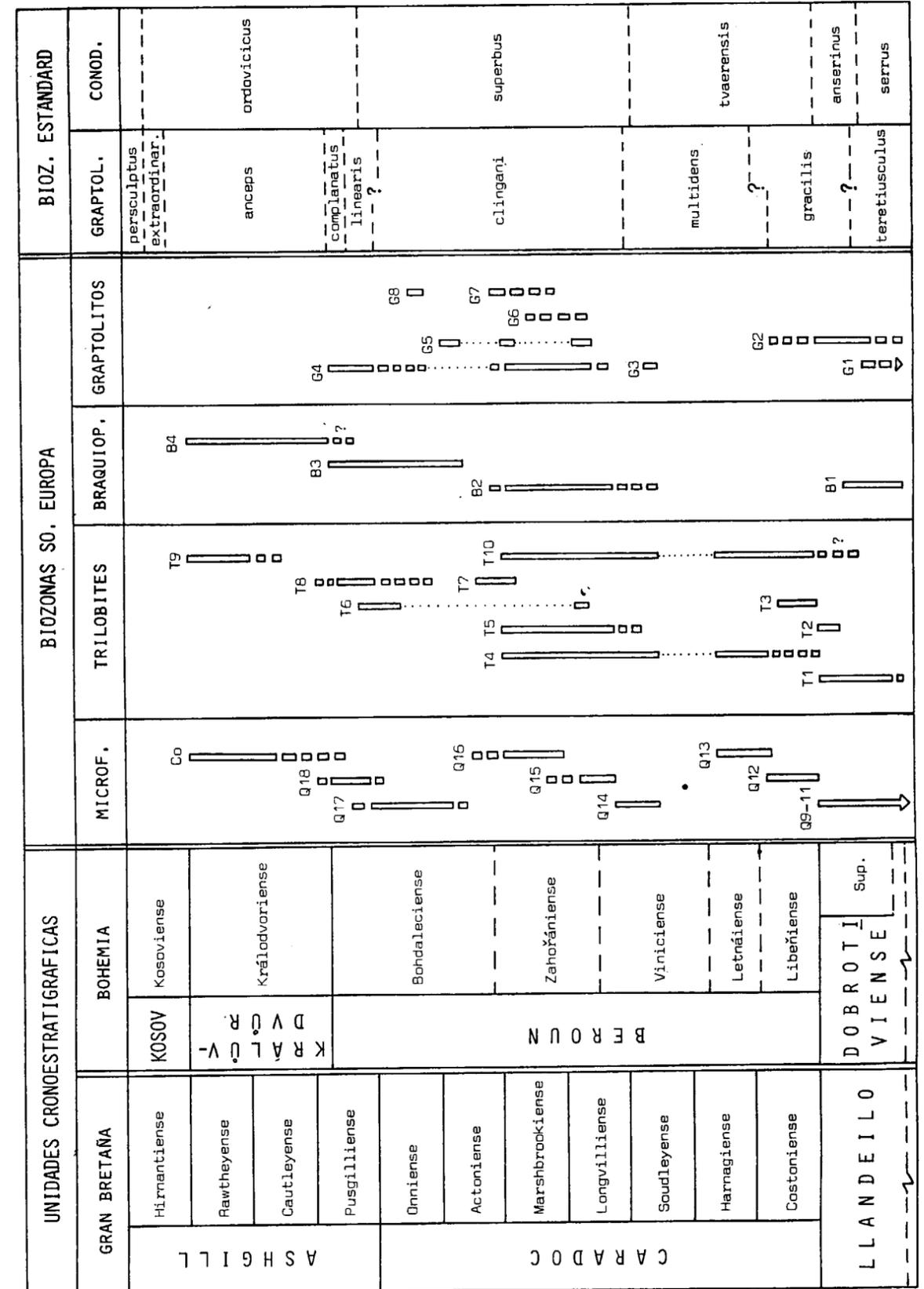


Figura 1

zontes más elevados de esta última unidad (ROBARDET y GUTIÉRREZ MARCO, datos inéditos), que tal vez corresponda a biozonas más modernas. El hallazgo de *Dicellograptus cf. forchammeri* GEINITZ en el sinclinal de Ancenis es de momento único y no puede ser evaluado con los datos actuales. Por último, las asociaciones de graptolitos bentónicos presentes en diversos puntos de ambas Ramas de la Cordillera Ibérica (*Reticulograptus erdtmanni* GUTIÉRREZ, *Dictyonema isabellae* GUTIÉRREZ, *Acanthograptus pelaezi* GUTIÉRREZ, *Dendrograptus* sp. y *Aspidograptus* sp.) no aportan datos bioestratigráficos de interés para este trabajo, distribuyéndose entre la parte inferior de la Biozona de *S. armoricana* (Base de la Fm. Fombuena) y la Biozona de *S. havliceki* («Capas de Bronchales») de acuerdo con los braquiópodos acompañantes.

#### SITUACION DE LOS YACIMIENTOS FOSILIFEROS ESTUDIADOS

En el primer capítulo del trabajo indicamos que actualmente se conocen unos 50 cortes o afloramientos puntuales de las «lumaquelas terminales» con fósiles determinables. Sin embargo, en este apartado sólo mencionaremos aquellos yacimientos que proporcionaron los trilobites y graptolitos de cuya descripción trata la siguiente parte de paleontología sistemática. La localización de cada punto se precisa con arreglo a las coordenadas Lambert del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 (edición militar) señalando también el número de Hoja respectivo.

— PUNTO AL-I (sinclinal de Almadén): Está situado en el Km. 11 de la carretera Almadén-Saceruela, en la margen izquierda del arroyo de Los Bonales (X=509,500; Y=470,100: Hoja núm. 808). La localidad fue descubierta por HAMMANN (1974), quien aporta en otro trabajo un perfil stratigráfico (1976: pág. 37) y cita la presencia de graptolitos y diversos trilobites en los niveles superiores de areniscas calcáreas lenticulares (descalcificados y limoníticos). Este punto fosilífero se corresponde con el consignado con la sigla AL-VII en el trabajo de CHAUVEL y MELÉNDEZ (en prensa).

— PUNTO AL-III (sinclinal de Almadén): Se localiza 3.500 m. al SE de Almadenejos (Ciudad Real), al OSO de la mina de mercurio de El Entredicho (aprox. X=514,120; Y=459,175: Hoja núm. 808).

Corresponde a los mismos niveles que el punto anterior y fue descrito por HAMMANN (1976), quien refiere la presencia de otros ejemplares del graptolito citado en la localidad AL-I.

— PUNTO AJ-I (sinclinal de Almadén): Se encuentra situado 5.100 m. al NE de Almadenejos, en la margen derecha del arroyo del Peñoncillo (X=514,102; Y=464,553: Hoja núm. 808). Los graptolitos aparecen conservados en relieve en un banco de areniscas amarillas descalcificadas de 2 m. de potencia, localizado entre 31-32 m. bajo la Caliza Urbana. El perfil stratigráfico de estos niveles aparece descrito en el trabajo de LAURET (1974), quien menciona restos de graptolitos diplográptidos (det. B. BOUCEK) en buen estado de conservación, procedentes de este horizonte. Al referirse a ellos en otro punto de su trabajo (pág. 48), LAURET afirma con grandes titulares que «son los primeros graptolitos del Ordovícico Superior descubiertos en la Península Ibérica»; pero sin duda no conocía las citas previas de «*Diplograptus palmeus* BARR.» (posiblemente un diplográptido del género *Orthograptus*) hechas por DELGADO (1908) en la parte superior de la Formación Porto do Santa Anna (Ordovícico Superior) de la Sierra de Buçaco (Portugal).

— PUNTO AL-105 (sinclinal de Almadén): Está situado 2.000 m. al SO de Fontanosas (término de Almodóvar del Campo, Ciudad Real), en el paraje de La Calera (X=523,835; Y=461,853: Hoja número 808). Los graptolitos estudiados se encuentran conservados en relieve en cuarcitas ferruginosas procedentes de los niveles inferiores a la Caliza Urbana, y fueron obtenidos por HAMMANN en la localidad 105 de ALMELA et al. (1962).

— PUNTO CO-1b (sinclinal de Corral de Calatrava): Se sitúa en los alrededores del Km. 186 de la carretera N-420 (Ciudad Real-Puertollano), en los afloramientos correspondientes a su talud norte (Hoja núm. 784). Estos comprenden la parte superior de los «Bancos Mixtos» y la Caliza Urbana, cuyo perfil stratigráfico detallado fue expuesto por HAMMANN (1976) y HAFENRICHTER (1979). El material estudiado se reduce a un único rhabdosoma encontrado por HAMMANN (1976) en un nivel de 9 m. de pizarras oscuras algo micáceas y de fractura astillosa, localizado stratigráficamente 33 m. bajo la Caliza Urbana.

— PUNTO HZ-I (sinclinal de Puertollano-Almudiel): Se encuentra situado 7 Km. al NE de

Huertezuelas (término de Calzada de Calatrava, Ciudad Real), 25 m. al este del Km. 13,5 de la carretera que desde esa localidad parte para la C-410 (X=593,652; Y=438,700: Hoja núm. 837). De esta localidad hemos estudiado dos graptolitos obtenidos por HAFENRICHTER en los niveles de areniscas micáceas amarillentas situados 3 m. bajo la primera intercalación calcárea que constituye la base de la Caliza Urbana.

— Punto POR-X (sinclinal de Porzuna): Está situado 3 Km. al NO de Porzuna (Ciudad Real), junto a un pequeño abrevadero de ganado en la margen izquierda del arroyo del Tejar (X=557,054; Y=507,250: Hoja núm. 759). Constituye el afloramiento fosilífero más septentrional de las «lumaquelas terminales» conocido hasta el momento.

No queremos terminar este apartado sin mencionar la existencia de otras dos localidades inéditas con trilobites y graptolitos del Ordovícico Superior (posiblemente *O. amplexicaulis*) en la Hoja de Siruela (núm. 781), descubiertas durante la realización de los trabajos del MAGNA en un contexto comparable al de las «lumaquelas terminales» (GARCÍA-ALCALDE y ARBIZU, com. escr., 1982). La revisión de estos dos puntos se postpondrá, sin embargo, hasta la publicación del trabajo mencionado, si bien podemos anticipar que las citas de graptolitos bentónicos (*Reticulograptus?* sp.) corresponden más bien a briozoos phylloporinidos, de acuerdo con las características y estado de conservación del material; lo que nos fue comunicado amablemente por el Dr. M. ARBIZU (Univ. de Oviedo).

#### PARTE SISTEMÁTICA

Todos los ejemplares estudiados se encuentran depositados en el Departamento de Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid, dentro de las colecciones de los autores.

Con objeto de facilitar su reproducción fotográfica, los ejemplares figurados fueron ennegrecidos con pasta opaca de grafito, y luego blanqueados con vapores de óxido de magnesio.

#### GRAPTÓLITOS

(Juan Carlos Gutiérrez Marco)

Suborden Virgellina FORTEY y COOPER, 1896  
Superfamilia Diplograptacea LAPWORTH, 1873

Familia Diplograptidae LAPWORTH, 1873  
emend. FORTEY y COOPER, 1986  
Género *Orthograptus* LAPWORTH, 1873

Especie tipo: *Graptolithus quadrimucronatus* HALL, 1865, del Ordovícico de Canadá.

#### *Orthograptus amplexicaulis* (HALL, 1847) (Lám. 2, figs 1-8)

- \*1847 *Graptolites amplexicaule* sp. nov.—J. Hall, pp. 79 y 316; lám. 26, figs. 11a-b.
- 1867 *Diplograptus amplexicaule* (HALL).—Hall, pp. 24 y 223; lám. 3, figs. 6 y 7.
- ?1876 *Diplograptus baylei* nov. sp.—Tromelin y Lebesconte, p. 647.
- 1877 *Diplograptus truncatus* sp. nov.—Lapworth, p. 133; lám. 6, fig. 17.
- 1907 *Diplograptus (Orthograptus) truncatus* LAPWORTH.—Elles y Wood, p. 233; lám. 29, figs. 3a-e; figs. 154a-b en el texto.
- 1907 *Diplograptus (Orthograptus) truncatus* var. *intermedius* var. nov.—Elles y Wood, p. 236; lám. 29, figs. 4a-e; figs. 156a-b en el texto.
- ?p. 1908 *Diplograptus palmeus* BARR.—Delgado, p. 31 y 62.
- 1908 *Diplograptus (Glyptograptus) amplexicaulis* (HALL).—Ruedemann, p. 361; lám. 25, figs. 11, 13, 10?, 12?; figs. 302-304, 305-306? y 307 en el texto.
- p. 1947 *Diplograptus (Amplexograptus) amplexicaulis* HALL.—Ruedemann, p. 411; lám. 70, figs. 14, 7-9, 5-6?, 10-13? (*non* fig. 14).
- 1948 *Orthograptus truncatus* (LAPWORTH)?.—Bulman, p. 226; figs. 3b-d.
- 1949 *Rectograptus truncatus truncatus* (LAPWORTH).—Pribyl, p. 27; lám. 1, figs. 6-7.
- 1950 *Diplograptus (Orthograptus) truncatus* LAPWORTH.—Philippot, p. 244 (con sinonimia armoricana).
- non. 1960 *Orthograptus truncatus* LAPWORTH var.—Turner, p. 114; lám. 4, fig. 8 (= *Gymnograptus floweri* FINNEY y BRANISA).
- 1960 *Orthograptus truncatus* var. *intermedius* ELLES y WOOD.—Berry, p. 92; lám. 17, figuras 4-5.
- 1960 *Orthograptus* aff. *O. truncatus* (LAPWORTH).—Berry, p. 91.
- 1960 *Orthograptus truncatus* LAPWORTH.—Thomas, p. 30; lám. 10, fig. 140.
- 1963 *Orthograptus truncatus* (LAPWORTH).—Ross y Berry, p. 148; lám. 11, fig. 25.
- 1963 *Orthograptus truncatus* var. *intermedius* ELLES y WOOD.—Ross y Berry, p. 149; lám. 141, fig. 22.
- 1966 *Rectograptus truncatus truncatus* (LAPWORTH).—Havlicek y Vanek, pp. 56 y 57.
- 1969 *Orthograptus amplexicaulis* (HALL).—Riva, fig. 3a.
- 1970 *Orthograptus truncatus truncatus* (LAPWORTH).—Toghill, p. 23; lám. 16, figs. 3 y 6.

- 1974 *Orthograptus amplexicaulis* (HALL).—Riva, p. 29; lám. 2, figs. 7-10; figs. 9a-k en el texto.  
 1974 *Diplograptidae*.—Lauret, p. 48.  
 1975 *Orthograptus truncatus truncatus* LAPWORTH.—Skevington y Paris, p. 262; lám. 1, fig. 3.  
 cf. 1976 *Orthograptus* cf. *O. amplexicaulis* (J. HALL). Erdtmann, p. 112; lám. 10, fig. H/3a.  
 v. 1976 *Orthograptus truncatus* cf. *truncatus* (LAPWORTH).—Hamann, p. 40.  
 1977 *Orthograptus truncatus* (LAPWORTH).—Nilsson, tables 1 y 3.  
 1980 *Orthograptus amplexicaulis*.—Siveter et al., p. 199; fig. 2 en el texto.  
 1981 *Orthograptus amplexicaulis*.—Vandenberg, figura 2.  
 v. cf. 1981 *Orthograptus truncatus*.—Philippot in Robardet, p. 37.  
 v. non. 1981 *Orthograptus truncatus truncatus* LAPWORTH.—Philippot in Robardet, p. 37 (*infra*) (= *Diplograptus* cf. *modestus* LAPWORTH fide SKEVINGTON).  
 v. cf. 1981 *Orthograptus truncatus truncatus* LAPWORTH.—Robardet, p. 41.  
 v. 1982 *Orthograptus* sp.—Hamann et al., p. 23.  
 1982 *Orthograptus?* *amplexicaulis* (HALL).—Williams, p. 251; figs. 14e-q.  
 1983 *Orthograptus amplexicaulis* (HALL).—Williams y Bruton, p. 180; figs. 20F-M, 21A-O y 23A-C.  
 (1986) *Orthograptus amplexicaulis* (HALL).—Gutiérrez Marco, pp. 596-602; lám. 35, figs. 1-13; lám. 36, figs. 5-7.  
 1986 *Orthograptus amplexicaulis* (HALL).—Bergström y Mitchell, figs. 2-3 en el texto.  
 1986 *Orthograptus amplexicaulis* (HALL).—Finney, p. 453; figs. 8D-E.

LECTOTIPO.—Rhabdosoma conservado con un cierto relieve y carente de la región proximal, designado por RIVA (1974: lám. 2, fig. 7) entre los originales de HALL (1847: lám. 26, figs. 11a-b; 1867: lámina 3, figs. 6-7). Procede de las calizas del Grupo Trenton (Ordovícico Superior) de Middleville, New Yor (EE. UU.), y está depositado en el Museo Americano de Historia Natural (New York) con el número AMNH 634/1.

MATERIAL.—42 rhabdosomas, procedentes de las localidades AL-I (N de Almadén, Ciudad Real: AL-I 6127-6163, 18 de ellos obtenidos por el Dr. W. HAMMANN), CO-Ib (E de Corral de Calatrava, Ciudad Real: CO-Ib 6164, col. HAMMANN), S de Fontanosas (Ciudad Real: AL-105 6165-6166, col. HAMMANN: punto 105 in ALMELA et al., 1962), NE de Almadenejos (Ciudad Real: AJ-I 7636), y NE de Huertezuelas (Ciudad Real: HZ-I 6167: material de HAFENRICHTER, 1979, perfil XV). Todos ellos proceden de la parte superior de los «Bancos Mixtos», en niveles atribuidos al Caradoc Superior/Ashgill Inferior.

DIAGNOSIS (revisada por WILLIAMS in WILLIAMS y BRUTON, 1983, pág. 180).—Rhabdosoma de aproximadamente 4 cm. de longitud, cuya anchura aumenta rápidamente desde 1,2-1,5 mm. hasta un máximo de 3 mm. Tecas rectilíneas, inclinadas 30-35° con el eje del rhabdosoma, carentes de geniculum, con aperturas sencillas y evertidas en número de 10 a 12 en 10 mm. Las primeras dos tecas poseen espinas. Rhabdosoma aseptado, raras veces con nema proyectado distalmente.

DESCRIPCIÓN.—El material estudiado está compuesto por rhabdosomas comprimidos o conservados en relieve en lentejones descalcificados, y en su mayor parte consta de fragmentos carentes de la región proximal cuya longitud oscila entre 1 y 2 cm. (2,4 cm. el resto más largo). La anchura inicial del rhabdosoma es 1,03-1,21 mm. a nivel de las aperturas de las tecas 1<sup>1</sup>-1<sup>2</sup>, y a 5 mm. de la base de la sícula varía entre 1,8 y 2,2 mm. A 1 cm. de distancia del final proximal, el rhabdosoma mide 2,3-2,5 mm. de anchura, y posteriormente alcanza un máximo de 2,8-3 mm. (de forma rápida o gradual) que disminuye a 2,2-2,3 mm. cerca del extremo distal. Por esta razón, el rhabdosoma adquiere muchas veces un aspecto fusiforme en perfil lateral.

Las tecas de ambas estipes se disponen de forma alternante y su número varía entre 6 en 5 mm. en el final proximal del rhabdosoma y 10-12 en 10 mm. en las regiones distales, donde tiende generalmente a disminuir. Las tecas maduras poseen una forma cilíndrica, con paredes rectilíneas e inclinadas 20-30° con el eje de la colonia. El margen apertural es simple, recto o ligeramente cóncavo, aproximadamente perpendicular a la dirección de crecimiento de las tecas, y en ocasiones está reforzado por un espesamiento peridérmico («selvage») aperturo-dorsal. El solapamiento de las tecas maduras representa entre 2/3 o algo menos de 3/4 de su longitud total, pero en sectores proximales es aproximadamente 1/2. Las tecas de la porción central y distal del rhabdosoma miden 2-2,4 mm. de longitud y 0,31-0,36 mm. de anchura apertural.

El final proximal del rhabdosoma es redondeado, pero su desarrollo inicial no puede estudiarse en detalle, debido a la mala conservación o a la frecuencia de aspectos reversos. La sícula mide aproximadamente 1,35-1,41 mm. de longitud, pero durante más de la mitad de su recorrido se encuentra solapada por las primeras tecas en la cara anversa de la colonia, y se prolonga en una virguel-

lla delgada de 0,5-0,6 mm. de longitud. En posición reversa, la pared ventral libre de la teca 1<sup>1</sup> tiene un perfil arqueado y mide 0,81 mm. de longitud, apareciendo inclinada 45° con el eje del rhabdosoma. En nuestro material no se han conservado las espinas basales de las tecas 1<sup>1</sup> y 1<sup>2</sup>.

OBSERVACIONES.—Las dimensiones y características generales de nuestro material permiten asignarlo a la especie *Orthograptus amplexicaulis* (HALL), cuya prioridad sobre *O. truncatus* (LAPWORTH) fue expuesta convincentemente por RIVA (1974) y por algunos autores posteriores. Dicha forma ha sido descrita como un diplográptido aseptado, pero algunos rhabdosomas de la localidad AL-I muestran un surco central desarrollado irregularmente (en profundidad y trazado) que en principio podría corresponder a un septo auténtico, con lo que la identificación propuesta resultaría problemática. Sin embargo, y aunque el material conserva parte de su relieve original, el desarrollo del surco varía de ejemplar en ejemplar, dependiendo principalmente de su orientación en la matriz sedimentaria. Dado que falta también en otros rhabdosomas, su presencia debe interpretarse como un fenómeno meramente conservacional, similar al «*septo central compresional*» descrito por WILLIAMS et al. (1982). Este carácter alcanza su máxima expresión en los rhabdosomas aseptados, que por carecer de un refuerzo central ante la compresión lateral, sufren durante la compactación diagenética un colapso análogo al de los ejemplares estudiados.

DISTRIBUCIÓN. — *Orthograptus amplexicaulis* (HALL) es un diplográptido muy difundido durante el Ordovícico Superior (Zonas Multidens a Anceps) de Norteamérica, Europa y Australia. El material español de la especie aparece restringido a la parte superior de los «Bancos Mixtos» en el sector meridional de la zona Centroibérica del Macizo Hespérico, siendo difícil de datar por carecer la asociación de otros elementos característicos desde el punto de vista cronoestratigráfico (incluso entre trilobites y braquiópodos).

En Gran Bretaña, *O. amplexicaulis* abunda en la zona Clingani del Caradoc (Longvillense-Onniense: ELLES y WOOD, 1914; TOGHILL, 1970), y está representado también en las Zonas Linearis y Anceps del Ashgill. En Escandinavia, la especie es frecuente en la parte baja y media de la Zona Linearis (Ashgill Inferior *sensu* WILLIAMS y BRUTON, 1983), pero aparece por primera vez en la Zona

Multidens del Caradoc (NILSSON, 1977). En Norteamérica, *O. amplexicaulis* comienza su representación en esta misma Zona (ERDTMANN, 1976) y es abundante en los equivalentes de las Zonas Clingani y Linearis (RIVA, 1974; FINNEY, 1986; BERGSTRÖM y MITCHELL, 1986), alcanzando una distribución muy amplia en Australia (Eastoniense 3 - Bolindiense Superior: VANDENBERG, 1981). La edad estimada para los niveles con *O. amplexicaulis* en España juzgando su contexto estratigráfico (pocos metros por debajo de una unidad calcárea de probable edad Cautleyense-Rawtheyense) puede corresponder tanto a la parte superior de la Zona Clingani (Caradoc Superior) como a las Zonas Linearis-Complanatus (Ashgill Inferior), siendo más probable esta última posibilidad.

## TRILOBITES

(Isabel Rabano)

Suborden Phacopina STRUVE, 1959  
 Superfamilia Dalmanitacea VODGES, 1890  
 Familia Dalmanitidae VODGES, 1890  
 Subfamilia Dalmanitinae DESTOMBES, 1972  
 Género *Eudolatites* DELO, 1935

Especie tipo: *Dalmanites angelini* BARRANDE, 1852, de la Formación Bohdalec (Berouniense) de Bohemia (Checoslovaquia).

*Eudolatites* (*Eudolatites*) DELO, 1935.

1972 *Eudolatites* (*Banilatites*) n. subgen.—Destombes.

DIAGNOSIS (modificada de STRUVE, 1958, p. 208): Caparazón con poco relieve. Cefalón sin reborde frontal y con los surcos marginales bien marcados, provisto o no de puntas genales. Glabela claviforme, con lóbulo frontal prominente. Surcos S1 y S2 paralelos entre sí o con ligera convergencia adaxial. Ojos de tamaño pequeño a medio (A/G=25-35%; A/Gn=25-40%). Hipostoma con borde posterior ancho (sag.) y entero. Tórax compuesto por 11 segmentos; pleuras con surcos rectos y extremos puntiagudos. Pigidio semicircular, aproximadamente de la misma longitud (sag.) que el cefalón y sin punta caudal. Borde pigidial más o menos desarrollado, en algunos casos ligeramente convexo. Raquis bien delimitado, compuesto por 8 a 11 anillos. Flancos con 7 a 13 costillas con surcos pleurales.

OBSERVACIONES: DESTOMBES creó en 1972 los nuevos subgéneros de *Eudolatites*, *E. (Banilatites)* y *E. (Deloites)*, ambos representados en el Caradoc del Anti-Atlas de Marruecos, y que se diferencian del subgénero nominal por la posesión de un borde pigidial liso y convexo el primero, y por la presencia de un reborde frontal notable en el cefalón y un pigidio aparentemente triangular el segundo. PRIBYL y VANEK (1980), al revisar ejemplares de *E. (E.) angelini* (BARRANDE) observan las mismas características pigidiales que las descritas por DESTOMBES (op. cit.) para *E. (Banilatites) inflatus* DESTOMBES, por lo que consideran a *E. (Banilatites)* un sinónimo de *E. (Eudolatites)*.

El subgénero queda, por tanto, configurado por las siguientes especies: *E. (E.) angelini* (BARRANDE, 1852) y *E. (E.) sumptuosus* PRIBYL y VANEK, 1972, de las Formaciones Vinice, Zahorany y Bohdalec (Berouniense) de Checoslovaquia; *E. (E.) bondoni* DESTOMBES, 1972, del Caradoc Medio-Superior del Anti-Atlas de Marruecos; *E. (E.) dubius* (BARRANDE, 1846), de la Formación Letná (Berouniense Inferior) de Checoslovaquia (= *E. (E.) hastatus* PRIBYL y VANEK, 1972); *E. (E.) flavus* RABANO n. sp. del Caradoc Superior de la Península Ibérica; *E. (E.) inflatus* DESTOMBES, 1972, del Caradoc Superior del Anti-Atlas marroquí; y *E. (E.) simaki* PRIBYL y VANEK, 1980, del Ashgill (Kralovdvorienense) de Checoslovaquia. HENRY (1980: lám. 42, fig. 11) figura un hipostoma procedente del Caradoc de Cotentin (Normandía) que asigna con dudas al género *Eudolatites*.

*E?* (*E. hastatus* PRIBYL y VANEK es considerado aquí sinónimo de *E. (E.) dubius* (BARRANDE), pues su holotipo, el pigidio figurado por BARRANDE (1852: lám. 26, fig. 39) como *Dalmanites dubia*, procedente también de la Formación Letná, posee el mismo número de anillos raquídeos y costillas en los flancos que los observados en *E. (E.) dubius* (BARRANDE) (cf. BARRANDE, 1852, lám. 26, fig. 39; PRIBYL y VANEK, 1972, lám. 4, fig. 1 para *E. dubius*, y lám. 5, fig. 5 para *E. hastatus*).

DISTRIBUCIÓN: Caradoc-Ashgill. Checoslovaquia, Península Ibérica, Marruecos y ?Francia.

*Eudolatites (Eudolatites) flavus* RABANO n.sp.  
(Lám. 1, figs. 1-3)

1908 *Dalmanites* cf. *Angelini* BARRANDE.—Delgado, p. 57.

1947 *Dalmanites Angelini* BARRANDE.—Thadeu, p. 232; lám. 3, fig. 13.

v. 1974 *Eudolatites (Banilatites)* sp. indet.—Hamman, p. 40; lám. 3, fig. 51.

1976 *Eudolatites (Banilatites)* sp. indet.—Hamman, p. 62; lám. 6, fig. 93.

p. 1976 *Phacopina* g. et sp. indet.—Hamman, lám. 6, fig. 92.

1984 *Eudolatites (Banilatites)* sp.—Rábano, p. 280; tabla 1.

DERIVACIÓN DEL NOMBRE: Del latín *flavus* (= amarillo), aludiendo al color de alteración tan característico que toman las areniscas calcáreas en la localidad tipo (AL-I), y a los niveles limoníticos comúnmente intercalados en las «lumaquelas terminales».

HOLOTIPO: Ejemplar casi completo, con el cefalón desplazado, figurado en la lám. 1, fig. 2, y catalogado con el número AL-I 3001.

LOCALIDAD Y ESTRATO TÍPICOS: Km. 11 de la carretera Almadén-Saceruela, en los niveles de areniscas calcáreas limoníticas del tramo más elevado de las «lumaquelas terminales». La edad estimada para este punto es Bohdaleciense Superior (= Ashgill Inferior: Pusgillienense).

PARATIPOS: Un cefalón (AL-I 3002: lám. 1, fig. 1) y un tórax+pigidio (AL-I 3003: lám. 1, fig. 3).

DIAGNOSIS: Cefalón con puntas genales y ojos de tamaño medio; índices oculares: A/G=33%; A/Gn=30%. Pigidio con borde ligeramente convexo; raquis compuesto por 12-13 anillos y flancos con 9-10 costillas que no alcanzan el margen pigidial.

DESCRIPCIÓN: Cefalón de contorno subpentagonal redondeado; en vista lateral, los lóbulos palpebrales constituyen los elementos más elevados del cefalón, y la mitad anterior del lóbulo frontal es casi vertical. Todos los surcos se encuentran bien marcados. La glabella es claviforme, con un lóbulo frontal abombado, cuya anchura máxima es el doble de la existente a nivel de los S1 (tr.). Estos surcos están dirigidos levemente hacia atrás, con los extremos internos aparentemente sin bifurcar. Los S2 son rectos, transversales, desembocando en los surcos dorsales. Los S-3, ligeramente oblicuos, son más profundos en su mitad externa. No existe un borde frontal; la glabella termina en el margen cefálico, inmediatamente por delante del borde ventral.

Los ojos son de tamaño medio (A/G=33%; A/Gn=30%); se extienden desde los S3 hasta los

lóbulos L2. Los lóbulos palpebrales son prácticamente semicirculares, y en las superficies visuales se han contabilizado 29-30 hileras dorsoventrales de facetas, con un máximo de 7-8 facetas por hilera.

Las ramas anteriores de la sutura facial salen de los extremos anteriores de los ojos divergiendo entre sí; al llegar a los extremos anterolaterales del lóbulo frontal se curvan hacia dentro, para correr de una forma marginal por delante del lóbulo frontal. Las ramas posteriores de la sutura presentan un recorrido sigmoidal con una curvatura moderada, para cortar el margen lateral del cefalón de una forma propia a nivel de los S1.

Los surcos marginales y posteriores de las mejillas están bien marcados; muestran una profundidad uniforme en toda su longitud. Los bordes laterales de las mejillas son abombados. Los ángulos genales se prolongan en unas puntas relativamente cortas y finas en los extremos. En las áreas internas a los surcos genales se aprecia una ornamentación a base de fosetas densamente dispuestas, características también de otras especies del género.

Hipostoma desconocido.

El tórax está compuesto por 11 segmentos. El raquis es el elemento más sobresaliente de este tagma en vista lateral, su anchura disminuye progresivamente en sentido posterior, continuándose en el raquis pigidial (la anchura —tr.— del último anillo torácico es la mitad de la del primero). Las pleuras son planas, con los extremos puntiagudos. En los últimos segmentos estos extremos están dirigidos marcadamente hacia atrás. Los surcos pleurales comienzan internamente en las porciones anteriores de la pleura, para dirigirse rápidamente hacia la mitad de la misma, donde siguen un recorrido recto finalizando mucho antes del extremo pleural, donde éste comienza su curvatura.

El pigidio posee un contorno semicircular, algo más alargado en sentido sagital. Su longitud (sag.) es aproximadamente la misma que la longitud del cefalón. El raquis sobresale por encima de los flancos; es fusiforme y está bien delimitado lateral y posteriormente. En él se cuentan 12 a 13 anillos bien individualizados, que disminuyen en anchura (sag.) en sentido posterior. En los flancos se cuentan 9 a 10 costillas en las que los surcos pleurales e interpleurales muestran una profundidad,

longitud y curvatura equivalente en los extremos distales. El borde pigidial es relativamente ancho, aumentando ligeramente este carácter en la zona postraquídea.

RELACIONES Y DIFERENCIAS: *Eudolatites (Eudolatites) flavus* n. sp. se diferencia de la especie tipo del subgénero nominal por el diferente número de anillos raquídeos y costillas del pigidio (14-16 anillos, 12-13 costillas en *E. angelini* BARRANDE vs. 12-13 anillos y 9-10 costillas en *E. flavus* n. sp.), mostrando la primera un borde pigidial más ancho. En el cefalón ambas presentan puntas genales y la ornamentación tan característica de las áreas genales, si bien en *E. (E.) angelini* los ojos se encuentran más alejados de la glabella que en la especie ibérica.

Por la configuración pigidial, *E. (E.) flavus* n. sp. se encuentra estrechamente relacionada con *E. (E.) sumptuosus* PRIBYL y VANEK, 1972, de las Formaciones Vinice a Bohdalec de Checoslovaquia, pues ambas presentan un número similar de anillos raquídeos y costillas. Sin embargo, *E. (E.) sumptuosus* carece de puntas genales en el cefalón (cf. PRIBYL y VANEK, 1972: lám. 5, fig. 1).

De *E. (E.) dubius* (BARRANDE, 1946), de la Formación Letná de Checoslovaquia, del que únicamente se conocen pigidios, se diferencia por el número de sus elementos constitutivos (10-11 anillos raquídeos y 8-9 costillas).

*E. (E.) inflatus* DESTOMBES, 1972, del Caradoc Medio-Superior de Marruecos, carece de puntas genales, los ojos son de menor tamaño y el pigidio es notablemente diferente, con un raquis y un borde más ancho que los de *E. (E.) flavus* n. sp.

De la especie estratigráficamente más joven del género, *E. (E.) simaki* PRIBYL y VANEK, 1980, del Ashgill (Kralovdvorienense) de Checoslovaquia, de la que sólo se conoce un tórax+pigidio, se diferencia *E. (E.) flavus* n. sp. por el menor número de anillos y costillas (8-9 y 7, respectivamente; cf. PRIBYL y VANEK, 1980: lám. 2, fig. 1).

OBSERVACIONES: En el Ordovícico del SO de Europa, los únicos restos conocidos de *Eudolatites* DELO con anterioridad a este trabajo son un pigidio atribuido a *Dalmanites angelini* BARRANDE encontrado en la Formación Porto do Santa Anna (Sierra de Buçaco, Portugal: THADEU, 1947), un resto pigidial procedente de Almadén (punto AL-I, localidad tipo de *E. (E.) flavus* n.sp.) (HAMMANN,

1974, 1976) y un hipostoma recogido en la Formación de La Sangsurière (Normandía, NO de Francia: HENRY, 1980), atribuido con dudas al género *Eudolatites* DELO.

El pigidio figurado por THADEU (1947) se puede asimilar a *E. (E.) flavus* n. sp., pues ha sido encontrado en un contexto estratigráfico idéntico al de nuestros hallazgos y presenta el mismo número de anillos raquídeos y costillas pigidiales. Este ejemplar había sido revisado previamente por PRIBYL y VANEK (1972), quienes lo asimilaron a la especie bohémica *E. (E.) sumptuosus*. Sin embargo, y como se consideró en el apartado anterior, el pigidio de esta última especie es también muy similar al de *E. (E.) flavus* n. sp., aunque el cefalón carece de las puntas genales apreciadas en esta última especie.

**DISTRIBUCIÓN:** Hasta el momento, la especie *E. (E.) flavus* n. sp. ha sido registrada únicamente en los niveles de edad Ashgill Inferior (Pusgillienese) de la Península Ibérica (techo de los «Bancos Mixtos» y Formación Porto do Santa Anna).

#### Género *Chattiaspis* STRUVE, 1958

Especie tipo: *Dalmanitina kegei* R. & E. RICHTER, 1927, de la Cuarcita Andreasteich (Caradoc) de Hessen (R. F. Alemania).

**DIAGNOSIS:** Ver STRUVE, 1958, pág. 198, y 1962, pág. 159.

**DISTRIBUCIÓN:** Caradoc - Ashgill Inferior de Alemania y España.

#### *Chattiaspis almadenensis* HAMMANN, 1972

(Lám. 1, fig. 4; lám. 2, figs. 10-11)

v. \* 1972 *Chattiaspis almadenensis* n. sp.—Hamman, p. 373; lám. 1, fig. 11.

v. 1974 *Chattiaspis almadenensis* HAMMANN.—Hamman, pp. 37-39; lám. 7, figs. 98-107; fig. 12 en el texto.

1976 *Chattiaspis almadenensis* HAMMANN.—Hamman, p. 62; lám. 6, figs. 81-90;

1975 *Chattiaspis almadenensis* HAMMANN.—Struve, p. 271.

1984 *Chattiaspis almadenensis* HAMMANN.—Rábano, p. 280; tabla 1.

**MATERIAL:** Un ejemplar completo, carente de puntas genales y pigidial (AL-I 3004: lám. 1, fig. 4; lám. 2, fig. 10); un cefalón incompleto (AL-I 3005: lám. 2, fig. 11). Ambos proceden de la localidad AL-I (N de Almadén, Ciudad Real), correspondiente a los niveles próximos al techo de los «Bancos Mixtos» (Ashgill Inferior).

**DIAGNOSIS** (según HAMMANN, 1974, págs. 37-38): Lóbulo frontal de contorno ojival, con gránulos en su mitad anterior. Lóbulo palpebral con una curvatura mayor en el extremo posterior. La longitud de las puntas genales representa la mitad de la longitud glabelar (sag.). El pigidio es subtriangular redondeado; raquis compuesto por 8-9 anillos y flancos con 4 1/2 costillas. Punta caudal casi perpendicular al plano dorsal del pigidio; su longitud representa más de 2/3 de la longitud (sag.) del raquis pigidial.

**OBSERVACIONES:** Las descripciones del cefalón y pigidio de *Chattiaspis almadenensis* proporcionadas por HAMMANN (1974, 1976) son muy completas, por lo que no creemos necesario repetir las aquí, pero sí podemos aportar algunos datos nuevos para el mejor conocimiento de la especie. En este sentido, en el cefalón AL-I 3005 (lám. 2, fig. 11) se han podido determinar los índices oculares (A/G=32%; A/Gn=26%), así como la composición de las superficies visuales: 28 hileras dorsoventrales de facetas, con un máximo de 7 a 8 facetas por hilera.

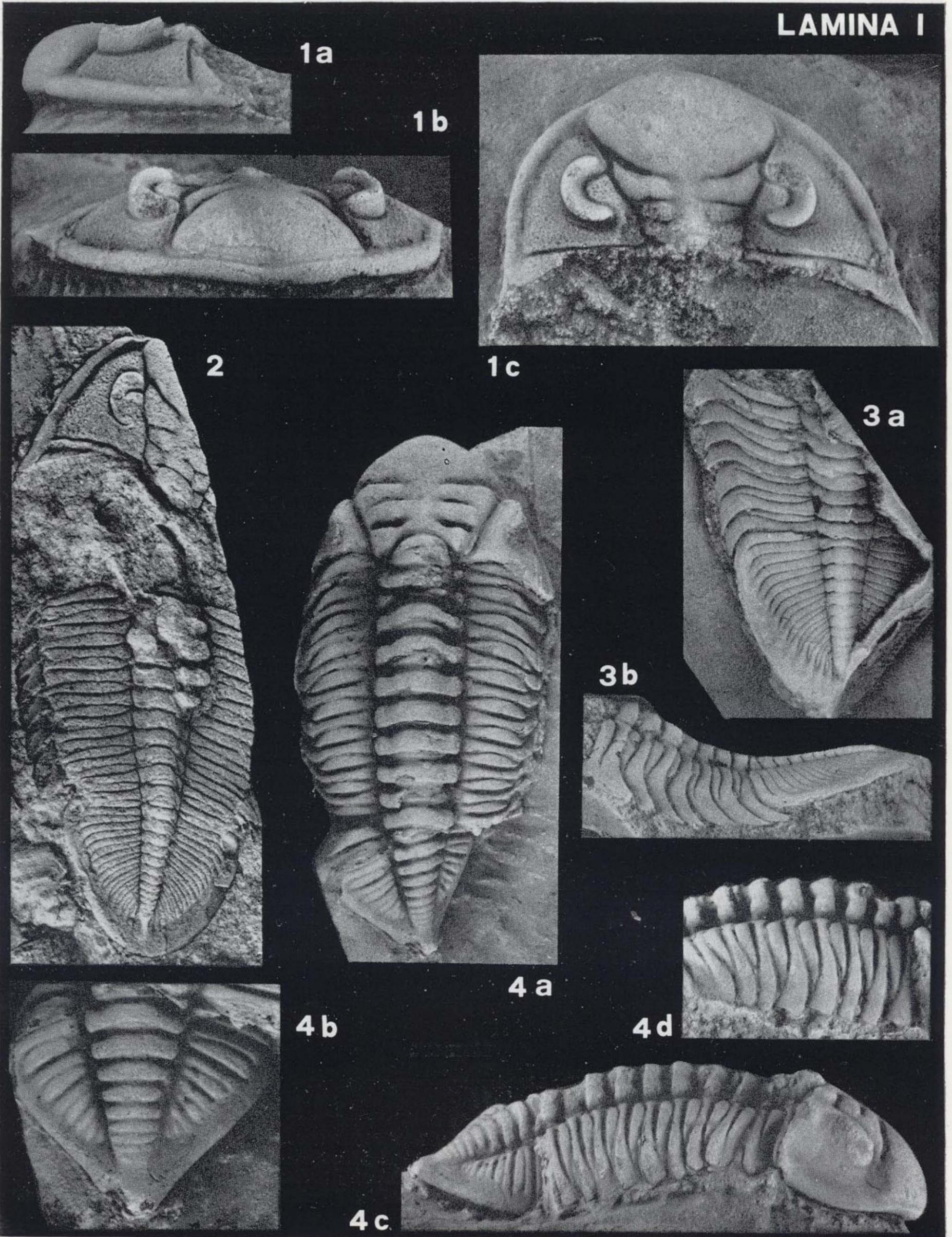
El tórax ha sido hasta la fecha un elemento mal caracterizado dentro del género. *Chattiaspis* STRUVE se encuentra representado por dos espe-

#### LAMINA 1

1-3, *Eudolatites (E.) flavus* n. sp., de los niveles próximos al techo de los «Bancos Mixtos» (Ashgill Inferior) en el sinclinal de Almadén. 1a-c, cefalón AL-I 3002 (×3,5). Molde interno en vista lateral (a), oblicua-frontal (b) y dorsal (c); 2, molde interno de un exuvio casi completo en vista dorsal, designado como holotipo (AL-I 3001; ×2,5); 3a-b, réplica en látex del molde externo de un fragmento del tórax+pigidio (AL-I 3003; ×2,3) en vista dorsal (a) y lateral (b).—4. *Chattiaspis almadenensis* HAMMANN, 1972, de la misma localidad y nivel que los restos anteriores. 4a-d, molde interno de un ejemplar prácticamente completo (sin ojos ni punta pigidial), AL-I 3004: a, vista dorsal (×2); b, detalle del pigidio (×3,3); c, vista lateral (×2); d, detalle de las pleuras torácicas vistas por su flanco izquierdo (×2,3).

#### LAMINA I

LAMINA I



cies: *Ch. kegei* (R. & E. RICHTER), especie tipo, del Caradoc de Alemania, y *Ch. almadensis*, del Caradoc-Ashgill español. De la primera, STRUVE (1975: fig. 5) figuró un tórax incompleto, mientras que HAMMANN (1976: lám. 6, fig. 81) figuró un cefalón+4 segmentos torácicos. Entre nuestro material, el ejemplar AL-I 3004 (lám. 1, fig. 4) está completo, y en él se han podido apreciar 11 segmentos torácicos; las pleuras muestran un surco pleural que comienza interiormente en la porción anterior de las mismas para luego tener un recorrido ligeramente oblicuo hacia atrás, dividiendo a las mismas en dos áreas desiguales, más estrechas (exsag.) la posterior. El surco pleural finaliza antes de alcanzar el extremo puntiagudo del segmento, invadiendo levemente la superficie de articulación.

DISTRIBUCIÓN: Caradoc Superior - Ashgill Inferior de España (zona Centroibérica).

#### CONCLUSIONES

— Los materiales asignados al Ordovícico Superior en la parte meridional de la zona Centroibérica comprenden, entre otras unidades, un tramo ubicuo de alternancias arenosas fosilíferas equiparable con las lumaquelas terminales de los «Bancos Mixtos» de TAMAIN (1967), cuya correlación litoestratigráfica regional es bastante evidente por encontrarse situadas justo por debajo de la Caliza Urbana o, caso de faltar ésta, directamente a muro de las Pizarras Chavera (=Pizarras Castellar).

— Estas «lumaquelas terminales» han proporcionado hasta el momento una rica y variada fauna de trilobites, braquiópodos (articulados e inarticulados), briozoos (trepostomados y cheislostoma-

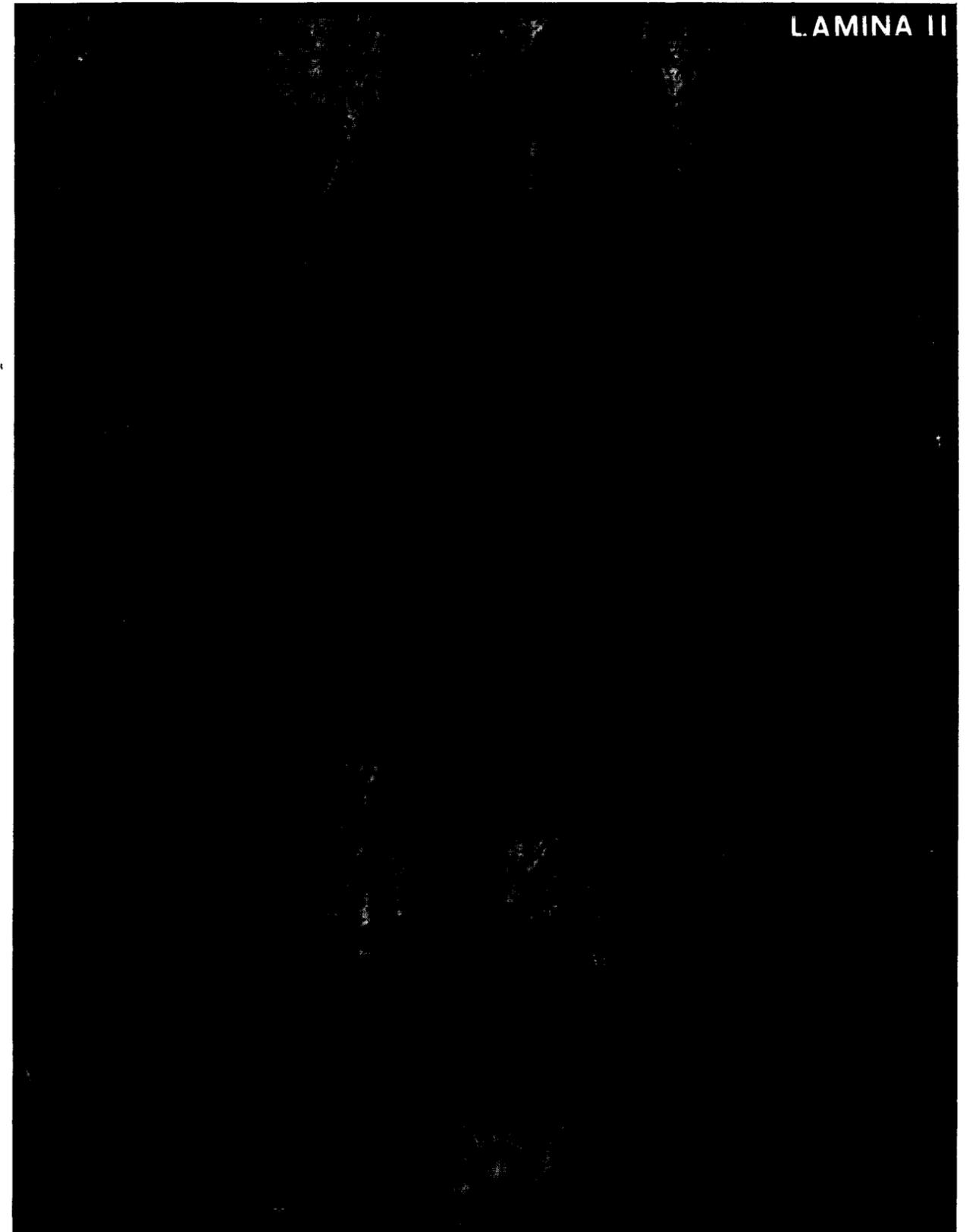
dos), equinodermos (cistídeos y crinoides), moluscos (gasterópodos, cefalópodos, bivalvos, hylólitidos), cnidarios (conuláridos y corales masivos?), graptolitos, posibles tentaculítidos e icnofósiles, que en total suman cerca de cuarenta especies identificadas. Entre ellas se sitúan la veintena de formas determinadas en este trabajo (principalmente trilobites, graptolitos y braquiópodos articulados).

— Desde el punto de vista bioestratigráfico, no se han apreciado variaciones significativas en la distribución vertical de los diversos taxones estudiados, salvo para aquellas formas representadas de momento en una sola localidad y nivel (por ejemplo, *Eudolatites flavus* aparece restringido a los horizontes próximos al techo del tramo lumaquético). No obstante, el conjunto de los fósiles considerados es muy notable y puede compararse con las asociaciones que caracterizan el «nivel con *Onnia* n. sp. aff. *grenieri*» (trilobites: HAMMANN, 1983) y la «biozona de extensión de *Svobodaina havliceki*» (braquiópodos: VILLAS, 1986). Un análisis exhaustivo de la correspondencia de ambas unidades bioestratigráficas en diversas sucesiones del Ordovícico Superior del SO de Europa ha servido además para establecer la correlación de las mismas con respecto a las biozonas número 17 (apogeo de *Conochitina homoclaviformis*) y 18 (coexistencia de *Belonechitina micracantha* y *B. sp. B*) de quitinozoos (PARIS, 1981). Estos microfósiles proporcionan en la actualidad los criterios más fiables para establecer deducciones cronoestratigráficas en los materiales del Ordovícico Superior de los Macizos Hespérico y Armoricano, donde los graptolitos encontrados hasta el momento comprenden tan sólo especies de distribución vertical amplia, poco aptas para precisar las correlaciones.

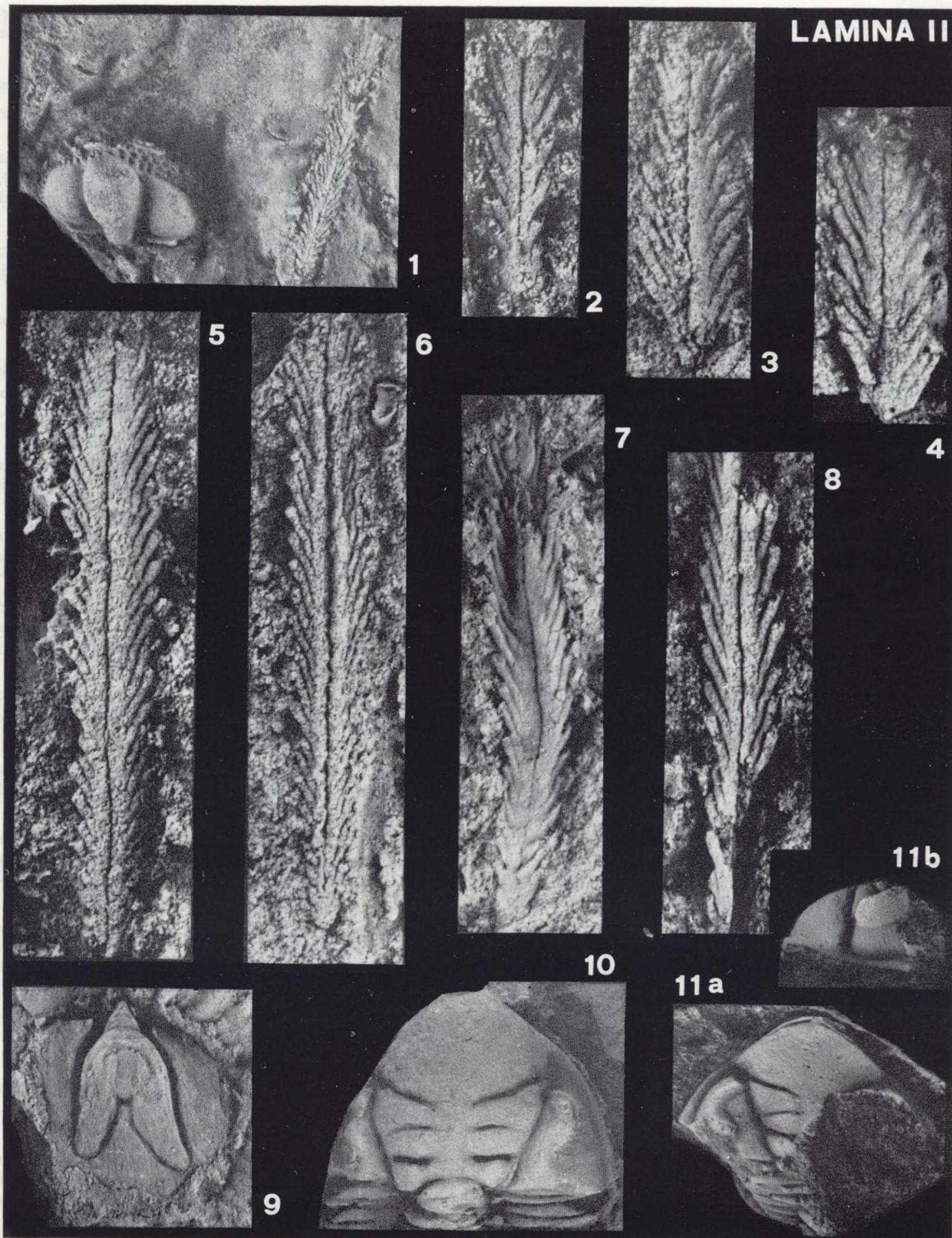
— Desde el punto de vista cronoestratigráfico, se ponen de relieve las dificultades de correlación bioestratigráfica de las unidades del Ordovícico

#### LAMINA 2

1-8, *Orthograptus amplexicaulis* (HALL, 1847). Rhabdosomas conservados parcialmente en relieve, procedentes de los niveles de edad Ashgill Inferior (próximos al techo de los «Bancos Mixtos») de la localidad AL-1 (Almadén, Ciudad Real). 1, AL-I 6135 (junto a un cefalón del trilobite *Onnia*;  $\times 2,2$ ); 2, AL-I 6143 ( $\times 7,5$ ); 3, AL-I 6136 ( $\times 6,1$ ); 4, AL-I 6142 ( $\times 7$ ); 5, AL-I 6130 ( $\times 6$ ); 6, AL-I 6131 ( $\times 5,3$ ); 7, AL-I 6133 ( $\times 6,2$ ); 8, AL-I 6129 ( $\times 6,7$ ).—9, *Svobodaina havliceki* VILLAS, 1985. Molde interno de una valva peduncular procedente de la localidad POR-X (Porzuna, Ciudad Real). Caradoc Superior ( $\times 1,6$ ).—10-11, *Chattiaspis almadensis* HAMMANN, 1972 (localidad y edad como en las figuras 1-8). 10, detalle del cefalón del ejemplar AL-I 3004 ( $\times 2,4$ ; cf. lám. 1, fig. 4); 11, fragmento de un cefalón y restos de algunos segmentos torácicos (AL-I 3005,  $\times 3,7$ ) en vista dorsal (a) y lateral (b).



LAMINA II



Superior ibero-armoricano con respecto a las áreas tipo británicas de dicho Sistema. No obstante, las asociaciones fosilíferas reconocidas en las «lumaquelas terminales» contienen algunos trilobites y braquiópodos que permiten asignarlas al Bohdaleciense (Beroun Superior) en términos bohémicos, y en función de su paralelismo con las biozonas de quitinozoos, la parte superior de este tramo (bajo la Caliza Urbana) equivale esencialmente al Ashgill Inferior (Pusgillense), según la escala patrón británica. No obstante, la posición del límite CaradocAshgill aún no ha podido establecerse en la sucesión estudiada.

— El apartado paleontológico-sistemático de este estudio recoge la primera descripción del graptolito *Orthograptus amplexicaulis* (HALL) en el Ordovícico de España. Entre los trilobites, se presentan los caracteres torácicos de *Chattiaspis almadenensis* HAMMANN, que previamente sólo se conocía a través de cefalones y pigidios, y se define la nueva especie *Eudolatites (Eudolatites) flavus* RABANO n. sp. (Phacopina, Dalmanitidae).

#### AGRADECIMIENTOS

A los Dres. W. Hamman (Würzburg) y M. Arbizu (Oviedo) por la cesión de parte de los ejemplares de graptolitos (localidades AL-I, AL-105 y CO-Ib) y trilobites (números AL-I 3001 y 3004), respectivamente, estudiados en el apartado sistemático de este trabajo. Al Dr. M. Robardet (CNRS, Rennes), quien contribuyó con diversas informaciones sobre el Ordovícico Superior normando, y posibilitó además la consulta de gran parte de la colección de graptolitos del Caradoc armoricano citados hasta la fecha, que se encuentran depositados en el Instituto de Geología de Rennes. A D. Eulogio Martín Castellanos, por la realización de las fotografías que componen las láminas adjuntas.

#### BIBLIOGRAFIA

ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J.; FELGUEROSO, C., y QUINTERO, I. (1962): *Estudio geológico de la región de Almadén*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., 73, pp. 193-327. Madrid.

BARRANDE, J. (1852): *Système Silurien du centre de la Bohême: Iere partie, Crustacés, Trilobites*. 935 pp. Praha, París.

BERGSTRÖM, S. M., y MITCHELL, C. E. (1986): *The graptolite correlation of the North American Upper Ordovician Standard*. Lethaia, 19, pp. 247-266. Oslo.

BERRY, W. B. N. (1960): *Graptolite faunas of the Marathon region, west Texas*. Publ. Bur. econ. Geol. Univ. Tex., 6005, pp. 1-179. Austin.

BLACHERE, H. (1978): *Etude géologique et minière de la région de Chillón-El Borracho (synclinal d'Almadén), Ciudad Real/Espagne*. Thèse 3<sup>e</sup> cycle Univ. Paris-Sud (Orsay), 163 pp. (inéd.).

BORN, A. (1926): *Paläontologisch-stratigraphischer Beitrag*. Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., 39 (2), pp. 201-206. Frankfurt am Main.

BULMAN, O. M. B. (1948): *Some Shropshire Ordovician graptolites*. Geol. Mag., 85, pp. 222-228. Hertford.

BUTENWEG, P. (1968): *Geologische Untersuchungen im Ostteil der Sierra Morena, nord-östlich von La Carolina (Provinz Jaén, Spanien)*. Münster. Forsch. Geol. Paläontol., 6, pp. 1-126. Münster.

CHARPENTIER, J. L. (1976): *Géologie et métallogénie de la Sierra Carolina (Jaén, Espagne)*. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Paris-Sud (Orsay), 156 pp. (inéd.).

CHAUVEL, J., y MELÉNDEZ, B. (1986): *Note complémentaire sur les échinodermes ordoviéens de Sierra Morena*. Estudios geol., 42, pp. 451-459. Madrid.

CHAUVEL, J.; DROT, J.; PILLET, J., y TAMAIN, G. (1969): *Précisions sur l'Ordovicien moyen et supérieur de la «série-type» du Centenillo (Sierra Morena orientada, Espagne)*. Bull. Soc. géol. France (7), 11, pp. 613-626. París.

DELGADO, J. F. N. (1908): *Système Silurique du Portugal. Etude de stratigraphie paléontologique*. Mém. Com. Serv. geol. Portugal, 245 pp. Lisboa.

DESTOMBES, J. (1972): *Les trilobites du sous-ordre des Phacopina de l'Ordovicien de l'Anti-Atlas (Maroc)*. Not. Mém. Serv. géol., 240, pp. 1-113. Rabat.

DREYFUSS, M. (1948): *Contribution à l'étude géologique et paléontologique de l'Ordovicien supérieur de la Montagne Noire*. Mém. Soc. géol. France (n.s.), 58, pp. 1-62. París.

ELAOUAD-DEBJAJ, Z. (1978): *Acritarches de l'Ordovicien supérieur du synclinal de Buçaco (Portugal) - Systematique - Biostratigraphie - Intérêt paléogéographique*. Bull. Soc. géol. miner. Bretagne, c, 10 (2), pp. 1-101. Rennes.

ELLES, G. L., y WOOD, E. M. R. (1907): *A Monograph of British Graptolites. Part VI*. Palaeontogr. Soc. (Monogr.), 1907, pp. 217-272. London.

ELLES, G. L., y WOOD, E. M. R. (1914): *A Monograph of British Graptolites. Part X*. Palaeontogr. Soc. (Monogr.), 1913, pp. 487-526. London.

ERDMANN, B.-D. (1976): *Die Graptolithenfauna der Exploits Gruppe (Oberes Ordovizium, Caradoc) von Zentral-Neufundland*. Mitt. Geol.-Paläont. Ints. Univ. Hamburg, 45, pp. 65-140. Hamburg.

FINNEY, S. C. (1986): *Graptolite biofacies and correlation of eustatic, subsidence and tectonic events in the Middle to Upper Ordovician of North America*. Palaios, 1, pp. 435-461.

FUGANTI, A., y SERPAGLI, E. (1968): *Geological remarks on Urbana Limestone and evidence for its Upper Ordovician age by means of conodonts (Eastern Sierra Morena, South Spain)*. Boll. Soc. geol. ital., 87, pp. 511-521. Roma.

GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1986): *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 701 pp. (inéd.).

HAFENRICHTER, M. (1979): *Paläontologisch-ökologische und lithofazielle Untersuchungen des «Ashgill-Kalkes» (Jungordovizium) in Spanien*. Arb. Paläont. Ints. Würzburg, 3, pp. 1-139. Würzburg.

HAFENRICHTER, M. (1980): *The lower and upper boundary of the Ordovician System of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part II: The Ordovician/Silurian boundary in Spain*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 160 (1), pp. 138-148. Stuttgart.

HALL, J. (1847): *Palaeontology of New York. Vol. I containing descriptions of the organic remains of the lower division of the New York System (equivalent to the Lower Silurian rocks of Europe)*. 338 pp. Albany.

HALL, J. (1867): *Introduction to the study of the Graptolites*. N. Y. State Cab. Nat. Hist., 20th Annual Rept., pp. 169-240. Albany.

HAMMANN, W. (1971): *Stratigraphische Einteilung des spanischen Ordoviziums nach Dalmanitacea und Cheirurina (Trilobita)*. Mém. Bur. Rech. géol. min., 73, pp. 265-272. París.

HAMMANN, W. (1972): *Neue propare Trilobiten aus dem Ordovizium von Spanien*. Senckenbergiana lethaea, 53 (5), pp. 371-381. Frankfurt am Main.

HAMMANN, W. (1974): *Phacopina und Cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien*. Senckenbergiana lethaea, 55 (1/5), pp. 1-151. Frankfurt am Main.

HAMMANN, W. (1976): *Trilobiten aus dem oberen Caradoc der östlichen Sierra Morena (Spanien)*. Senckenbergiana lethaea, 57, pp. 35-85. Frankfurt am Main.

HAMMANN, W. (1983): *Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien; ihre Biostratigraphie, Ökologie und Systematik*. Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., 542, pp. 1-177. Frankfurt am Main.

HAMMANN, W.; ROBARDET, M., y ROMANO, M. (1982): *The Ordovician System in Southwestern Europe (France, Spain and Portugal)*. Internat. Un. Geol. Sci., 11, 47 pp. Ottawa.

HAVLÍČEK, C., y VANEK, J. (1966): *The biostratigraphy of the Ordovician of Bohemia*. Sbor. géol. Ved. R. P., 8, pp. 7-69. Praha.

HAVLÍČEK, V., y MAREK, L. (1973): *Bohemian Ordovician and its international correlation*. Cas. miner. geol., 18 (3), pp. 225-232. Praha.

HENKE, W. (1926): *Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén)*. Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., 39 (2), pp. 183-204. Frankfurt am Main.

HENRY, J.-L. (1980): *Trilobites ordoviéens du Massif Armoricain*. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 22, 250 pp. Rennes.

HENRY, J.-L.; NION, J.; PARIS, F., y THADEU, D. (1976): *Chitinozoaires, Ostracodes et Trilobites de l'Ordovicien du Portugal (Serra de Buçaco) et du massif Armoricain: essai de comparaison et signification paleogeographique*. Com. Serv. geol. Portugal (1973-1974), 57, pp. 303-354. Lisboa.

HUGHES, C. P.; INGHAM, J. K., y ADDISON, R. (1975): *The morphology, classification and evolution of the Trinucleidae (Trilobita)*. Phil. Tr. Roy. Soc. Lond., B272, pp. 537-607. London.

INGHAM, J. K., y WRIGHT, A. D. (1970): *A revised classification of the Ashgill Series*. Lethaia, 3, pp. 233-242. Oslo.

KETTEL, D. (1968): *Zur Geologie der östlichen Sierra Morena im Grenzbereich der Provinzen Jaén-Ciudad Real und Albacete (Spanien)*. Münster. Forsch. Geol. Paläont., 8, pp. 1-159. Münster.

LAPWORTH, C. (1877): *On the graptolites of County Down*. Rep. Proc. Belf. Nat. Fld. Club, NS, 1, pp. 125-144. Belfast.

LAURET, J.-M. (1974): *Recherches géologiques et minières dans la région d'Almadén-Almadenejos (Espagne)*. Thèse Univ. Paris-Sud (Orsay), 149 pp. (inéd.).

LOZAC'H, Y., y VIDAL, M. (1976): *Etude géologique de la terminaison occidentale de la Vallée de l'Alcudia*. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Paris-Sud (Orsay), 160 pp. (inéd.).

MÁRQUEZ TRIGUERO, E. (1963): *Nueva división del Silúrico en la región de Almadén*. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., 72, pp. 200-218. Madrid.

MELOU, M. (1985): *Révision d'«Orthis» berthois ROUAULT, 1849 Orhida (Brachiopoda) de l'Ordovicien du Massif Armoricain*. Geobios, 18 (5), pp. 595-603. Lyon.

MITCHELL, W. I. (1974): *An outline of the stratigraphy and paleontology of the Ordovician rocks of central Portugal*. Geol. Mag., 111 (5), pp. 385-396. Cambridge.

MONTESINOS, J. R. (1981): *El Ordovícico medio en el área de Cabo Peñas. Correlación con Cabo Vidrias (Asturias, N de España)*. Cuad. Lab. xeol. Laxe, 2, pp. 175-185. O Castro (Sada).

MONTOUCHET, M. (1948): *Contribution à l'étude de la faune des Schistes a Calymenes de la région d'Almadén*. D. E. S. Université de Paris. 50 pp. (inéd.).

NILSSON, R. (1977): *A boring through middle and upper Ordovician strata at Koängen in Western Scania, southern Sweden*. Sver. geol. Undersök., 71 (8), pp. 1-58. Stockholm.

PARIS, F. (1979): *Les Chitinozoaires de la Formation de Louredo, Ordovicien supérieur du Synclinal de Buçaco (Portugal)*. Paleontographica, Abt. A, 164 (1/3), pp. 24-51. Stuttgart.

- PARIS, F. (1981): *Les Chitinozoaires dans le Paleozoïque du sud-ouest de l'Europe (Cadre géologique - Etude systématique - Biostratigraphie)*. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 26, 412 pp. Rennes.
- PERAN, M. (1971): *Contribution à l'étude de la géologie de la région de Venta de los Santos (Jaén), Espagne*. Thèse Univ. Paris-Sud (Orsay). 160 pp. (inééd.).
- PHILIPPOT, A. (1950): *Les Graptolites du Massif Armoricain, étude stratigraphique et paléontologique*. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 8, 295 pp. Rennes.
- POUPON, G. (1971): *Contribution à l'étude de la région d'Aldeaquemada (Jaén), Espagne*. Thèse Univ. Paris-Sud (Orsay). 60 pp. (inééd.).
- PRADO, C. de (1856): *Sur la géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède*. Bull. Soc. géol. France (2), 12, pp. 182-204. Paris.
- PRIBYL, A. (1949): *Revize českých ordovických diplograptidu a glossograptidu*. Rozpr. Cs. Akad. Ved., 59 (1), pp. 1-48. Praha.
- PRIBYL, A., y VANEK, J. (1969): *Trilobites of the family Trinucleidae HAWLE et CORDA, 1847 from the Ordovician of Bohemia*. Sborn. geol. Ved., Paleont., 11, pp. 85-137. Praha.
- PRIBYL, A., y VANEK, J. (1972): *Über Wechselbeziehungen der Trilobiten aus dem Ordovizium von Rozmítal und dem Barrandium*. Vlastived. Sbor. Podborska, 6, pp. 7-32. Pribram.
- PRIBYL, A., y VANEK, J. (1980): *Neue Erkenntnisse über einige Trilobiten aus dem böhmischen Ordovizium*. Cas. mineral. geol., 25 (3), pp. 263-274. Praha.
- PULGAR, J. A.; BASTIDA, F.; MARCOS, A., y PÉREZ-ESTAUN, A. (1981): *Memoria explicativa de la Hoja núm. 100 (Degaña) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (2.ª serie)*. Inst. Geol. Min. España, 35 pp. Madrid.
- PUSCHMANN, H. (1967): *Das Paläozoikum im Gebiet zwischen San Benito und Torrecampo (Sierra Morena/Spanien)*. Geologie Mijnb., 46, pp. 383-391. Utrecht.
- RABANO, I. (1984): *Trilobites ordovícicos del Macizo Hespérico español: una visión bioestratigráfica*. Cuad. Geol. Ibérica, 9, pp. 267-287. Madrid.
- REDLIN, K. (1955): *Stratigraphie und Tektonik in der mittleren Sierra Morena im Bereich des Valle de Alcedia (Spanien)*. Diss. Univ. Münster. 192 pp. (inééd.).
- RICHTER, P. (1967): *Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de San Andres (östliche Sierra Morena, Spanien)*. Münster. Forsch. Geol. Paläont., 3, pp. 1-144. Münster.
- RIVA, J. (1969): *Middle and Upper Ordovician graptolite faunas of St. Lawrence Lowlands of Quebec and Anticosti Island*. Pp. 513-556 in KAY, M. (ed.): *North Atlantic geology and continental drift, a Symposium*. Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 12.
- RIVA, J. (1974): *A revision of some Ordovician graptolites of eastern North America*. Palaeontology, 17, pp. 1-40. London.
- ROBARDET, M. (1981): *Evolution géodynamique du Nord-Est du Massif Armoricain au Paléozoïque*. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 20, 342 pp. Rennes.
- ROSS, R. J., y BERRY, W. B. N. (1963): *Ordovician graptolites of the Basin Ranges in California, Nevada, Utah and Idaho*. U.S. Geol. Survey, Bull., 1134, 177 pp. Washington.
- RUEDEMANN, R. (1908): *Graptolites of New York. Part II: Graptolites of the higher beds*. New York State Mus., 11, pp. 457-583. New York.
- SAUPE, F. (1971): *La série Ordovicienne et Silurienne d'Almadén (prov. C. Real, Espagne). Point des connaissances actuelles*. Mém. Bur. Rech. géol. minièr., 73, pp. 355-365. Paris.
- SIVETER, D. J.; INGHAM, J. K.; RICKARDS, R. B., y ARNOLD, B. (1980): *Highest Ordovician trilobites and graptolites from County Cavan, Ireland*. J. Earth Sci. R. Dubl. Soc., 2, pp. 193-207. Dublin.
- SKEVINGTON, D., y PARIS, F. (1975): *Les graptolites de la formation de Saint-Germain-sur-Ille (Ordovicien supérieur du Massif Armoricain)*. Bull. Soc. géol. France (7), 17 (2), pp. 260-266. Paris.
- STRUVE, W. (1958): *Beiträge zur Kenntnis der Phacopacea (Trilobita), I: Die Zeliszkelinae*. Senckenbergiana lethaea, 39 (3/4), pp. 125-219. Frankfurt am Main.
- STRUVE, W. (1962): *Einige Trilobiten aus dem Ordovizium von Hessen und Thüringen*. Senckenbergiana lethaea, 43 (2), pp. 151-180. Frankfurt am Main.
- STRUVE, W. (1975): *Die ältesten Fossilien Hessens*. Natur u. Museum, 105 (9), pp. 268-272. Frankfurt am Main.
- TAMAIN, G. (1967): *El Centenillo, zone de référence pour l'étude de l'Ordovicien de la Sierra Morena orientale (Espagne)*. C. R. Acad. Sci. Paris (ser. D), 267, pp. 389-392. Paris.
- TAMAIN, G. (1972): *Recherches géologiques et minières en Sierra Monera orientale (Espagne)*. Trav. Labor. Géol. Structur. appl. Orsay, 1, 369 pp. Paris.
- TAMAIN, G.; OVTRACHT, A.; CARRE, D.; HELOIR, J. P.; PERRA, M., y POUPON, G. (1970): *L'Ordovicien de la Sierra Morena orientale (Espagne)*. 94.º Congr. nat. Soc. Savantes, 2, pp. 275-292. Pau.
- THADEU, D. (1947): *Trilobites do Silúrico de Loredó (Buçaco)*. Bol. Soc. geol. Portugal, 6 (3), pp. 217-236. Lisboa.
- THOMAS, D. E. (1960): *The zonal distribution of Australian graptolites*. J. and Proceed., R. Soc. N. S. Wales, 94, pp. 1-58. Sydney.
- TOGHILL, P. (1970): *Highest Ordovician (Hartfell Shales) graptolite faunas from the Moffat area, South Scotland*. Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.), 19 (1), pp. 1-26. London.
- TROMELIN, G. de, y LEBESCONTE, P. (1876): *Observations sur les terrains primaires du Nord du département d'Ille-et-Vilaine et de quelques autres parties du massif breton (Paléozoïque de l'Ouest de la France)*. Bull. Soc. géol. France (3), 4, pp. 583-623. Paris.

- TURNER, J. C. M. (1960): *Faunas graptolíticas de América del Sur*. Rev. Asoc. geol. Argentina, 14 (1-2), pp. 1-180. Buenos Aires.
- VANDEBERG, A. H. M. (1981): *Victorian stages and graptolite zones*. Pp. 2-7 in WEBBY et al. (ed.): *The Ordovician System in Australia, New Zealand and Antarctica*. Internat. Un. Geol. Sci., 6, 64 pp. Ottawa.
- VERNEUIL, E. de, y BARRANDE, J. (1856): *Descriptions des fossiles trouvés dans les terrains silurien et dévonien d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède*. Bull. Soc. géol. France (2), 12, pp. 964-1025. Paris.
- VILLAS, E. (1985): *Braquiópodos del Ordovícico Medio y Superior de las Cadenas Ibéricas orientales*. Mem. Mus. Paleont. Univ. Zaragoza, 1 (1/2), 153 pp. Zaragoza.
- WHITTINGTON, H. B.; DEAN, W. T.; FORTEY, R. A.; RICKARDS, R. B.; RUSHTON, A. W. A., y WRIGHT, A. R. (1984): *Definition of the Tremadoc Series and the series of the Ordovician System in Britain*. Geol. Mag., 121 (1), pp. 17-33. Cambridge.
- WILLIAMS, S. H. (1982): *Upper Ordovician graptolites from the top Lower Hartfell Shale Formation (D. clingani and P. linearis zones) near Moffat, southern Scotland*. Trans. Roy. Soc. Edinb. Earth Sci., 72, pp. 229-255. Edinburgh.
- WILLIAMS, S. H., y BRUTON, D. (1983): *The Caradoc-Ashgill boundary in the Central Oslo Region and associated graptolite faunas*. Norsk. Geol. Tidsskr., 63, pp. 147-191. Oslo.
- WILLIAMS, A.; STRACHAN, I.; BASSETT, D. A.; DEAN, W. T.; INGHAM, J. K.; WRIGHT, A. D., y WHITTINGTON, H. B. (1972): *A correlation of Ordovician rocks in the British Isles*. Geol. Soc. London, Spec. Rep., 3, pp. 1-74. London.
- WILLIAMS, S. H.; INGHAM, J. K.; MCMANUS, K., y MURRAY, I. (1982): *The use of experimental palaeontology in reproducing the effects of diagenetic flattening on graptolites*. Lethaia, 15 (4), pp. 365-372. Oslo.

Recibido: Mayo de 1987.

# Estudio mineralógico, textural y geoquímico de las zonas de oxidación de los yacimientos de Fe-Pb-Zn de la Sierra de Cartagena (2.ª Parte: Oxidación de paragénesis con greenalita-magnetita)

Por J. A. LOPEZ GARCIA (\*)

RESUMEN

En este trabajo (2.ª parte) se estudian las zonas de oxidación de los yacimientos de Fe-Pb-Zn de la Sierra de Cartagena, que proceden de la alteración supergénica de mineralizaciones estratiformes con paragénesis de magnetita-greenalita-sulfuros-carbonatos y sílice.

ABSTRACT

The oxidation zones proceeding from greenalite-magnetite-sulfides-carbonates and silica paragenesis of the stratiform ore deposits in the Sierra de Cartagena (Murcia) are studied in this paper. The evolution trend of the alteration process is also treated.

1. INTRODUCCION

En el trabajo previo a éste, se ha estudiado la zona de oxidación de las mineralizaciones asociadas al subvolcanismo terciario, que aparecen en Las Lajas y que se caracterizan por la presencia de casiterita junto a diversos minerales de Fe-Pb-Zn.

En este trabajo se estudian las zonas de oxidación, que proceden de las mineralizaciones primarias tipo manto, con una paragénesis primaria compuesta por greenalita-magnetita-sulfuros-carbonatos y sílice.

2. MINERALIZACIONES ESTRATIFORMES DE LA SIERRA DE CARTAGENA

El dominio interno de las Cordilleras Béticas en el que están encuadrados geológicamente los yacimientos de la Sierra de Cartagena, se caracteriza por una estructura de capas de origen alpino superpuestas que se conocen con los nombres, de

muro a techo, de Complejo Nevado-Filábride y Complejo Alpujarride. Dentro del Complejo Nevado-Filábride se distinguen dos unidades: Nevado-Filábride Inferior y Nevado-Filábride Superior, de edades paleozoico y permo-triásica a triásica, respectivamente.

Asimismo, el Complejo Alpujarride está compuesto por la unidad Alpujarride Inferior y la unidad Alpujarride Superior, ambas de edades permo-triásica y triásica (ver PAVILLÓN, 1969; EGER, 1969; ALLABERT, 1973; ESPINOSA GODOY et al., 1974, etc.).

Las mineralizaciones estratiformes existentes en la zona se conocen con el nombre de «mantos», y han sido ampliamente estudiadas (OEN et al., 1975; OVEJERO et al., 1976, y KAGER, 1980).

El primer manto aparece en la unidad Alpujarride Inferior, mientras el segundo manto aparece asociado a la unidad Nevado-Filábride Superior.

Ambos mantos pueden presentar dos tipos de paragénesis diferentes:

- Paragénesis con greenalita-magnetita-sulfuros-carbonatos y sílice.
- Paragénesis con sulfuros-carbonatos y sílice.

(\*) Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Universidad Complutense, Madrid.

En este trabajo se han estudiado las zonas de oxidación que proceden de la alteración de una paragénesis primaria con greenalita-magnetita-sulfuros-carbonatos y sílice.

3. OXIDACION DE PARAGENESIS CON GREENALITA - MAGNETITA

Las mineralizaciones aparecen asociadas a rocas carbonatadas (calizas Alpujarrides en el caso del primer manto mineralizado, y mármoles Nevado-Filábrides en el caso del segundo manto), presentan una paragénesis compuesta por magnetita, pirita, marcasita, galena, esfalerita, calcopirita y otros sulfuros y sulfosales en menores proporciones (OEN et al., 1975). Los minerales de la ganga presentes son greenalita, carbonatos, sílice y cloritas, principalmente.

La mineralogía de las zonas oxidadas está compuesta por óxidos de hierro y manganeso como goethita, hematites, pirolusita, calcofanita y coronadita; sulfatos y carbonatos como anglesita, jarosita, alunita, baritina, yeso, anhidrita, beandautit, calcita, siderita, cerusita y smithsonita, junto con cuarzo, calcedonia, ópalo, cloritas y minerales

de la arcilla (OEN et al., 1975). Asimismo, existen en esta zona pequeñas cantidades de sulfuros secundarios (calcosina y covellina) y plata y cobre nativos (J. I. MANTECA, comunicación personal).

AMORÓS et al. (1981) comparan la mineralogía de las rocas oxidadas de la Sierra de Cartagena con las de Río Tinto; y LUNAR et al. (1982), estudian diversos aspectos mineralógicos y geoquímicos de estas zonas de oxidación.

Descripción de la zona

Las mineralizaciones con greenalita-magnetita tienen su máximo desarrollo en las canteras de San Valentín y Tomasa. En el corte geológico de la zona (fig. 1) se puede observar las masas pertenecientes al primer manto oxidado, que afloraban en San Valentín.

Hoy día la mayor parte de la zona de óxidos ha sido desmantelada, para la explotación a cielo abierto del yacimiento primario existente en profundidad, quedando únicamente restos del primer manto oxidado en la pared oeste de la cantera de San Valentín I, y una pequeña masa de óxidos, perteneciente al segundo manto oxidado, entre las canteras de San Valentín I y San Valentín II.

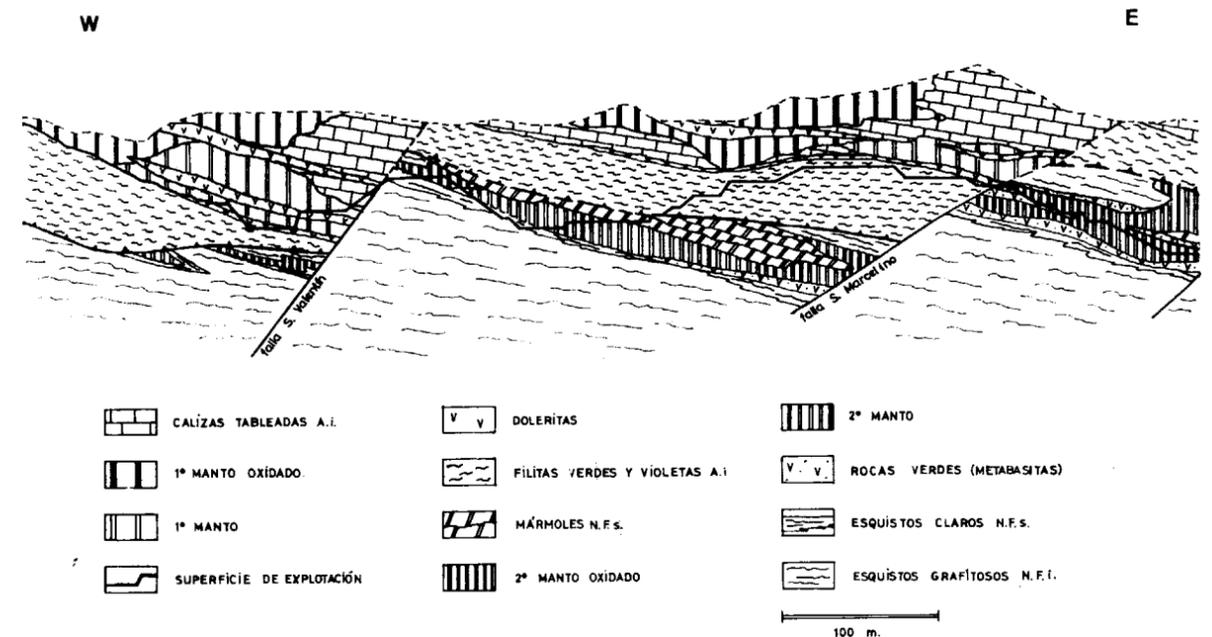


Figura 1.—Corte geológico de las canteras de S. Valentín y Tomasa (Servicio Geológico de la S. M. M. Peñarroya-España).

Las rocas volcánicas (doleritas y metabasitas) que aparecen en los niveles mineralizados, han sufrido también procesos de oxidación supergénica.

### Mineralogía y texturas

Para el estudio mineralógico y textural, se han recogido muestras de mano, tanto del primero como del segundo manto oxidado, y se han estudiado asimismo muestras procedentes de testigos de sondeos, que cortaban el primer manto oxidado.

Dado que conocemos la paragénesis de la mineralización primaria, describiremos los procesos de alteración que sufre cada uno de los minerales que se han oxidado.

**Magnetita.**—Mineral mayoritario, aparece relacionado con la siderita formando fuertes intercrecimientos o bien en cristales de tamaño variable dentro de masas de siderita. Forma rosetas similares a las de los carbonatos, y puede aparecer también cristalizada en bandas como pseudomorfos de los carbonatos (fig. 2A), así como en cristales aislados idiomorfos o alotriomorfos.

Todos los tipos texturales de magnetita citados anteriormente, tienen su expresión en texturas réplica que aparecen en la zona de oxidación. Los intercrecimientos entre magnetita y siderita se transforman en un agregado de hematites, restos de magnetita y goethita. Los cristales de tamaño variable de magnetita incluidos en siderita quedan también transformados a hematites. De igual manera los agregados en forma de roseta, los cristales de magnetita en bandas y los cristales aislados, se alteran dejando su forma primitiva (fig. 2 B).

La alteración magnetita-hematites comienza a producirse generalmente por los planos (111), avanzando progresivamente la alteración hasta formar cristales pseudomorfos de hematites. Incluso cuando la magnetita ha sido completamente alterada, se puede observar en la hematites las características de anisotropía que indican su procedencia de magnetita.

**Siderita.**—Este mineral está presente en la mineralización asociado a magnetita, con la que forma frecuentemente intercrecimientos, ya citados anteriormente.

La siderita forma también a menudo agregados en forma de rosas (fig. 2 C), a veces con los cristales zonados.

Las formas procedentes de alteración de siderita son muy similares a las procedentes de oxidación de magnetita, ya que este mineral aparece en el yacimiento primario como pseudomorfo de los carbonatos. La diferencia en su alteración reside en la transformación de siderita a goethita, mientras que magnetita se transforma en hematites.

Se pueden observar las transformaciones siderita a goethita, que comienzan por los planos (1011) para avanzar posteriormente transformándose completamente en goethita, quedando los pseudomorfos de siderita junto a los de magnetita (figura 2 D).

Los contenidos en manganeso de la siderita pueden llegar hasta el 19% en  $\text{CO}_2\text{Mn}$ . El manganeso liberado por la alteración de las sideritas se deposita en forma de óxidos, junto a los carbonatos transformados o bien este elemento es transportado y depositado más tarde originando texturas coloidales típicas.

La composición química de los óxidos de manganeso es muy variable. En los análisis con microsonda electrónica se han encontrado óxidos de manganeso con el 20% de zinc, calcofanitas y con plomo, coronaditas. También existen otros óxidos de manganeso que contienen menores cantidades de hierro y zinc, depositados en huecos en los últimos estadios de la oxidación y a veces intercrecidos con cloritas.

**Pirita.**—Es un sulfuro que se altera en los primeros estadios de oxidación; se pueden observar muestras en las que la mineralización primaria está escasamente alterada, mientras la pirita ya ha sido transformada a goethita. Quedan en la zona de oxidación numerosas texturas réplicas de pirita; estas texturas pueden ser huecas o bien ser compactas.

**Esfalerita.**—El escaso contenido en la mineralización primaria hace que queden muy pocas texturas réplica de esfalerita. En los casos en los que se puede observar la transformación de esfalerita a goethita se detectan los entramados formados por ésta de forma incipiente, bien dentro de goethita masiva o bien formando un entramado hueco.

El zinc liberado en la oxidación de esfalerita es disuelto y redepositado, en zonas adyacentes, formando smithsonita, o bien formando óxidos de

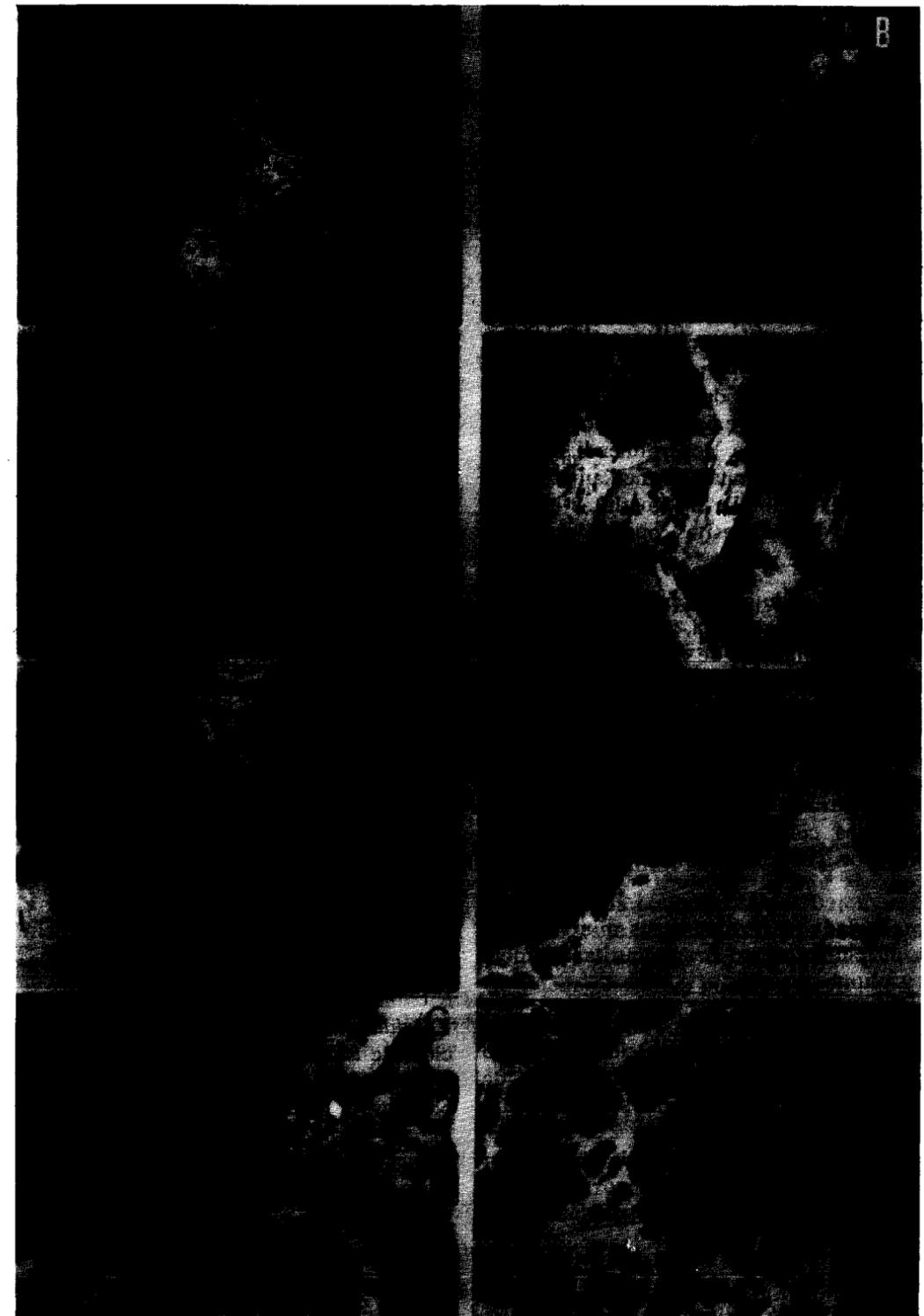


Figura 2

- |   |  |
|---|--|
| A) Bandeados de siderita (Sd) y magnetita (Mt) pseudomorfa de la anterior. L. R.                          | E) Cristales idiomorfos de anglesita (Agl) empastados por goethita (gt). L. R.                               |
| B) Bandas de goethita (gt) y hematites (Hm), pseudomorfos de siderita y magnetita, respectivamente. L. R. | F) Texturas réplica de galena transformada a goethita. L. R.   |
| C) Cristales zonados de siderita (Sd). L. R.  | G) Goethita con texturas coloidales (gt) junto a querargirita (Qg) y plata nativa (Ag). L. R.                |
| D) Hematites (Hm) pseudomorfo de magnetita, y siderita transformada en goethita (gt). L. R.               | H) Goethita (gt) con texturas réplica que conservan el entramado (111) de la calcopirita preexistente. L. R. |

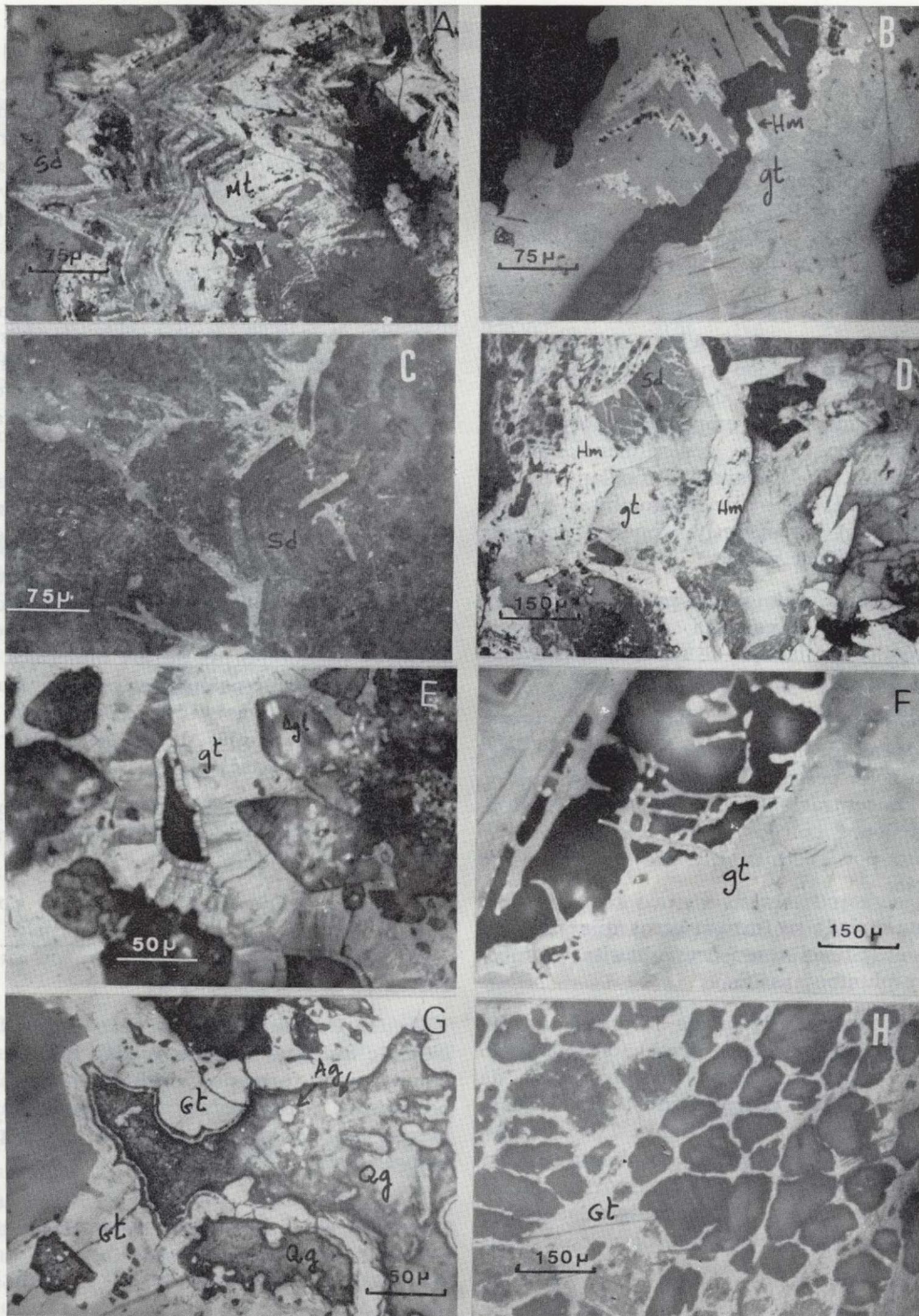


Figura 2

- A) Banded siderite (Sd) and magnetite (Mt) pseudomorphs of the former. L. R.
- B) Bands of goethite (gt) and hematite (Hm), pseudomorphs of siderite and magnetite, respectively. L. R.
- C) Zoned crystals of siderite (Sd). L. R.
- D) Hematite (Hm) pseudomorph of magnetite, and siderite transformed into goethite (gt). L. R.
- E) Idiomorphic crystals of anglesite (Agl) cemented by goethite (gt). L. R.
- F) Replica textures of galena transformed to goethite. L. R.
- G) Goethite (gt) with colloidal textures (Og) and native silver (Ag). L. R.
- H) Goethite (gt) with replica textures that preserve the (111) replica of the preexisting calcopirite. L. R.

manganeso, ya citados anteriormente, como calcofanita.

**Galena.**—La alteración de galena se produce muy tempranamente, aunque las películas de cerusita y anglesita, que se forman por esta alteración, retardan la oxidación completa del mineral. La galena comienza la transformación a cerusita o anglesita por los planos (100); esta alteración avanza progresivamente por los contornos del cristal, hasta llegar a la total transformación a anglesita. Con frecuencia pueden quedar en el interior de estos cristales pequeños relictos de galena. Los cristales de anglesita formados son empastados por goethita (fig. 2 E), que los recubre, generalmente con texturas coloidales. En los análisis mediante microsonda electrónica, alguna de las goethitas coloidales que bordean las anglesitas pueden contener hasta el 4 por 100 de plomo.

La transformación de galena puede ser también a cerusita o bien a goethita, dejando entonces texturas réplica, en las que se observa el entramado cúbico del mineral oxidado (fig. 2 F).

La formación de anglesita y cerusita da lugar a zonas oxidadas locales, muy enriquecidas en plomo. En la zona oeste de San Valentín se pueden observar concentraciones de cerusitas y anglesitas, en ocasiones, con los mismos procesos de recubrimiento por goethita, que los observados al microscopio.

De forma aislada se forman otros minerales secundarios de plomo, como beaudautita, plumbogummmita y plumbogummmita.

Con la alteración de la galena, la plata que contiene este mineral, queda en disolución, pudiendo ser transportada hacia zonas más profundas de la zona de oxidación, redepósito como plata nativa, y querargirita. En la figura 2 G se muestran cristales de querargirita, con plata nativa en el núcleo, que han sido analizados por medio de microsonda electrónica. Se encuentran asimismo querargirita sin núcleos de plata.

**Calcopirita.**—Se pueden observar texturas de alteración de este mineral, que comienzan por los planos 110 y bordes de grano con transformación a covellina y calcosina, pasando posteriormente a goethita.

El cobre disuelto, forma sulfuros secundarios como covellina y calcosina, que en ocasiones sustituyen a piritita; o bien carbonatos básicos de co-

bre como malaquita y azurita o precipita en forma de cobre nativo. Se encuentran localmente enriquecimiento de malaquita, con texturas coloidales empastando cuarzos. Se originan asimismo texturas réplica de goethita que conservan el entramado 110 de la calcopirita preexistente (figura 2 H).

Los minerales de la ganga han sufrido también los procesos de oxidación; la greenalita es alterada, dando lugar a óxidos de hierro y sílice. Los óxidos de titanio (ilmenita y rutilo) permanecen en la zona de oxidación, bien sin alterar o parcialmente transformados en anatasa en el caso de la ilmenita.

En resumen, la mineralogía de las zonas de oxidación procedentes de la paragénesis con greenalita-magnetita está compuesta principalmente por:

**Goethita.**—Procede de la transformación de siderita, y piritita principalmente. Existen dos generaciones de goethita; una que se presenta con texturas pseudomorfas de los minerales que sustituye, y otra generación que se encuentra formando texturas masivas y coloidales y que empasta a todos los minerales depositados anteriormente en la zona de oxidación.

**Hematites.**—Procedente de la alteración de magnetita. Generalmente mantiene las texturas primitivas de este mineral.

**Anglesita.**—Mineral de plomo más abundante, aunque localmente predominen cerusita o plumbogummmita. En ocasiones conserva en su interior restos de galena sin alterar.

**Oxidos de manganeso.**—Proceden de la alteración de siderita. Se han reconocido dos generaciones: unos formados «in situ» junto a los carbonatos, y otra generación, formada más tardíamente, después de una solución y transporte del manganeso.

**Smithsonita.**—Se encuentra en zonas de contacto con carbonatos, donde el zinc ha sustituido al calcio, dando lugar a enriquecimientos locales. El contenido en zinc puede llegar al 10 por 100 en peso.

Se pueden encontrar de forma accidental numerosas especies minerales, que no constituyen concentraciones importantes desde el punto de vista económico, como son *beaudantita*, *plumbogummmita*, *covellina*, *calcosina*, *malaquita*, *azurita*, *cobre nativo*, *plata nativa* y *querargirita*.

### Distribución geoquímica de los elementos Fe, Pb, Zn, Ag

La composición media de la paragénesis primaria con greenalita-magnetita, así como la correspondiente a las zonas de oxidación procedentes de esta paragénesis, en las canteras de San Valentín y Tomasa, están expresadas en la tabla 1. Se puede observar un enriquecimiento en plomo y plata, de las zonas oxidadas con respecto a la mineralización primaria, así como el fuerte empobrecimiento en zinc. También están empobrecidos con respecto a la paragénesis primaria en calcio y magnesio, y azufre.

TABLA 1

### Composición en las paragénesis primarias y zonas oxidadas en S. Valentín y Tomasa

Paragénesis con greenalita-magnetita

|                         | Composición mineralización primaria | Composición oxidada en San Valentín y Tomasa |
|-------------------------|-------------------------------------|--|
| SiO <sub>2</sub> ... .. | 45 %                                | 41 %   |
| Fe ... ..               | 35 %                                | 42 %   |
| MgO-CaO ... ..          | 3 %                                 | 0,7 %  |
| S ... ..                | 3 %                                 | 0,8 %  |
| Pb ... ..               | 1 %                                 | 2 %  |
| Zn ... ..               | 1,5%                                | 0,25%  |
| Ag ... ..               | 15 ppm                              | 30 ppm                                       |

El leve descenso en sílice, se debe a la alteración de los silicatos y a su pérdida parcial por disolución y transporte.

De los sondeos 931-K-II y 923-KL-1, que cortan el primer manto oxidado y de alguna de las muestras estudiadas de la cantera de San Valentín, correspondientes al segundo manto oxidado, se ha hecho separación magnética y de cada una de las fracciones obtenidas se han realizado análisis químico de Fe, Pb, Ag y Zn, así como del residuo con tamaño de grano menor de 0,12 mm., obtenido en el proceso de molienda previo a la separación.

**Hierro.**—Los contenidos en hierro de las diferentes muestras y fracciones analizadas, están expresados en la tabla 2.

Los tramos más profundos de los sondeos, que

TABLA 2

### Contenido en hierro de las diferentes muestras y fracciones analizadas

| Fracción Muestra     | Todo uno | 0,12 mm. | N. M. | I     | M     |
|----------------------|----------|----------|-------|-------|-------|
| 93-K-II              |          |          |       |       |       |
| 5,00-7,70 m. ... ..  | 36,12    | 32,75    | 7,75  | 40,2  | 41,1  |
| 7,70-10,2 m. ... ..  | 23,04    | 13,5     | 2,45  | 29,25 | 44,1  |
| 12,2-13,3 m. ... ..  | 7,49     | 9,3      | 4,3   | 11,3  | 29,15 |
| 18,2-19,6 m. ... ..  | 18,1     | 17,3     | 13,95 | 19,7  | 20,5  |
| 923 KL-1             |          |          |       |       |       |
| 10,8-12,4 m. ... ..  | 36,11    | 36,5     | 8,85  | 39,6  | 48,4  |
| 12,4-15,0 m. ... ..  | 38,11    | 40,5     | 12,0  | 36,9  | 48,35 |
| 15,0-17,7 m. ... ..  | 27,73    | 37,5     | 5,7   | 28,6  | 49,6  |
| 17,7-19,3 m. ... ..  | 35,22    | 39,8     | 10,15 | 37,8  | 49,5  |
| 19,3-21,8 m. ... ..  | 18,5     | 26,45    | 8,1   | 34,7  | 46,5  |
| 21,8-22,8 m. ... ..  | 11,54    | 10,0     | 6,05  | 39,9  | 48,5  |
| 2.º Manto            |          |          |       |       |       |
| S. Valentín 1 ... .. | 47,6     | 46,15    | —     | 45,0  | 49,0  |
| S. Valentín 2 ... .. | 46,5     | 46,5     | 8,0   | 44,05 | 49,5  |
| S. Valentín 3 ... .. | 46,25    | 46,2     | 42,1  | 47,2  | —     |
| S. Valentín 4 ... .. | 40,7     | 39,9     | 23,9  | 43,3  | 44,0  |
| S. Valentín 5 ... .. | 34,0     | 31,8     | 4,7   | 43,5  | 49,8  |

0,12 mm: Residuo de la molienda.

N. M.: Fracción no magnética a 0,5 Amp.

I: Fracción no magnética a 0,3 Amp.

M: Fracción magnética a 0,3 Amp.

presentan los contenidos más bajos en hierro, corresponden a tramos cloríticos, impregnados por goethita procedente de la mineralización oxidada. Se puede observar, por otra parte, que las muestras procedentes del segundo manto tienen un contenido mayor en hierro que las muestras procedentes del primer manto; esto a su vez corresponde con una mineralogía más pobre en sílice en las muestras del segundo manto.

En cuanto a la distribución del hierro en las distintas fracciones, hay que señalar que la fracción no magnética es la que presenta los contenidos más bajos, excepto en algún caso aislado. El hierro de esta fracción no magnética, proviene en su mayor parte de las goethitas que se asocian a la sílice y en menor proporción de otros minerales.

Las fracciones intermedia y magnética, presentan unos contenidos en hierro bastante semejantes, si bien siempre algo más altos en las fracciones magnéticas. Las asociaciones mineralógicas de las fracciones intermedias son generalmente

de goethita, y en menor cantidad clorita y óxidos de manganeso. Las fracciones magnéticas contienen principalmente hematites y goethita, y en menor proporción magnetita, que ha permanecido sin alterar, y más esporádicamente siderita.

**Plomo.**—Los contenidos en plomo de las diferentes muestras y fracciones están expresados en la tabla 3.

La distribución de plomo en las muestras analizadas es irregular; generalmente en los sondeos estudiados se observa un paulatino descenso en este elemento desde los tramos oxidados próximos a la superficie, hasta los niveles situados a mayor profundidad. Las muestras del segundo manto, tomadas en un mismo nivel, muestran una fuerte variación de los contenidos en plomo a pequeñas distancias.

Las fracciones no magnéticas, aparecen como las más ricas en plomo, en los niveles más próximos a la superficie, coincidiendo con la presencia de anglesita, y en menor cantidad de cerusita.

TABLA 3

Contenido en plomo de las distintas muestras y fracciones analizadas

| Fracción Muestra   | Todo uno | 0,12 mm. | N. M. | I    | M    |
|--------------------|----------|----------|-------|------|------|
| 931-K-II           |          |          |       |      |      |
| 5,00-7,75 m. ...   | 2,17     | 2,09     | 6,6   | 2,92 | 0,68 |
| 7,75-10,25 m. ...  | 1,24     | 0,89     | 0,35  | 1,43 | 1,71 |
| 12,20-13,10 m. ... | 0,55     | 0,71     | 0,7   | 0,72 | 1,06 |
| 18,20-19,60 m. ... | 0,29     | 0,22     | 0,48  | 0,26 | 0,13 |
| 923-KL-I           |          |          |       |      |      |
| 10,80-12,45 m. ... | 4,7      | 7,11     | 7,35  | 2,3  | 1,44 |
| 12,45-15,00 m. ... | 1,85     | 1,75     | 1,94  | 0,98 | 1,37 |
| 15,00-17,60 m. ... | 1,6      | 2,85     | 1,05  | 1,48 | 2,84 |
| 17,60-19,30 m. ... | 2,15     | 3,15     | 0,9   | 2,0  | 2,25 |
| 19,30-21,80 m. ... | 1,57     | 2,38     | 1,02  | 2,65 | 2,50 |
| 21,80-22,80 m. ... | 1,32     | 2,00     | 0,75  | 2,65 | 2,35 |
| 2.º manto          |          |          |       |      |      |
| S. Valentín 1 ...  | 0,78     | 0,77     | —     | 0,66 | 0,52 |
| S. Valentín 2 ...  | 0,3      | 0,29     | 0,16  | 0,26 | 0,33 |
| S. Valentín 3 ...  | 3,52     | 3,5      | 2,9   | 3,5  | —    |
| S. Valentín 4 ...  | 2,95     | 2,98     | 1,75  | 2,9  | 3,34 |
| S. Valentín 5 ...  | 2,0      | 3,3      | 0,62  | 1,22 | 1,12 |

0,12 mm: Residuo de la molienda.  
N. M.: Fracción no magnética a 0,5 Amp.  
I: Fracción no magnética a 0,3 Amp.  
M: Fracción magnética a 0,3 Amp.

Los mayores contenidos en plomo en las fracciones intermedia y magnética, se corresponde con la presencia de óxidos de manganeso, y en el caso particular del segundo manto por la existencia de plumbojarosita. También la goethita, como ya se ha descrito, puede presentar en algunos casos diversos contenidos en plomo, y se concentra asimismo en las fracciones intermedia y magnética.

En resumen, el plomo puede concentrarse en las tres fracciones dependiendo de la mineralogía; en las zonas más superficiales, lo hace generalmente en la fracción no magnética, y en niveles más profundos en las fracciones intermedia y magnética.

**Plata.**—Los contenidos en plata de las diferentes muestras y fracciones analizadas están expresados en la tabla 4.

La distribución de plata en las muestras es, al igual que el plomo, muy irregular, tanto en horizontal como en profundidad. En los sondeos estudiados se puede observar una cierta tendencia a

TABLA 4

Contenido en partes por millón de plata en las distintas muestras y fracciones analizadas

| Fracción Muestra   | Todo uno | 0,12 mm. | N. M. | I  | M  |
|--------------------|----------|----------|-------|----|----|
| 931-K-II           |          |          |       |    |    |
| 5,70-7,75 m. ...   | 15       | 26       | 60    | 18 | 15 |
| 7,75-10,25 m. ...  | 80       | 69       | 36    | 91 | 73 |
| 12,20-13,10 m. ... | 39       | 40       | 38    | 14 | 45 |
| 18,20-19,60 m. ... | 2        | 4        | 5     | 3  | 3  |
| 923-KL-I           |          |          |       |    |    |
| 10,80-12,45 m. ... | 30       | 65       | 74    | 25 | 19 |
| 12,45-15,00 m. ... | 30       | 45       | 30    | 23 | 50 |
| 15,00-17,60 m. ... | 44       | 11       | 58    | 4  | 5  |
| 17,60-19,30 m. ... | 68       | 36       | 145   | 17 | 20 |
| 19,30-21,80 m. ... | 62       | 65       | 85    | 30 | 63 |
| 21,80-22,80 m. ... | 49       | 54       | 185   | 23 | 22 |
| 2.º manto          |          |          |       |    |    |
| S. Valentín 1 ...  | 27       | 26       | —     | 6  | 18 |
| S. Valentín 2 ...  | 80       | 72       | ?     | 33 | 50 |
| S. Valentín 3 ...  | 150      | 150      | 49    | 29 | —  |
| S. Valentín 4 ...  | 17       | 14       | ?     | 8  | 13 |
| S. Valentín 5 ...  | 5        | 6        | 3     | 4  | 5  |

0,12 mm: Residuo de la molienda.  
N. M.: Fracción no magnética a 0,5 Amp.  
I: Fracción no magnética a 0,3 Amp.  
M: Fracción magnética a 0,3 Amp.

concentrarse en la base de las zonas oxidadas, en el contacto con los niveles cloríticos situados inmediatamente debajo. En horizontal, su distribución es también sumamente irregular, encontrándose muestras con contenidos en plata muy altos junto a otras de muy baja concentración, situadas muy próximas.

En cuanto a su distribución en las diferentes fracciones es asimismo muy desigual, ya que en niveles cercanos pasa de concentrarse en las fracciones no magnéticas, a hacerlo en las intermedias y magnéticas.

Las asociaciones mineralógicas de la plata son de querargirita y plata nativa en las fracciones no magnéticas y con jarositas y goethitas en las fracciones intermedia y magnética, pero debido al pequeño tamaño de grano de la querargirita y la plata nativa, como estos minerales se encuentran junto a goethita, en el proceso de separación magnética pueden ser arrastrados con ésta, y concentrarse en las fracciones magnéticas e intermedias.

**Zinc.**—Los contenidos en este elemento en las diferentes muestras y fracciones están expresados en la tabla 5.

La presencia de zinc en estas zonas oxidadas es relativamente baja con respecto a la mineralización primaria.

El zinc procedente de la destrucción de esferita y de algunas sideritas, que pueden llevar contenidos pequeños de este elemento, es lixiviado y transportado hacia las zonas de borde, donde al reaccionar con los carbonatos, da lugar a concentraciones de smithsonita, encontrándose niveles en estas zonas de borde con el 10 por 100 de zinc.

En las zonas oxidadas, el zinc que no ha emigrado se deposita principalmente como óxidos de manganeso, calcofanita, y smithsonita, o en pequeñas proporciones dentro de otros óxidos de manganeso y goethita. La smithsonita se concentra en las fracciones no magnéticas, y los óxidos de manganeso en las fracciones intermedias y magnética.

#### Evolución de la alteración

Las características mineralógicas del yacimiento primario, compuesto por magnetita, pirita, galena, esferita y calcopirita, como minerales de la mena,

TABLA 5  
Contenidos en zinc de las distintas muestras y fracciones analizadas

| Fracción Muestra   | Todo uno | 0,12 mm. | N. M. | I    | M    |
|--------------------|----------|----------|-------|------|------|
| 931-K-II           |          |          |       |      |      |
| 5,00-7,75 m. ...   | 0,4      | 0,64     | 0,29  | 0,23 | 0,7  |
| 7,75-10,25 m. ...  | 0,14     | 0,07     | 0,04  | 0,08 | 0,13 |
| 12,20-13,10 m. ... | 0,09     | 0,29     | 0,07  | 0,16 | 0,32 |
| 18,20-19,60 m. ... | 0,13     | 0,13     | 0,05  | 0,11 | 0,14 |
| 923-KL-I           |          |          |       |      |      |
| 10,80-12,45 m. ... | 0,19     | 0,21     | 0,08  | 0,23 | 0,25 |
| 12,45-15,00 m. ... | 0,14     | 0,11     | 0,04  | 0,11 | 0,10 |
| 15,00-17,60 m. ... | 0,15     | 0,18     | 0,05  | 0,12 | 0,21 |
| 17,60-19,30 m. ... | 0,23     | 0,21     | 0,11  | 0,2  | 0,22 |
| 19,30-21,80 m. ... | 0,13     | 0,15     | 0,10  | 0,18 | 0,2  |
| 21,80-22,80 m. ... | 0,12     | 0,12     | 0,10  | 0,2  | 0,17 |
| 2.º manto          |          |          |       |      |      |
| S. Valentín 1 ...  | 0,04     | 0,03     | —     | 0,03 | 0,03 |
| S. Valentín 2 ...  | 0,03     | 0,02     | 0,02  | 0,02 | 0,04 |
| S. Valentín 3 ...  | 0,69     | 0,72     | 0,59  | 0,50 | —    |
| S. Valentín 4 ...  | 0,33     | 0,35     | 0,18  | 0,31 | 0,32 |
| S. Valentín 5 ...  | 0,19     | 0,25     | 0,04  | 0,30 | 0,32 |

0,12 mm: Residuo de la molienda.  
N. M.: Fracción no magnética a 0,5 Amp.  
I: Fracción no magnética a 0,3 Amp.  
M: Fracción magnética a 0,3 Amp.

y por grenalita y siderita como minerales más abundantes de la ganga, determinan los procesos de oxidación de estas zonas.

El primer estadio de alteración, comienza con la oxidación de la pirita alotriomorfa de grano fino, y de marcasita, cuando este mineral está presente. Con la acidificación del medio, la calcopirita, galena y esferita, así como la siderita comienzan a oxidarse en un segundo estadio.

La calcopirita se transforma en goethita, quedando algunas texturas réplicas, en las que se reconoce el entramado de la calcopirita preexistente, ya descrito en este capítulo. El cobre liberado en la destrucción de calcopirita, queda en solución y va a formar diferentes especies minerales en etapas posteriores.

La galena comienza su oxidación antes que la esferita, si bien las capas de anglesita y cerusita, que se forman alrededor de la galena, van a retardar la oxidación completa. Con el aumento de la actividad de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, se produce la transfor-

mación a anglesita de la galena; dependiendo de la concentración de CO<sub>2</sub>, y del aumento del pH, la anglesita puede transformarse en cerusita, encontrándose muestras de ésta, con texturas pseudomorfas de anglesita (LUNAR et al., 1982). La existencia de cerusita o anglesita depende de la actividad de SO<sub>4</sub><sup>=</sup>, relacionada con la menor o mayor cantidad de pirita (SANGAMESHWAR, 1983).

La esfalerita se transforma en goethita, quedando algunas texturas réplicas ya indicadas. El zinc liberado en su destrucción es transportado en solución, para ser depositado más tarde, y en su mayor parte lixiviado.

Los cristales idiomorfos de pirita se alteran en un segundo estadio, posteriormente a los restantes sulfuros. En algunos casos la pirita es sustituida por sulfuros secundarios de cobre, como calcosina y covellina, que mantienen el hábito de la pirita sustituida. Sin embargo, la mayor parte de la pirita es transformada en goethita, quedando numerosas y variadas texturas réplica, tanto huecas como compactas. Localmente, la abundancia de pirita, y menor presencia de carbonatos, puede dar lugar a zonas con un pH muy bajo, formándose jarosita, estas zonas de jarosita localizadas en el segundo manto, pueden contener plomo y plata en cantidades mayores a la media, e irían incluidos en la jarosita.

La siderita se oxida y da lugar a la formación de goethita pseudomorfa en este segundo estadio, la destrucción de siderita va a impedir la excesiva acidificación del medio, con lo que el hierro procedente de su alteración es depositado sin transporte, lo que facilita la conservación de las texturas réplica de los carbonatos. El manganeso contenido en la siderita, es liberado, quedando en solución para ser depositado más tarde, en su mayor parte; o bien ser precipitado «in situ», junto con el zinc que contiene la siderita en pequeñas cantidades, formando calcofanitas.

En zonas donde el contenido en CO<sub>2</sub> es alto, generalmente próximas a la superficie, la siderita puede permanecer sin alterar, encontrándose magnetitas alteradas a hematites, junto a sideritas sin oxidar.

La greenalita se altera igualmente, dando lugar a la formación de goethita y sílice; esta sílice puede ser transportada, y redepositada, dando lugar a zonas fuertemente silicificadas; y oquero-

sas con una composición casi exclusiva de goethita y cuarzo tipo calcedonia.

La magnetita es el último mineral en alterarse, comienza por los planos (111) y avanza hasta su completa transformación a hematites. Se encuentran numerosas muestras, en las que toda la mineralización primaria ha sido oxidada, y quedan únicamente algunos relictos de magnetita dentro de la masa de hematites; conservándose textura réplica de magnetita en toda la zona de oxidación.

En un tercer estadio de alteración, se van a formar nuevos minerales, a partir de los elementos liberados en la destrucción de la mineralización primaria. Los sulfuros secundarios de cobre, formados en sustitución de pirita, pueden ser destruidos si continúa la oxidación formándose goethita en su lugar. El cobre da lugar a acumulaciones locales, en forma de malaquita y azurita, en zonas superficiales con abundancia de CO<sub>2</sub>, y de cobre nativo, más esporádicamente.

Pequeñas cantidades de plomo, procedente de la destrucción de anglesita, junto con el manganeso, procedente de los carbonatos, van a depositarse como coronaditas, y otros óxidos de manganeso con pequeños contenidos en plomo.

Parte del zinc liberado, por la oxidación de esfalerita, queda en la red de los óxidos de manganeso, depositándose en zonas de huecos. La mayor parte del zinc, sin embargo, es transportada hacia las zonas de borde, donde reacciona con los carbonatos, formando smithsonita.

La plata procedente de la oxidación de galena, puede ser transportada a los niveles más profundos de la zona de oxidación, en los que se presentan enriquecimientos en este elemento, pudiendo ser depositada como plata nativa, como querargirita que envuelve a aquélla, o bien en las zonas ricas en pirita, incluida en la estructura de los minerales del grupo de la jarosita.

Parte del hierro, procedente de la oxidación, no depositado «in situ», es transportado, y redepositado como goethita, que puede contener pequeñas cantidades de plomo, forma texturas coloidales que envuelven a todos los minerales depositados anteriormente.

En resumen, el proceso de oxidación en zonas con paragénesis de greenalita y magnetita ha seguido los siguientes pasos (fig 3):

## BIBLIOGRAFIA

- ALLABERT, J. (1973): *La province plombo-zincifère des Cordillères Bétiques (Espagne méridional). Essai typologique.* Thèse Université de Nancy I, 148 pp.
- AMORÓS, J. L.; LUNAR, R., y TAVIRA, P. (1981): *Jarosite. A silver bearing of the gossan of Rio Tinto (Huelva) and La Union (Cartagena), Spain.* Mineral. Deposita, vol. 16, pp. 205-213.
- EGELER, C. G., y SIMON, O. S. (1969): *Sur la tectonique de la zone bétique: Koninkl. Nederlanse Akad. Wetensch. Verh. Ard. Natuurk. ser. 1 v. 25, núm. 3, 90 pp.*
- ESPINOSA-GODOY, J.; MARTÍN-VIVALDI, J. M., y PÉREZ-ROJAS, A. (1974): *Mapa geológico de España E. 1:50.000, Hoja 977 (Cartagena) y 978 (Llano el Beal).* Inst. Geol. y Min. España. Madrid.
- KAGER, P. C. (1980): *Mineralogical investigations on sulphides, Fe-Mn-Zn-Mg-Ca Carbonates, greenalite and associated minerals in the Sierra de Cartagena. Province of Murcia. S.E. Spain.* GUA papers of Geology. Series 1, núm. 12, Amsterdam, 204 pp.
- LUNAR, R.; MANTECA, J. I.; RODRÍGUEZ, P., y AMORÓS, J. L. (1982): *Estudio mineralógico y geoquímico del gossan de los depósitos de Fe-Pb-Zn de la Unión (Sierra de Cartagena).* Bol. Geol. Min., t. XCIII-III, pp. 244-253.
- OEN, I. S.; FERNÁNDEZ, J. C., y MANTECA, J. I. (1975): *The Lead-Zinc and associated ores of La Union, Sierra de Cartagena, Spain.* Econ. Geol., vol. 70, pp. 1259-1278.
- OVEJERO, G.; JACQUIN, J. P., y SERVAJEAN, G. (1976): *Les minéralisations et leur contexte géologique dans la Sierra de Cartagena (Sud. Est. de L'Espagne).* Bull. Soc. Geol. France (7), t. XVIII, pp. 619-633.
- PAVILLON, M. J. (1969): *Les minéralisations prombo-zincifères de Cartaghene (Cordillères Bétiques, Espagne). Un exemple d'heritages successifs en metallogenie.* Mineral. Deposita, vol. 4, pp. 368-385.
- SANGAMESHWAR, S. R., y BARNES, H. L. (1983): *Supergene processes in zinc-lead-silver sulphide ores in carbonates.* Econ. Geol., vol. 78, pp. 1379-1397.

Recibido: Enero 1987.

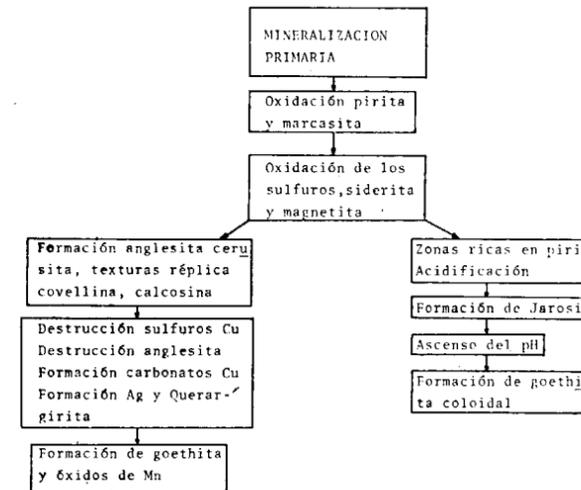


Figura 3.—Secuencia de la alteración supergénica de la paragénesis primaria con greenalita-magnetita.

- Oxidación de pirita alotriomorfa y marcasita:
  - Acidificación del medio.
- Oxidación de los restantes sulfuros y sideritas:
  - Liberación de Pb, Zn, Mn y Cu.
  - Formación de anglesita, cerusita y sulfuros secundarios de cobre.
  - Formación de goethita pseudomorfa.
  - Destrucción de magnetita.
  - En zonas ricas en pirita, descenso del pH.
- Destrucción de los sulfuros secundarios de cobre:
  - Localmente destrucción de anglesita.
  - Formación de minerales secundarios de cobre (malaquita, azurita y cobre nativo).
  - Formación de plata nativa y querargirita.
  - En zonas con bajo pH, formación de jarosita.
  - Formación de goethita y óxidos de manganeso con texturas coloidales, y contenidos variables en hierro, plomo y zinc.

## Aspectos genéticos de las mineralizaciones de F (Ba-Pb) del área de Colmenar de Arroyo (Sistema Central Español)

Por J. LOCUTURA RUPEREZ (\*) y F. TORNOS ARROYO (\*)

### RESUMEN

Mediante un estudio geológico y termodinámico de detalle se aportan datos sobre el mecanismo de formación de un filón de fluorita, barita y minerales de Pb-Zn-Cu que encaja en adamellitas orientadas del Dominio Oriental del Sistema Central Español. La mineralización aparece ligada a una estructura de dirección 70° y sucesivamente reactivada, con formación de episenitas, milonitas y finalmente desarrollo de una fractura frágil. Esta última está directamente relacionada con el proceso mineralizador, con precipitación de fluorita y barita con un zonado lateral y vertical bien definido. La mineralización se ha formado cerca del equilibrio Q-FK-ms a temperaturas progresivamente más bajas (de 280 a 120° C) con incremento asociado de salinidad (de 0 al 12 por 100 NaCl equiv.) y a  $fO_2$  y  $fS_2$  cerca del tampón pirita-hematites-magnetita. El proceso está ligado al desarrollo de superficies de erosión de edad Pérmica y circuitos hidrotermales de tipo epitermal. La mezcla de fluidos de ambos orígenes, con incremento de la relación Ca/Mg, oxidación del azufre y enfriamiento de las disoluciones epitermales son mecanismos suficientes para explicar la precipitación de esta asociación mineral.

### ABSTRACT

Geological and thermodynamical studies on a barite-fluorite (Pb-Zn-Cu) lode contribute to genetic interpretation of such kind of deposits in the Spanish Central System. The mineralization appears within a shear zone that has been reactivated several times, with episenites, mylonites and late brittle fracture development. This last event is directly associated with the mineralization process, where early fluorite deposition is followed by barite and ankerite.

The ore minerals grew near de FK-ms-Q buffer, in progressive lower temperatures (from 270 to 120° C) with associated salinity increase (0 to 12% NaCl equiv.). Oxygen and sulfur fugacities remained near pyrite-hematite-magnetite buffer.

Genetic process in related with the evolution of Permian bassins and epithermal convective processes. Mixing of fluids of such different characteristics is enough for ore precipitation. Sulfur oxidation, increase of Ca/Mg ratio and cooling of epithermal solutions by «per descensum» ones are the main reasons of barite and fluorite precipitation.

### I. INTRODUCCION

Los filones de fluorita y sustancias asociadas (Ba, Pb, Zn) han sido, como señala ROUTHIER (1980), objeto de controversias importantes en las que se plantea la oposición entre tesis genéticas hidrotermales, *per ascensum* (en relación con magmatismo ácido o bien como fenómeno térmico hidrotermal de gran amplitud o sistema epitermal) y tesis *per descensum* (a partir de paleosuperficies y zonas de alteración meteóricas continentales

o zonas marinas marginales sobresaturadas, sebkhas).

En la zona oriental del Sistema Central Español aparece un conjunto de al menos treinta filones de cuarzo, barita y/o fluorita con dirección ONO-ESE a NE-SO y mineralización de barita y fluorita con sulfuros de Pb-Zn-Cu. Inicialmente han sido descritos por VINDEL (1980) que los interpreta como asociados al área más externa de la zonación periplutónica del granito de La Cabrera. Posteriormente LOCUTURA y TORNOS (1985) los desligan genéticamente del plutonismo tardihercínico, proponiendo un posible origen «per descensum».

(\*) IGME. Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID.

Recientemente GUTIÉRREZ et al. (1986a y b) realizan un estudio metalogénico y de inclusiones fluidas de los filones del área, definiendo para éstos un origen epitermal ligado a los granitos encajantes. Con el fin de contrastar las distintas hipótesis genéticas se ha realizado un estudio petroológico y geoquímico de un único filón como ejemplo más representativo del conjunto.

Geológicamente se encuentra situado en el Complejo de Gredos (CAPOTE et al., 1982), al E del Macizo Metamórfico de El Escorial, dentro de un plutón alóctono de adamellitas y granodioritas localmente porfídicas y orientadas que hacen parte del batolito del Sistema Central (fig. 1). Los aspectos geológicos y geoquímicos de estas rocas son muy similares a los del conjunto de adamellitas tempranas del Sistema Central, que ha sido ampliamente discutido por BELLIDO et al. (1981), BRANDEBOURGUER et al. (1983), BRANDEBOURGUER

(1984), VILLASECA (1985) y VIALETTE et al. (1987). Son rocas peraluminicas cafémicas, interpretadas por VILLASECA (op. cit.) como de tipo «S» y su intrusión parece estar ligada a las postrimerías de la fase 3 hercínica (347-310 m.a., VIALETTE et al., op. cit.).

Las mineralizaciones elegidas aparecen en distintos puntos de una gran estructura filoniana de dirección 60-70° (fig. 2). Las minas han sido explotadas para barita (Mina Asturiana) o fluorita y Pb (Rosita y San Eusebio) durante la década de los 60, sobre labores anteriores de las que no se tienen datos. Posteriormente han sido reinvestigadas entre 1970 y 1975. Al igual que el resto de los filones de F-Ba (Pb-Zn) de este distrito se encuentran situados dentro de la zona definida por UBANELL (1980) como de «debilidad entre Guadarrama y Gredos».

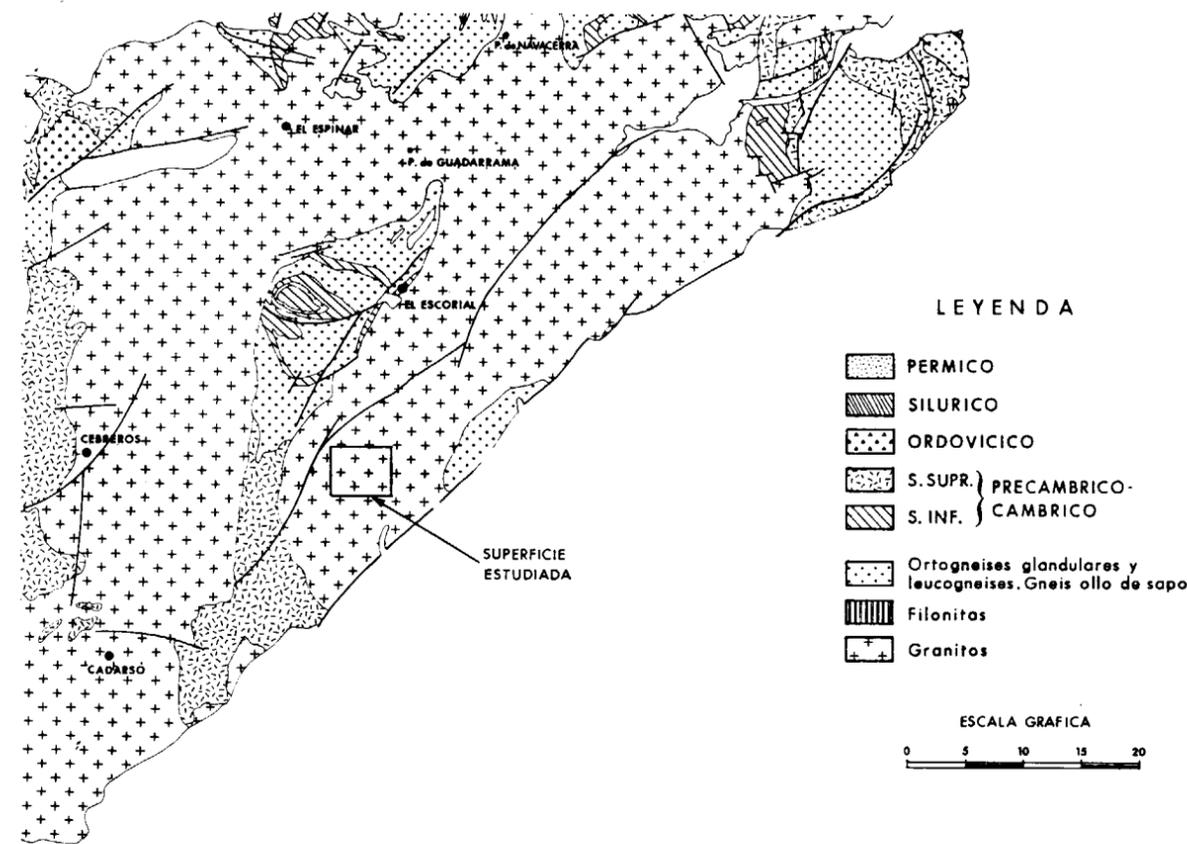


Figura 1.—Encuadre geológico de las mineralizaciones.



Figura 2.—Situación de las principales fracturas y filones mineralizados.

## II. DESCRIPCION

Las mineralizaciones encajan en adamellitas porfídicas y leucogranitos, en las que se observa una densa red de fracturación con direcciones 60-70° y 110-120° predominantes, y 30° y 90° complementarias.

Aunque las minas se encuentran en una misma estructura, de dirección 60-70° y unos 6 Km. de longitud, no existen evidencias de que constituyan un único filón pues existen interrupciones y desplazamientos por fallas de dirección 120°.

Suelen tener desarrollo arrosariado, muy irregular, con variaciones de potencia (0,2 a 2 m.) y frecuentes ramificaciones y satélites centimétricos anastomosados. El tipo de mineralización varía según zonas, pasando de áreas con mineralización rellenando huecos en zonas distensivas, a áreas en las que es de tipo cataclásico (Mina Rosita). En las zonas de intersección con las otras fracturas (predominantemente 120°) es donde se producen las máximas potencias y leyes (Mina San Eusebio). La morfología de la mineralización con estructuras zonadas y geodas, brechas tectónicas y mineralización de tipo lentejonar es característica de rellenos filonianos en fracturas tensionales (JAILLARD, 1985).

Los filones muestran en general una estructura interna bandeada en la que aparecen bandas de cuarzo, fluorita/barita y ankerita. Los sulfuros (pirita, calcopirita) y sobre todo galena (con inclusiones de freibergita, determinada mediante EDAX) y esfalerita (con intercrecimientos simultáneos de esfalerita) se presentan diseminados en el cuarzo (pirita, calcopirita fundamentalmente), fluorita o barita (galena y esfalerita con pirita y calcopirita más accesorias). Localmente se observan texturas zonadas y de corrosión de la galena por la esfalerita. La precipitación de fluorita, barita y sulfuros está asociada a un proceso continuo distensivo con relleno zonado lateral y vertical; la fluorita aparece en las zonas inferiores de los filones, mientras la barita lo hace en las cotas más elevadas. Localmente se observan rellenos de grietas de tensión que indican un movimiento dextral compatible con el modelo propuesto por UBANELL (1980).

La mineralización se encuentra situada en una estructura tectónica en la que se han reconocido al menos dos eventos de deformación, en condiciones progresivamente más someras.

— Desarrollo de episienitas feldespáticas y cizallas dúctiles. Las segundas presentan componente normal-dextral, con desarrollo de milonitas y ultramilonitas. Son similares y contemporáneas a otras bandas de cizalla tempranas descritas en el Sistema Central (TORNOS y CASQUET, 1984; etapa Malagón de CAPOTE et al., 1986). Esta deformación produce una cloritización, sericitización y sobre todo silicificación de la roca deformada. En estas tectonitas aparecen pequeñas cantidades de pirita, calcopirita y esfalerita diseminadas.

— Esta banda de deformación temprana es reactivada posteriormente dando lugar a fracturas tensionales datadas por UBANELL (1980) como Autunienses.

La alteración hidrotermal ligada a la distensión tiene la siguiente secuencia:

- Potasificación temprana con cementación del cuarzo hidrotermal anterior por feldespato potásico (adularia) y clorita (ripidolita rica en Fe, cuadro I). Esta asociación está ligada a una cataclasis generalizada con desarrollo local de pseudotaquilitas. Presenta un desarrollo muy local y poca o nula mineralización asociada.
- Brechificación generalizada, aunque poco intensa, con fragmentos entre 0,1 mm y 3 cm. y con sericitización y silicificación de la roca fracturada (feldespatos y cuarzo); todo ello cementado por una masa de cuarzo y/o sericita. Localmente aparece algo de fluorita en pequeñas venillas y diseminación de metales (pirita, calcopirita).
- Precipitación de fluorita y cuarzo en peine, con pocos sulfuros asociados. Localmente aparece clorita ligada a la fluorita en intercrecimientos simplectíticos.
- Precipitación de barita y sulfuros.
- Formación de carbonatos (ankerita, cuadro I) ligados a una brechificación de la barita, fluorita y cuarzo. Esta etapa no presenta mineralización asociada.
- Finalmente existe un relleno tardío de fisuras y vacuolas por calcita, cuarzo, clorita y arcillas.

La alteración supergénica produce una alteración en las salbandas del filón a dickita y esmec-

titas y aparición de marcasita, bornita, calcosina, covellina, goethita, cerusita y posible smithsonita a partir de los metálicos.

No se ha localizado caolín ligado a la secuencia hidrotermal, aunque ha sido citado por GUTIÉRREZ et al. (1986b).

### III. GEOQUIMICA DEL PROCESO DE ALTERACION HIDROTERMAL

La adamellita regional no hidrotermalizada presenta contenidos en elementos traza similares a otros granitos no mineralizantes del Sistema Central (LOCUTURA y TORNOS, 1985).

Se ha realizado un pequeño perfil geoquímico en la alteración hidrotermal (cuadro I) ligada al proceso de mineralización (brechificación y silicificación). Para el cálculo de balances geoquímicos se ha asumido la existencia de variación de volumen a lo largo del proceso con aplicación del método de Gressens. Las reacciones obtenidas son:

\* Adamellita (14) + 63.94SiO<sub>2</sub> - 2.56Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + 0.14MgO - 0.63CaO - 2.53Na<sub>2</sub>O + 1.64K<sub>2</sub>O → Roca silicificada (AS-2) (FV=1.59).

\* Roca silicificada (AS-2) + 62.18SiO<sub>2</sub> - 0.27Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 0.4MgO - 1.1CaO + 0.95Na<sub>2</sub>O - 0.55K<sub>2</sub>O → Roca silicificada (16) (FV=1.65).

Asumiendo que el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> es un componente esencialmente inerte en procesos metasomáticos de rocas aluminicas y en medio neutro a ligeramente ácido (HELGESON et al., 1978; HENLEY et al., 1984), se observa que la brechificación y silicificación están asociadas a un fuerte incremento de volumen (del orden del 225 por 100) con aporte de sílice y pérdida de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y CaO. Los comportamientos de Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O son variables y el TiO<sub>2</sub>, MgO y MnO, son, junto al Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, esencialmente inertes.

Los elementos metálicos muestran un incremento general con la alteración hidrotermal, mientras que el Rb, Ba y Sr disminuyen a medida que la roca es silicificada y los feldespatos destruidos.

### IV. INCLUSIONES FLUIDAS

Se han realizado determinaciones de inclusiones fluidas en 10 muestras con fluorita, barita y

cuarzo pertenecientes a las tres minas (fig. 3). En el cuarzo sólo se han encontrado inclusiones primarias en los de alta temperatura (260-320° C); los cristales tardíos muestran únicamente inclusiones secundarias casi siempre monofásicas líquidas. Esto es consistente con los datos de BODNAR et al. (1985), que encuentran que a bajas temperaturas precipita la sílice amorfa y su posterior recristalización borra las características originales.

Las inclusiones fluidas son más abundantes en la fluorita que en la barita. En ambas, las inclusiones interpretadas como primarias aparecen con formas irregulares, tubulares o raramente cristales negativos, con tamaños comprendidos entre las 5 y 35 μ. Excepcionalmente han aparecido in-

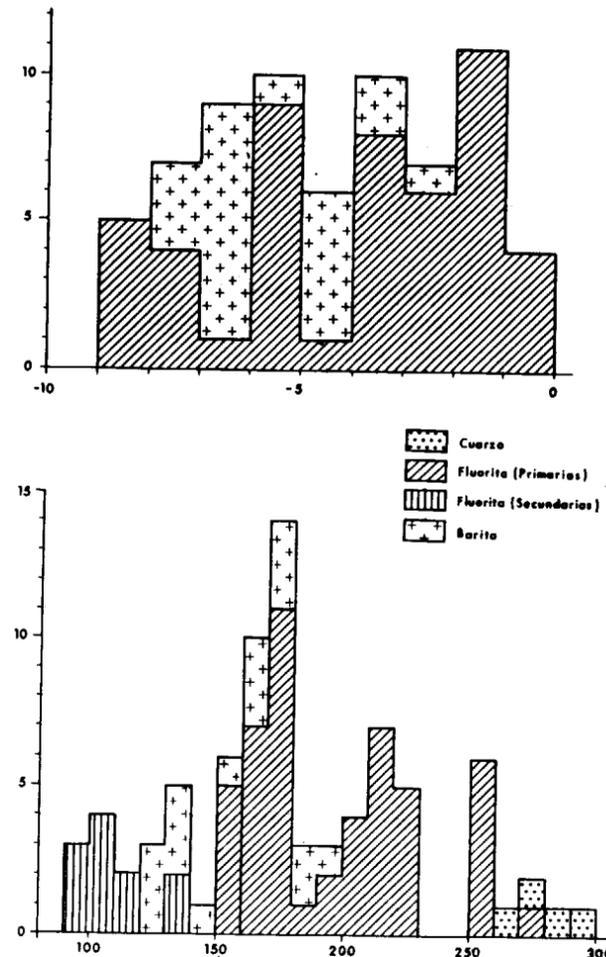


Figura 3.—Histogramas de temperaturas de fusión (A) y homogenización (B) de inclusiones fluidas.

### CUADRO I

Análisis químico de roca total y minerales.  
Elementos mayores en %, menores en p.p.m. (— <10 p.p.m.)

|                                | AS-1  | 14    | 15    | AS-2  | 16    | ANÁLISIS<br>ROCA TOTAL |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|------------------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 68.55 | 66.68 | 56.08 | 79.79 | 89.01 |                        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15.37 | 15.80 | 11.97 | 9.63  | 6.02  |                        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3.62  | 4.03  | 0.40  | 0.90  | 0.40  |                        |
| MnO                            | 0.05  | 0.06  | 0.04  | 0.02  | 0.09  |                        |
| CaO                            | 2.38  | 2.66  | 14.21 | 1.24  | 3.30  |                        |
| MgO                            | 1.04  | 1.15  | 1.05  | 0.79  | 0.25  |                        |
| Na <sub>2</sub> O              | 3.22  | 3.84  | 2.40  | 0.80  | 1.09  |                        |
| K <sub>2</sub> O               | 4.28  | 4.54  | 4.20  | 3.77  | 2.02  |                        |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.49  | 0.57  | 0.40  | 0.33  | 0.18  |                        |
| PPC                            | 1.00  | 0.87  | 6.05  | 2.74  | 1.02  |                        |
| P.E.                           | 2.742 | 2.737 | 2.924 | 2.818 | 2.724 |                        |
| P                              | 870   |       |       | 490   |       |                        |
| Sn                             | --    | --    | --    | --    | --    |                        |
| W                              | --    | --    | --    | --    | --    |                        |
| Rb                             | 190   | 180   | 20    | 170   | 30    |                        |
| Ba                             | 490   | 440   | 3000  | 220   | 104   |                        |
| Sr                             | 130   | 160   | 250   | 40    | 30    |                        |
| Cu                             | 10    | 80    | 40    | 250   | 10    |                        |
| Zn                             | 70    | 70    | 90    | 270   | 865   |                        |
| Pb                             | 40    | 15    | 250   | 500   | 50    |                        |
| F                              | 125   | 116   | 7.5%  | 78    | 239   |                        |

|                                | Sericita (22 O) |       |       | Clorita (14 O) |       |       | ANÁLISIS<br>MINERALES |
|--------------------------------|-----------------|-------|-------|----------------|-------|-------|-----------------------|
|                                | 1               | 2     | 3     | 1              | 2     | 3     |                       |
| SiO <sub>2</sub>               | 48.99           | 49.61 | 49.82 | 23.92          | 23.30 | 22.25 |                       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 32.56           | 32.64 | 32.31 | 20.67          | 19.74 | 20.77 |                       |
| FeO                            | 1.60            | 0.16  | 1.50  | 34.81          | 34.28 | 35.15 |                       |
| MnO                            | 0.09            | 0.04  | 0.01  | 0.48           | 0.48  | 0.59  |                       |
| MgO                            | 1.13            | 1.12  | 1.11  | 10.08          | 11.26 | 10.42 |                       |
| CaO                            | 0.05            | 0.08  | 0.10  | 0.00           | 0.00  | 0.00  |                       |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.00            | 0.01  | 0.12  | 0.00           | 0.00  | 0.00  |                       |
| K <sub>2</sub> O               | 10.00           | 11.18 | 10.91 | 0.00           | 0.00  | 0.00  |                       |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.00            | 0.03  | 0.05  | 0.00           | 0.08  | 0.00  |                       |

|     | Ankerita |       | Galena |       |       |
|-----|----------|-------|--------|-------|-------|
|     | 1        | 2     | 1      | 2     |       |
| MgO | 11.62    | 11.05 | S      | 14.19 | 13.20 |
| MnO | 2.36     | 2.27  | Pb     | 84.10 | 83.43 |
| CaO | 29.52    | 28.49 | Bi     | 0.48  | 0.40  |
| FeO | 13.31    | 14.57 | Ag     | 0.00  | 0.00  |
|     |          |       | Sb     | 0.17  | 0.26  |

|    | Esfalerita |       |       |       |       |       |       |
|----|------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|    | 1          | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     |
| S  | 33.95      | 34.10 | 33.80 | 34.26 | 35.13 | 34.38 | 35.51 |
| Zn | 65.29      | 66.28 | 67.39 | 66.50 | 67.52 | 67.31 | 63.80 |
| Fe | 0.12       | 0.39  | 0.15  | 0.67  | 0.09  | 0.12  | 0.57  |
| Cd | 0.70       | 0.00  | 0.53  | 0.02  | 0.00  | 0.38  | 0.00  |
| In | 0.00       | 0.00  | 0.09  | 0.04  | 0.00  | 0.00  | 0.16  |

AS-1 Adamellita, Mina La Asturiana.  
14 Adamellita, Mina San Eusebio.  
15 Granito hidrotermalizado, Mina San Eusebio.

AS-2 Granito silicificado, Mina La Asturiana.  
16 Granito silicificado, Mina San Eusebio.

clusiones de hasta 0.1 mm. El tamaño de la burbuja de vapor es muy variable a temperatura ambiente, entre un 5-35 por 100 del volumen total de la inclusión.

En ninguna de ellas se ha observado la presencia de cristales hijos ni fluidos inmiscibles. Asimismo, la decrepitemetría en glicerina y la ausencia de clartrato indican la poca importancia del CO<sub>2</sub> y gases insolubles.

La homogeneización es siempre en líquido y su temperatura (T<sub>h</sub>) es por lo general superior en la fluorita que en la barita (fig. III), aunque siempre en un amplio rango (150-270° C para la fluorita, 120-200° C para la barita).

También se observan rasgos distintivos en la temperatura de fusión (T<sub>f</sub>) del hielo. Las inclusiones más tempranas en la fluorita presentan características de fluidos típicamente epitermales (ROEDDER, 1984) con formación de monocristal de hielo, localmente metaestable, y T<sub>f</sub> muy altas (> -3° C). En la fluorita más tardía y barita las inclusiones son algo más salinas (-3° a -8° C) y presentan agregados policristalinos de hielo. Es de destacar el hecho de que las inclusiones secundarias en todas las fluoritas presentan rangos de T<sub>h</sub> y T<sub>f</sub> similares a las de la barita.

Las isocoras han sido calculadas para fluidos del sistema H<sub>2</sub>O - NaCl mediante el programa Halwat de NICHOLLS y CRAWFORD (1985) parcialmente modificado.

Estos datos de inclusiones fluidas obtenidas no coinciden con los de GUTIÉRREZ et al. (1986), que indican unas T<sub>h</sub> para la fluorita de 42-50° C y de 35-45° C para la barita.

## V. CARACTERIZACIÓN DE LA FASE FLUIDA

La caracterización de la fase fluida se ha realizado mediante cálculos termodinámicos teóricos basados en la composición de inclusiones fluidas, paragénesis mineral y composición de ésta. Las características de la fase fluida durante las principales etapas hidrotermales aparecen en el cuadro II.

### Presión de formación

La presencia de la asociación feldespato potá-

sico-clorita en sistemas geotérmicos es criterio de la presencia de ebullición (REED y SPYCHER, 1985), que disminuye el pH y los hace precipitar a costa de la moscovita. Esto indica que la evolución del sistema hidrotermal se ha realizado cerca de la curva L-V, aunque durante el proceso mineralizador mismo no se observan criterios de ebullición. Pequeñas variaciones de la columna hidrostática o movimientos de la fractura que hagan dominar la presión hidrostática (Ph) o litostática (Pl) pueden inhibir o favorecer la ebullición. Ya que las fracturas mineralizadas son fundamentalmente de tipo tensional, se asume que la presión total es equivalente a la hidrostática.

A partir de la densidad de inclusiones fluidas, se puede calcular la profundidad del sistema hidrotermal (500 a 1.200 m.) mediante la expresión de Haas (en ROEDDER, 1984).

Las inclusiones más tardías indican unas presiones mínimas excesivamente bajas lo que parece indicar que el conjunto se ha mantenido a una presión relativamente constante, alejándose progresivamente de la curva líquido-vapor.

### Temperatura de formación

La temperatura de la ebullición temprana ha sido calculada mediante geotermometría de cloritas (WALSHE, 1986), desarrollo matemático calibrado con gran precisión en sistemas geotérmicos actuales. Los valores obtenidos se encuentran en el intervalo 325-342 ± 15° C.

Las sericitas analizadas muestran contenidos en paragonita muy bajos (< 1.6 por 100, cuadro I, que a las presiones estimadas indican temperaturas menores de 250° C), indicativos del pequeño rango de solución sólida moscovita-paragonita a bajas temperaturas (EUGSTER et al., 1982).

Las temperaturas obtenidas mediante T<sub>h</sub> de inclusiones fluidas son temperaturas mínimas de formación, aunque la corrección de presión a estas presiones hidrostáticas cercanas a la L-V se puede considerar insignificante. En ellas se observa una gradación desde el cuarzo de alta temperatura (300-260° C) a la fluorita (270-150° C) y barita (200-120° C), confirmando que la zonación lateral y vertical del filón también lo es a temperatura decreciente.

La evolución del sistema muestra asimismo una

CUADRO II  
Condiciones de la mineralización

| ETAPA<br>PROCESO       | I<br>Ebullición | II<br>Precipitación<br>fluorita | III<br>Precipitación<br>barita |
|------------------------|-----------------|---------------------------------|--------------------------------|
| ASOCIACION             | FK+cl+Q         | Fluo+Q+met                      | ba+Q+met                       |
|                        |                 | -- MEZCLA FLUIDOS ---->         |                                |
| Rango T                | 325-342         | 150-270                         | 120-200                        |
| T Media                | 330             | 250                             | 150                            |
| P.hidr.                | 106 b.          | ----- >47 b.                    | -----                          |
| P.litos.               | 339 b.          | ----- >170 b.                   | -----                          |
| Prof.                  | 1280 m.         | ----- >500 m.                   | -----                          |
| XCO <sub>2</sub>       | ---             | 0.0005                          | <0.05                          |
| pH                     | 5.6 (n=5.65)    | 5.96 (n=5.58)                   | <5.72 (n=5.8)                  |
| logfO <sub>2</sub>     | -28.0 a -25.7   | -36.2 a -34.9                   | -51 a -49.4                    |
| logfS <sub>2</sub>     | -8.0 a -6.8     | -10.3 a -8.6                    | -16.9 a -15.2                  |
| %NaCl eq.              | ---             | 0-10.5                          | 3.4-11.7                       |
| logΣm S                | ---             | -2.30                           | -3.0                           |
| XH <sub>2</sub> S      | ---             | 0.69                            | 0.01                           |
| XΣSO <sub>4</sub> (2-) | ---             | 0.28                            | 0.98                           |
| XHS-                   | ---             | 0.02                            | 0.001                          |
| mNa+                   | 0.21 (*)        | 0.21                            | 2.20                           |
| mK+                    | 0.02 (*)        | 0.02                            | 0.07                           |
| log mMg <sup>2+</sup>  | -5.52 a -6      | <-2.52                          | <-1.69                         |
| log mCa <sup>2+</sup>  | ---             | <-2.60                          | <-1.60                         |
| log mFe <sup>2+</sup>  | -7.52 a -9      | ---                             | ---                            |
| log mBa <sup>2+</sup>  | ---             | -4.0                            | -3.22                          |
| log mSiO <sub>2</sub>  | -2.0            | -2.22                           | -2.70                          |

Condiciones de formación y composición de la fase fluida a lo largo del proceso hidrotermal. Basado en inclusiones fluidas (NICHOLLS y CRAWFORD, 1985), tampón Q-ms-FK (HENLEY et al., 1984), estabilidad de cloritas (WALSHE, 1986) y otros minerales (SUPCRT, HELGESON et al., 1978; BARTON y SKINNER, 1979) y especies acuosas (OHMOTO, 1972; BOWERS et al., 1984). Peso específico granito 2,65 gr/cm<sup>3</sup>. Las fracciones molares de S han sido calculadas a log fO<sub>2</sub> = -36 y log fS<sub>2</sub> = -10,03 (250° C) y log fO<sub>2</sub> = -45,5 y log fS<sub>2</sub> = -15,2 (150° C). Especies iónicas calculadas a pH=5,7 en etapas I y III.

XΣSO<sub>4</sub> (2-) = XSO<sub>4</sub> (2-) + XKSO<sub>4</sub> + XNaSO<sub>4</sub> + XCaSO<sub>4</sub> + XMgSO<sub>4</sub>  
(-) no calculado; (\*) asumido.

secuencia a temperatura progresivamente más bajas, desde los 400-350° C de la etapa I, con deformación dúctil del cuarzo, hasta alrededor de los 100° C durante la precipitación de los carbonatos tardíos.

### Cálculo del pH de las disoluciones

La presencia de la asociación cuarzo-feldespato-moscovita durante casi toda la alteración hidrotermal indica que las disoluciones presentan el pH y mNa<sup>+</sup>/mK<sup>+</sup> tamponados. Paragénesis con ausencia de moscovita o feldespato potásico sólo repre-

sentan pequeñas variaciones locales y el incremento o disminución del pH siempre es inferior a la unidad. La posible presencia de caolín tardío indicaría sin embargo pH algo inferiores.

Este ha sido calculado mediante la combinación del geotermómetro Na/K de Fournier y Truesdell (en HENLEY et al., 1984) y las ecuaciones de HELGESON et al. (1978). Los valores obtenidos (cuadro II) dependen fundamentalmente de la salinidad de la disolución, sobre todo a bajos contenidos de NaCl equiv. Los pH son ligeramente básicos a altas temperaturas para pasar posteriormente (< 200° C) a ser neutros a ligeramente ácidos.

*Fracción molar de CO<sub>2</sub>*

La ausencia de clartrato indica, en presiones algo superiores a la de ebullición (200 a 300 bares) una la fracción molar máxima, del orden de 0.032 a 0.05 respectivamente (HEDENQUIST y HENLEY, 1986). Estos valores posiblemente son por exceso y la XCO<sub>2</sub> del sistema posiblemente no sobrepase el 0.01, tal como es común en los sistemas epitermales (ROEDDER, 1984; HENLEY et al., 1984). Una estimación de la XCO<sub>2</sub> se puede realizar a partir del método de CRERAR et al. (1978), que tamponan experimentalmente el pH de las disoluciones en base a la XCO<sub>2</sub> y XNaCl. Conocido el pH por el equilibrio mineralógico y la salinidad por las inclusiones fluidas, es posible estimar la proporción de CO<sub>2</sub>, que a 250° C es del orden de XCO<sub>2</sub> = 5 × 10<sup>-4</sup>.

La presencia de carbonatos en los estadios tardíos es indicativo de un incremento de la fracción molar de CO<sub>2</sub>. La precipitación de éstos en equilibrio con piritita, necesita una XCO<sub>2</sub> del orden de 0.06 a 150°.

*Especies iónicas en la fase fluida*

La cantidad de las principales fases acuosas ha sido calculada según el método descrito por BOWERS et al. (1984). Los cálculos han sido realizados a presión de ebullición, pues pequeñas variaciones de ésta por debajo de los 500 b. no influyen sensiblemente en las constantes de equilibrio. La actividad de los minerales se ha asumido unidad para los feldespatos y micas, ya que a bajas temperaturas su rango de solución sólida es mínimo. Para las cloritas su actividad ha sido calculada en base a las ecuaciones mediante el método de WALSH (1986). En la figura 4 se han representado las relaciones entre actividades del Mg<sup>2+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup> y K<sup>+</sup> respecto al H<sup>+</sup>. Para los diagramas a alta temperatura se ha asumido el cuarzo como mineral estable, mientras que a baja temperatura la fase que precipita es la sílice amorfa.

Conocido el pH es posible calcular la modalidad de las especies acuosas en equilibrio con minerales asumiendo que a bajas concentraciones ésta es equivalente a la actividad (HENLEY et al., 1984).

La ausencia de carbonatos durante la mineralización limita la concentración de Mg<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup> y Ca<sup>2+</sup> a las XCO<sub>2</sub> definidas previamente a unos máximos

(fig. 4). La presencia de ankerita tardía es concordante con un incremento de la salinidad y de la XCO<sub>2</sub> durante los últimos estadios.

*Fugacidad de O<sub>2</sub> y S<sub>2</sub>*

Los valores de log fS<sub>2</sub> y log fO<sub>2</sub> durante la ebullición temprana han sido calculados a partir de la estabilidad de cloritas ricas en Fe en equilibrio con cuarzo y piritita (WALSHE, 1986), aunque es posible que sean ligeramente superiores (2 ó 3 unidades) a los valores reales.

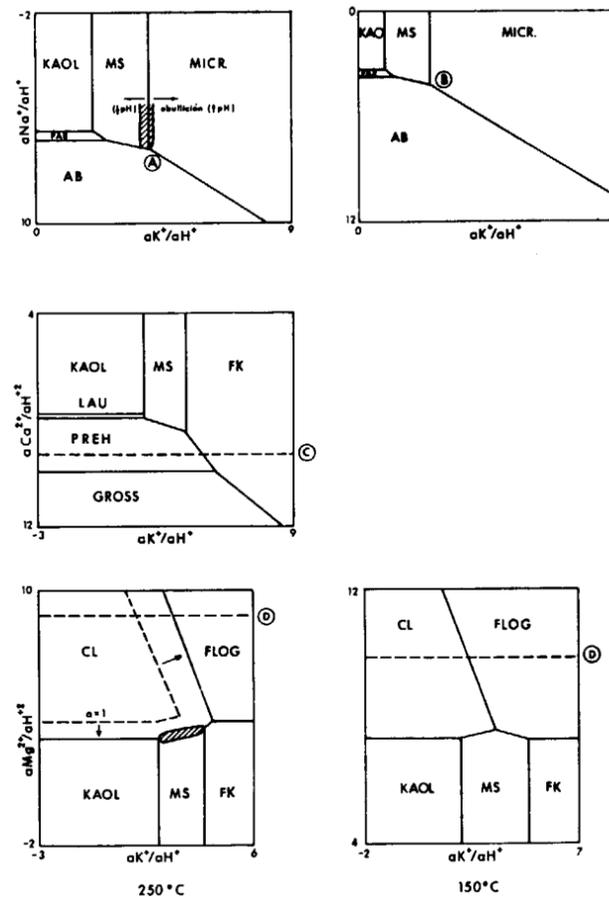


Figura 4.—Actividades de especies iónicas en la fase fluida en relación con aH<sup>+</sup>. Diagramas según el método de BOWERS et al. (1984) con ctes. de equilibrio de SUPCRT. Actividad de todos los minerales unidad excepto de la clorita, calculada por el método de WALSH (1986). Sistema con Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en exceso y SiO<sub>2</sub> inerte, como cuarzo a alta temperatura y sílice amorfa a 150° C. Los puntos (A) y (B) representan el equilibrio SiO<sub>2</sub>-FK-ms y las líneas (C) y (D) la saturación en calcita y dolomita en las condiciones definidas.

La estabilidad de los minerales metálicos, fluorita y barita depende fundamentalmente de las relaciones fO<sub>2</sub> - fS<sub>2</sub> - mΣS - pH (OHMOTO, 1972). Calculado el pH por los tampones silicatados y la fS<sub>2</sub> por el contenido en Fe de la esfalerita en equilibrio con piritita (BARTON y SKINNER, 1979), los otros valores son interdependientes. Un proceso iterativo permite estimar durante la precipitación de fluorita temprana una fO<sub>2</sub> cercana al tampón piritita-hematites-magnetita, tal como ocurre en sistemas hidrotermales someros y una mΣS alrededor de 0.005, concordante con la baja salinidad de la disolución y suficiente para precipitar sulfuros. En las figuras 5 y 6 se han representado las asociaciones en el espacio fO<sub>2</sub> - fS<sub>2</sub> - pH (OHMOTO, 1972).

VI. INTERPRETACION METALOGENICA

Las mineralizaciones filonianas españolas con galena, fluorita y/o barita y con secuencias similares a éstas han sido atribuidas a actividad hidrotermal ligada a granitos, fluidos epitermales relacio-

nados con vulcanismo (LOREDO y GARCÍA IGLESIAS, 1984) o filones «per descensum» que cortan al Permotrias (LIESA, 1983; MELGAREJO y AYORA, 1985). Los filones perigraníticos muestran Th superiores, los relacionados con el vulcanismo amplia dispersión de salinidades con temperaturas similares a las obtenidas en este trabajo y los filones descendentes presentan Th más bajas y salinidades mucho más elevadas.

En base a los datos tectónicos de CAPOTE et al. (1982) el Dominio Oriental del Sistema Central se encuentra en la zona donde el apilamiento de mantos ha sido mayor y el plutonismo tardihercínico más intenso. En él se observa actualmente un conjunto fuertemente erosionado, y en el que no aparecen granitos metalogénicamente «fértiles» someros y sus aureolas hidrotermales, similares a las que se observan en el Dominio de Guadarrama (LOCUTURA y TORNOS, 1985). Esto hace que el Dominio de Gredos sea un conjunto metalogénicamente empobrecido en el que sólo aparecen este conjunto de filones de Ba-F-(Pb-Zn), episenitas con Cu-Zn-(Pb-W) y algunos filones de As-Ag (LOCUTURA y TORNOS, op. cit.) sin relación

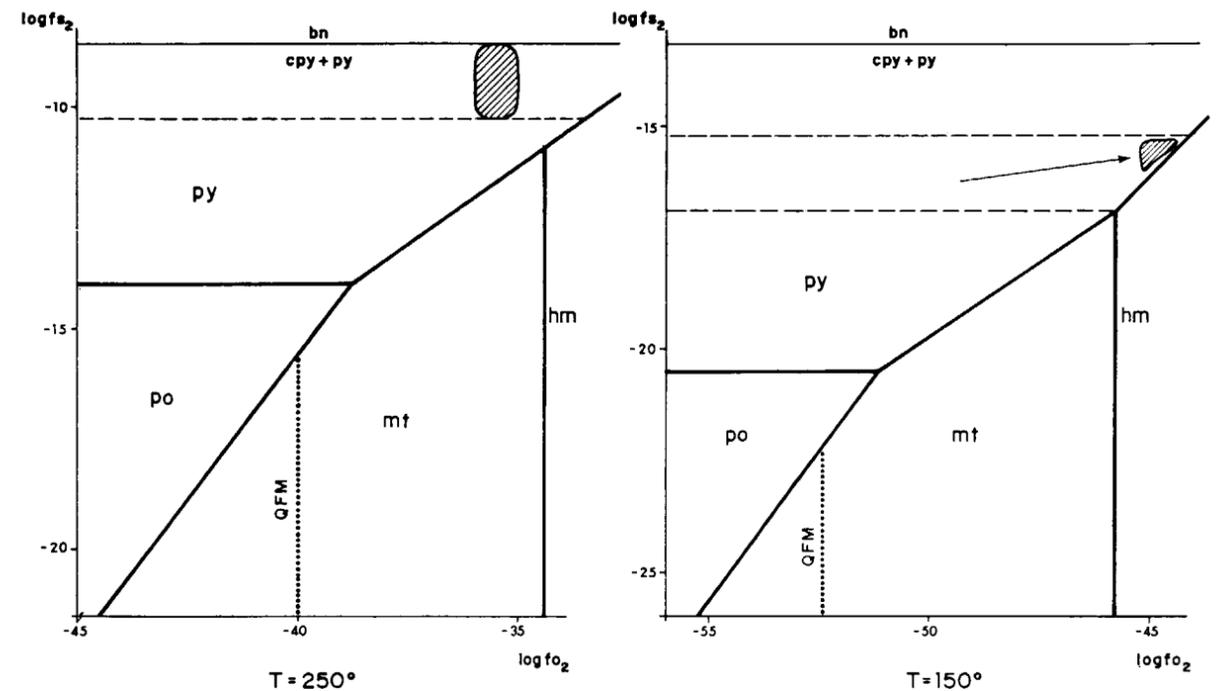


Figura 5.—Diagrama log fS<sub>2</sub>-log fO<sub>2</sub> de las condiciones de mineralización. Las líneas discontinuas son el campo de estabilidad de la esfalerita con composición definida.

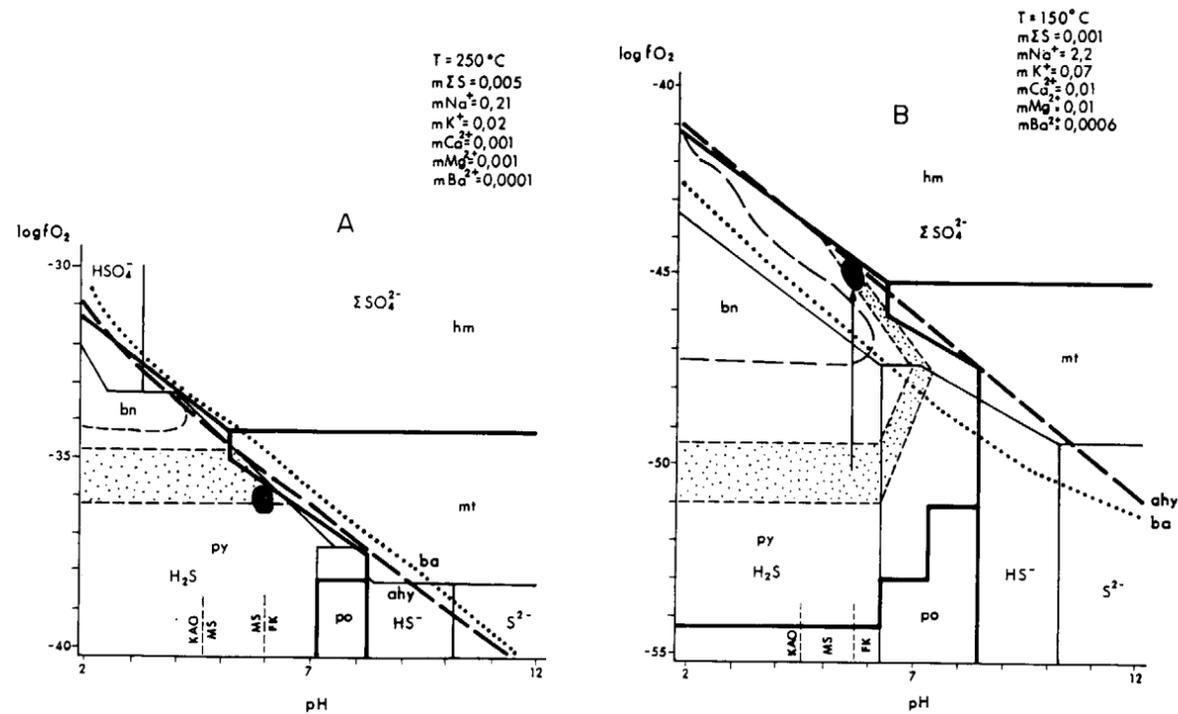


Figura 6.—Diagrama fO<sub>2</sub>-pH, basado en datos termodinámicos de OHMOTO (1972) y SUPCRT. El campo de las especies acuosas limitado a X>0,5. Saturación de barita y anhidrita en base a los datos de HOLLAND y MALININ (1979). La precipitación de esfalerita con o sin barita a pH definidos delimita las fO<sub>2</sub> a 250° (A) y 150° (B) C. La precipitación de barita, aun en disoluciones saturadas, sólo puede producirse a altas fO<sub>2</sub>.

En el caso que nos ocupa existiría por tanto la mezcla de (fig. 7):  
 — Un fluido hiposalino de alta temperatura (>250° C) con características típicas de los fluidos epitermales s.s. (ROEDDER, op. cit.; HENLEY et al., 1984) saturado en sílice, azufre y metales base.

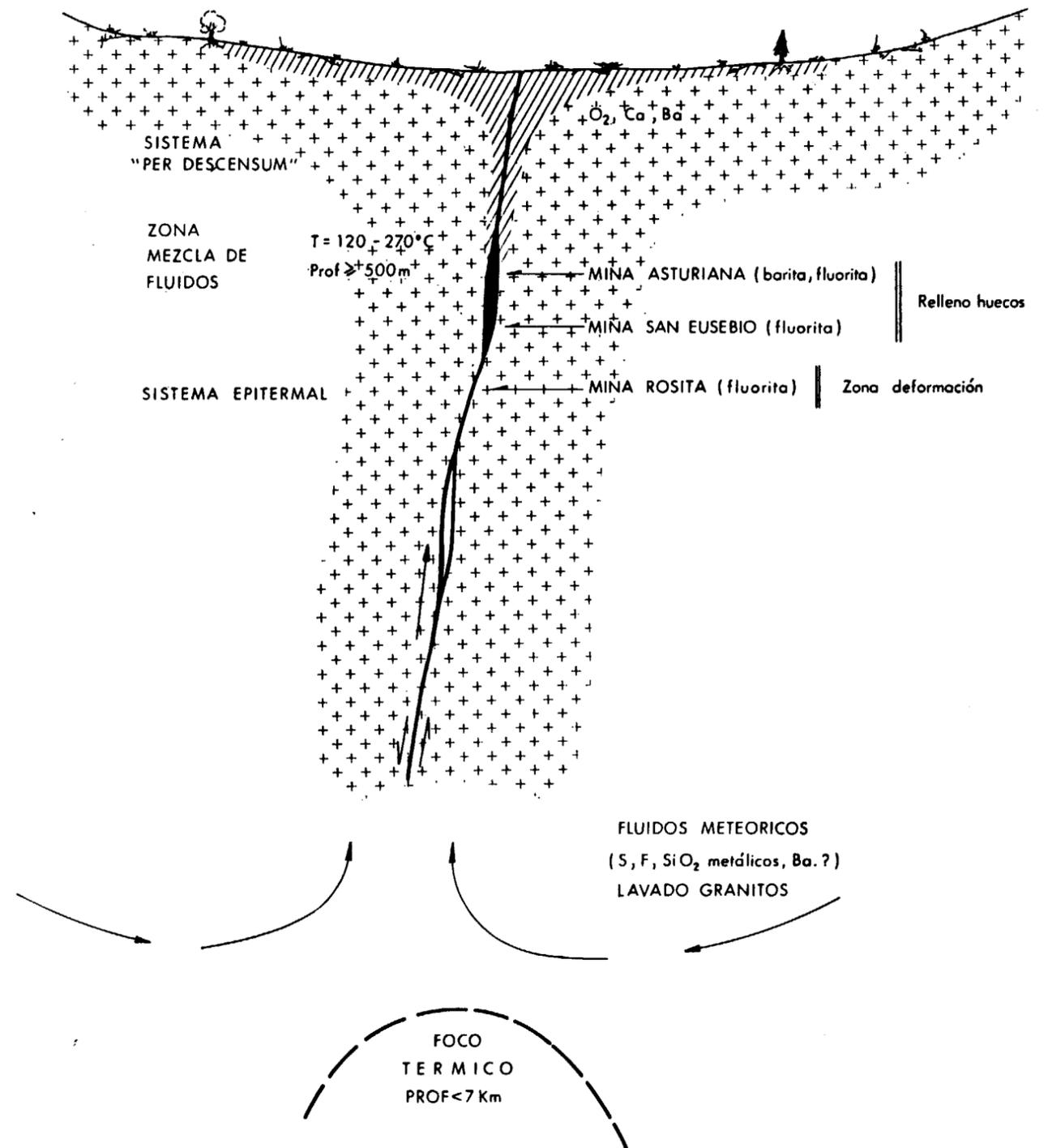


Figura 7.—Esquema interpretativo del proceso mineralizador. La zona rallada representa la zona de influencia de los fluidos meteoricos superficiales y las flechas el sistema convectivo epitermal. La zona con mayor mineralización corresponde a la de mezcla de fluidos.

genética con procesos hidrotermales tardimagmáticos. Los leucogranitos que afloran en las cercanías parecen haberse consolidado a presiones superiores a las necesarias para procesos hidrotermales convectivos (del orden de 2-2.5 kb.).

La estabilización e incluso tendencia del pH a valores algo más ácidos y el incremento fuerte de la salinidad excluyen la posibilidad de una ebullición como proceso mineralizador fundamental, ya que éste sólo incrementa ligeramente la salinidad de la disolución, pero nunca hasta los valores obtenidos (HENLEY et al., 1984).

Las curvas experimentales sobre la precipitación de fluorita y barita en el rango 150-250° C (HOLLAND y MALININ, 1979) muestran que en salinidades inferiores a 1 molal la solubilidad es retrógrada y no puede existir precipitación. Por ello es difícil explicar un mecanismo simple de enfriamiento para la precipitación temprana a partir de fluidos hiposalinos. Una precipitación directa por enfriamiento de fluidos tardíos sí podría ser mecanismo de precipitación, pero la evo-

lución progresiva de fluidos hiposalinos a fluidos de salinidades medias en un rango tan pequeño de temperaturas y sin mecanismos anómalos de concentración no parece coherente. Los datos de inclusiones fluidas coinciden plenamente con las evoluciones típicas de procesos de mezcla de fluidos en distintos ámbitos geológicos (ZIMERMANN y KESLER, 1981; ROEDDER, 1984), donde la fluorita y barita son minerales característicos.

En el diagrama fO<sub>2</sub>-pH (fig. 6) se muestra cómo a 250° un fluido de tipo epitermal, con piritita y esfalerita, y sin relación con la superficie es incompatible con la precipitación de barita, aun en condiciones de saturación de ésta.

Sin embargo, a 150° la barita es estable con piritita y esfalerita en un pequeño rango de fO<sub>2</sub> y pH, y siempre en condiciones oxidantes. La baja solubilidad de la barita en estas condiciones hace que el azufre no pueda ser transportado en la misma disolución, por lo que es probable que éste esté ligado a un fluido ascendente y sea diluido durante el proceso de mezcla (mΣS=0.001).

Estos fluidos tan hiposalinos presentan poca capacidad de formación de mineralizaciones por sí solos y únicamente en rocas enriquecidas en Au y Ag son capaces de lavar y precipitar dichos metales. La alteración hidrotermal de cualquier granitoide es suficiente para saturar en elementos de interés (F, Ba, Zn, Cu, Pb) disoluciones tan hiposalinas, por lo que no es necesario buscar mecanismos anómalos de concentración. Asimismo, este proceso epitermal no sólo no precipita barita, sino que lixivia el Ba del granito, tal como muestran los balances geoquímicos.

— Un fluido algo más salino, oxigenado y de menor temperatura (<100° C). La edad, la situación en una zona de debilidad tectónica de dirección meridiana y el carácter fuertemente oxidante sugieren que este fluido es de tipo descendente y ligado al desarrollo de superficies de erosión o cuencas intramontanas de edad Pérmica, en las que la barita es un mineral no raro. El bario, en este caso, aparece asociado a la alteración meteórica de granitos. Pequeños filones con estas características, con relleno de fluorita, calcita y/o barita aparecen en otras áreas del Sistema Central, directamente bajo la discordancia con el Mesozoico.

Las características del fluido epitermal coinciden con las de los sistemas geotérmicos en equilibrio con rocas ígneas ácidas o básicas (HEDENQUIST y HENLEY, 1986; HENLEY, 1985). La circulación profunda de fluidos de tipo meteórico relacionados con una zona de debilidad tectónica y ascenso mediante células convectivas estaría relacionada bien con:

— Granitos muy evolucionados, pero no mineralizantes, capaces de mantener calor residual de baja temperatura (200-300° C durante lapsos considerables de tiempo, granitos HHP, FEHN, 1985).

— Rocas ígneas de tipo básico, citadas frecuentemente en el Sistema Central.

Los filones estudiados coinciden con los clasificados por THIBIEROZ (1982) como de tipo «filones encajados en zócalos», cuyos rasgos característicos son:

— Relleno brechoide y/o rítmico con cuarzo, fluorita, barita, adularia y sulfuros de Zn, Cu, Pb...

— Relación con grandes dislocaciones de extensión.

— Zonalidad vertical característica con barita en las zonas superficiales.

— Intensa silicificación.

Mineralizaciones de similares características y situadas en el Hercínico Europeo han sido citadas por múltiples autores (e. g. ATKINSON et al., 1982; JOHANSSON y RICKARD, 1982; MICHAUD, 1982; THIBIEROZ, 1982; WEBER y LEEDER, 1982). Los datos isotópicos (JOHANSSON y RICKARD, 1982; SHEPPERD et al., 1982) y geológicos indican para éstos edades comprendidas entre el Pérmico y Jurásico, y fluidos incompatibles con un origen magmático.

## VII. CONCLUSIONES

La geoquímica teórica, contrastada con datos geológicos y de inclusiones fluidas puede aportar datos importantes en la interpretación de mineralizaciones. Los filones de barita, fluorita y sulfuros de Pb-Zn-Cu del Dominio Oriental del Sistema Central Español aparecen con una fuerte zonación lateral y vertical, con fluorita en profundidad y barita en zonas más someras y dentro de una zona de debilidad tectónica que ha motivado la aparición de una compleja circulación de fluidos. Por un lado un sistema de tipo epitermal hiposalino y de mayor temperatura y por otro uno de tipo descendente, de menor temperatura y algo más salino. La mezcla de ambos fluidos, el primero saturado en S, F y metálicos y el segundo, oxidante y rico en Ca y Ba es un mecanismo suficiente para la formación de la mineralización. La fluorita, algo más temprana, precipita por incremento de la relación Ca/Mg del fluido (HOLLAND y BARNES, 1979) y descenso de la temperatura por mezcla con aguas frías, mientras que la barita lo hace por oxidación de azufre y rápida saturación de la barita.

## VIII. AGRADECIMIENTOS

A C. Casquet, con quien se han discutido diversos aspectos geológicos y termodinámicos del trabajo y a los laboratorios del IGME, donde se han realizado las determinaciones analíticas. Los estudios previos de inclusiones fluidas fueron realizadas en la Cátedra de Metalogénia de la E. T. S. I. M. de Oviedo, gracias a J. Loredó y J. García Iglesias. J. L. González Villanueva y L. Arancón han colaborado en las labores de delineación y fotografía.

## BIBLIOGRAFÍA

- ATKINSON, P.; MOORE, J. M., y EVANS, A. M. (1982): *The Pennine Orefields of England with special reference to recent structural and fluid inclusion investigations*. Bull. BRGM, II-2, pp. 149-156.
- BARTON, P. B., y SKINNER, B. J. (1979): *Sulfide mineral stabilities*. In Barnes (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, J. Wiley, New York, pp. 278-403.
- BELLIDO, F.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y VILLASECA, C. (1981): *Libro guía de la excursión geológica del VII Congreso de Geología del O Peninsular*. Cuad. Geol. Iber., 7, pp. 15-104.
- BODNAR, R. J.; REYNOLD, T. J., y KUEHN, C. A. (1985): *Fluid inclusion systematics in epithermal systems*. In Berger-Berger (ed.), *Geology and geochemistry of epithermal deposits*. Rev. Econ. Geol., 2, pp. 73-98.
- BOWERS, T.; FLOWERS, S., y HELGESON, H. C. (1984): *Activity diagrams*. Springer Verlag, Berlín.
- BRANDEBOURGUER, E. (1984): *Les granitoides hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central, Espagne)*. *Petrographie et geochimie*. These, Inst. Nat. Pol., Lorraine, 209 pp.
- BRANDEBOURGUER, E.; CASQUET, C.; DEBON, F.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; ISNARD, P.; LEFORT, P.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M.; STUSSI, J., y VILLASECA, C. (1983): *Nota previa sobre la petrología y geoquímica de los granitoides de la Sierra de Guadarrama, España*. *Studia Geol.*, 18, pp. 251-264.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1981): *La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español*. Cuad. Geol. Iber., 7, pp. 455-469.
- CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J. M., y VICENTE, G. (1986): *Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el Sector Central del Sistema Central Ibérico*. Cuad. Lab. Xeol. Laxe (in press.).
- CRERAR, D. A.; SUSAK, N. J.; BORCSIK, M., y SCHWARTZ, S. (1978): *Solubility of the buffer assemblage pyrite+pyrrhotite+magnetite in NaCl solutions from 200 to 350 C*. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 42, pp. 1427-1437.
- EUGSTER, H. P.; ALBEE, A. L.; BENCE, A. E.; THOMPSON, J. B., y WALDBAUM, D. R. (1972): *The two phase region and excess mixing properties of paragonite-moscovite crystalline solutions*. *Jour. petrol.*, 13, pp. 147-179.
- FEHN, U. (1985): *Postmagmatic convection related to high heat production in granites of SW England: a theoretical study*. In *High Heat Production Granites, hydrothermal circulation and ore genesis*. Inst. Mining and Metallurgy.
- GUTIÉRREZ, A.; GUIJARRO, J.; MORENO, A., y ALVAREZ, J. B. (1986): *Estudio de inclusiones fluidas en baritina y fluorita del SO de la Sierra de Guadarrama (Minas La Asturiana y San Eusebio)*. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 4, pp. 91-101.
- GUTIÉRREZ, A.; MORCILLO, E.; GUIJARRO, J., y MORENO, A. (1986): *Mineralizaciones de baritina y fluorita con sulfuros asociados del SO de la Sierra del Guadarrama*. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 4, pp. 103-126.
- HEDENQUIST, J. W., y HENLEY, R. W. (1986): *The importance of CO<sub>2</sub> on freezing point measurements of fluid inclusions: Evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition*. *Econ. Geol.*, 80-5, pp. 1379-1408.
- IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, Y.; FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y CASQUET, C. (1987): *Datación de granitos hercínicos en la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)*. Libro Hom. García Figuerola (in press.).
- JOHANSSON, A., y RICKARD, D. T. (1982): *The Variscan lead-zinc-fluorite veins of southern Sweden*. Bull. BRGM, II-2, pp. 133-142.
- MELGAREJO, J. C., y AYORA, C. (1985): *La Mina Atrévada (Ba, F, Pb, Zn, Ag, Ni, Ag), Cadenas Costero Catalanas: Un ejemplo de filón triásico de zócalo cobertera*. *Rev. Invest. Geol.*, 40, pp. 87-102.
- HELGESON, H. C.; DELANY, J. M.; NESBITT, H. W., y BIRD, D. K. (1978): *Summary and critique of the thermodynamic properties of rock forming minerals*. *Amer. Jour. Sci.*, 278-A, 229 pp.
- HENLEY, R. W. (1985): *The geothermal framework of epithermal deposits*. In Berger-Berger (eds.), *Geology and geochemistry of epithermal systems*. *Rev. Econ. Geol.*, vol. 2, pp. 1-23.
- HENLEY, R. W.; TRUESDELL, A. H., y BARTON, P. B. (1984): *Fluid mineral equilibria in hydrothermal systems*. *Soc. Econ. Geol., Rev. in Econ. Geol.*, vol. I, 265 pp.
- HOLLAND, H. D., y MALININ, S. D. (1979): *The solubility and occurrence of non ore minerals*. In Barnes (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Wiley Ed., New York, pp. 461-508.
- JAILLARD, L. (1985): *Quelques filons de barytine en décrochement et en extension dans le Haut Atlas occidental (Maroc)*. *Chron. Rech. Min.*, 481, pp. 19-26.
- LIESA, M. (1983): *Estudi dels elements traca en esfaleritas i galenes. Aplicació a la mineralització de Cierco (Alta Ribagorçana)*. Tesis Licenciatura. Dpto. Cristalografía y Mineralogía. Univ. Barcelona.
- LOCUTURA, J., y TORNOS, F. (1985): *Consideraciones sobre la metalogénia del sector medio del Sistema Central Español*. *Rev. R. Acad. Ciencias Fis., Exac., Nat.*, 59, pp. 589-623.
- LOREDO, J., y GARCÍA IGLESIAS, J. (1984): *Inclusiones fluides et modele genetique des mineralisations a fluorine dans le district «Villabona-Arlos» (Asturias, Espagne)*. *Bull. Miner.*, 107, pp. 217-226.
- MICHAUD, J. G. (1982): *Le champ filonien de Villemagne, Gard (France)*. Bull. BRGM, II-3, pp. 253-263.
- NICHOLLS, J., y CRAWFORD, M. L. (1985): *Fortran programs for calculation of fluid properties from microthermometric data on fluid inclusions*. *Comp. Geosc.*, 11-5, pp. 619-645.
- OHMOTO, H. (1972): *Systematics of sulfur and carbon iso-*

- topes in hydrothermal ore deposits. *Econ. Geol.*, 67-5, pp. 551-578.
- SHEPPERD, T. J.; DARBYSHIRE, D. P. F.; MOORE, G. R., y GREENWOOD, D. A. (1982): *Rare earth element and isotopic geochemistry of the North Pennine ore deposits*. Bull. BRGM, II-4, pp. 371-377.
- REED, M. H., y SPYCHER, N. F. (1985): *Boiling, cooling and oxidation in epithermal systems: A numerical model approach*. In Berger-Berger (ed.), *Geology and geochemistry of epithermal deposits*. *Rev. Econ. Geol.*, 2, pp. 249-271.
- ROEDDER, E. (1984): *Fluid inclusions*. *Rev. Mineralogy*, vol. 12. Miner. Soc. Amer., 644 pp.
- ROUTHIER, P. (1980): *Où sont les métaux pour l'avenir?* Mem. BRGM, 105, 410 pp.
- THIBIEROZ, J. (1982): *Typologie des gites de fluorine. Répartition des gisements en France et dans les régions voisines*. Bull. BRGM, II-2, pp. 437-449.
- TORNOS, F., y CASQUET, C. (1984): *La mineralización de W-Sn-Cu-Zn de Otero de Herreros (Segovia). Un skarn con una zona de cizalla superpuesta*. I Cong. Esp. Geol., II, pp. 703-717.
- UBANELL, A. G. (1981): *Características principales de la fracturación tardihercínica en un segmento del Sistema Central Español*. *Cuad. Geol. Iber.*, 7, pp. 541-605.
- VILLASECA, C. (1985): *Los granitos de la Sierra de Guadarrama*. *Rev. R. Acad. Ciencias Fis., Exac., Nat.*, 79, pp. 573-587.
- VINDEL, E. (1980): *Estudio mineralógico y metalogénico de las mineralizaciones de la Sierra de Guadarrama*. Tesis Doctoral, U. C. M., 249 pp.
- WALSHE, J. L. (1986): *A six component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems*. *Econ. Geol.*, 81-6, pp. 681-703.
- WEBER, W., y LEEDER, O. (1982): *Structural setting of late Paleozoic-Mesozoic F-Ba vein deposits of Central Europe*. Bull. BRGM, II-2, pp. 93-99.
- ZIMMERMAN, R., y KESLER, S. (1981): *Fluid inclusion evidence for solution mixing: Sweetwater (Mississippi Valley type) District, Tennessee*. *Econ. Geol.*, 76, pp. 134-142.

Recibido: Julio 1987.

## Datación por el método Rb-Sr de dos muestras de granito de Galicia: granito tipo Padrón y granito tipo Porriño

Por J. GARCIA GARZON (\*)

### RESUMEN

Dentro del Proyecto de Caracterización y Correlación Petrográfica, Geoquímica y Geocronológica de las Rocas Graníticas de Galicia (La Coruña-Lugo), se han datado, por el método Rb/Sr y en roca total, el «Conjunto granítico de Padrón» y el «Macizo de Porriño» a los que corresponden unas edades de  $329 \pm 10$  M. A. y  $287 \pm 9$  M. A. respectivamente.

### ABSTRACT

Rb/Sr total Rock analyses were carried out on samples of the «Conjunto granítico de Padrón» and «Macizo de Porriño». Plots of the analysis data for the samples result in two isochrones whose slopes correspond to ages of  $329 \pm 10$  M. Y. and  $287 \pm 9$  M. Y. respectively.

Both isochrones belong to the Project of Petrological Geochemical and Geochronological Characterization and Correlation of the granitic rocks of Galicia (La Coruña-Lugo).

Estas dos dataciones entran dentro del proyecto de Caracterización y Correlación Petrográfica, Geoquímica y Geocronológica de las Rocas Graníticas de Galicia (La Coruña-Lugo).

Los dos macizos datados corresponden, el primero de ellos, «Conjunto granítico de Padrón», al grupo de los granitos de dos micas de los granitoides sincinemáticos de emplazamiento relativamente profundo de la clasificación propuesta en el mencionado proyecto; correspondería a la serie de los granitos alcalinos de dos micas (CAPDEVILA y FLOOR, 1970); y el segundo de ellos, «Macizo de Porriño», al grupo de los granitos biotíticos de los granitoides postcinemáticos de emplazamiento somero, de acuerdo con la clasificación del mencionado proyecto. Correspondería al grupo de las granodioritas tardías en macizos circunscritos de CAPDEVILA y FLOOR, 1970.

El primero de estos macizos se considera emplazado durante el desarrollo de la tercera fase de

deformación hercínica y el segundo es posterior a ella de acuerdo con las relaciones que muestran con las rocas encajantes.

### Procedimiento experimental

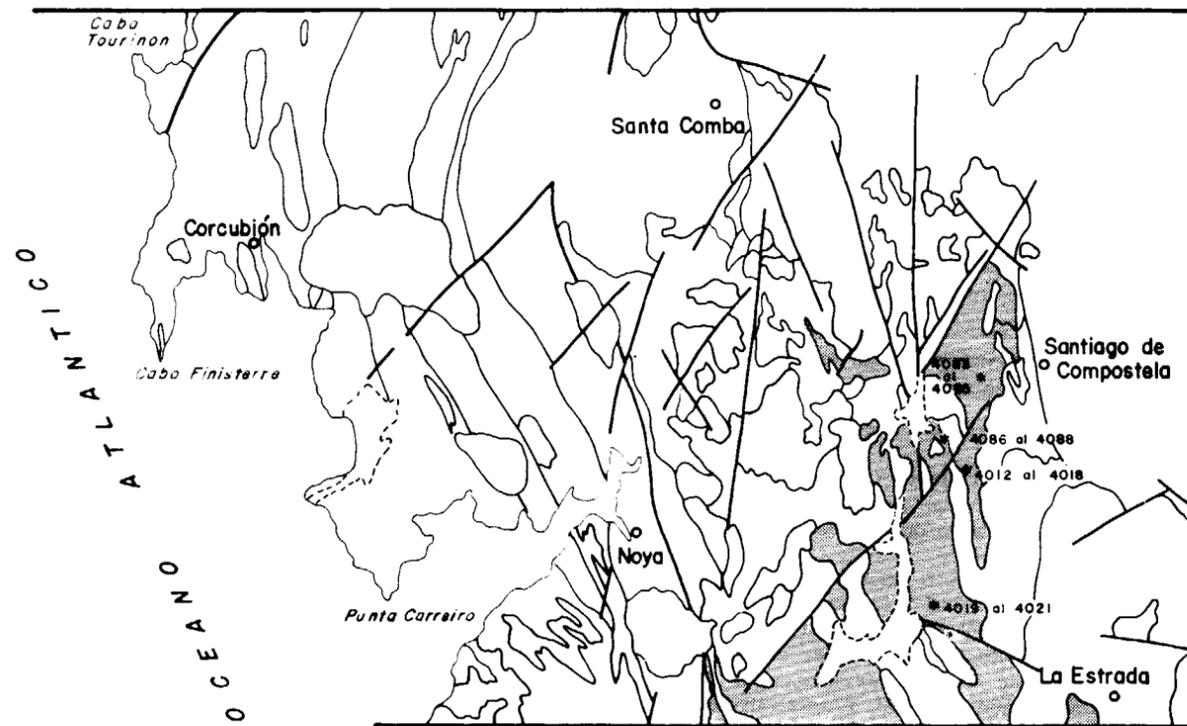
Las muestras fueron analizadas por el método Rb-Sr utilizando roca total.

Las muestras de roca fresca, de aproximadamente 10 kg. cada una, fueron recogidas en tres canteras, situadas a lo largo del primer macizo y en diversos puntos elegidos por la facilidad de obtener muestras adecuadas, para datar el segundo, tal como se indica en los mapas 1 y 2 adjuntos.

Todas las muestras son granitos: El primero es de dos micas, cuyos minerales componentes principales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita; y el segundo es biotítico de composición mineral principal análoga al anterior con ausencia de moscovita o presencia como mineral accesorio.

Cada muestra se pasó por una machacadora de mandíbulas y un molino de anillos, ambos de ace-

(\*) Instituto Geológico y Minero de España. Ríos Rosas, 23. 28003. MADRID.



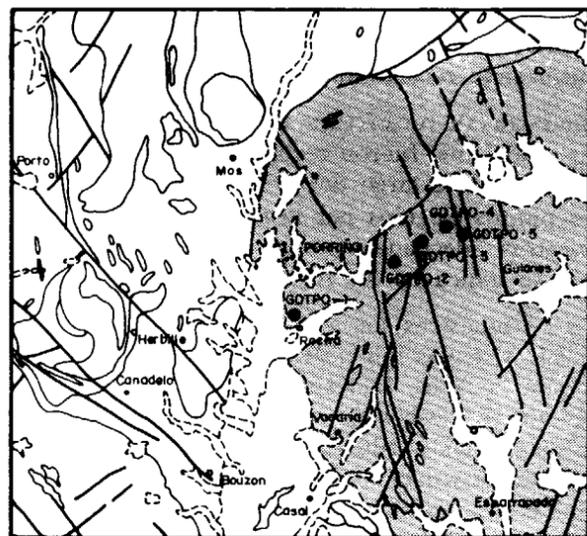
Mapa núm. 1

ro inoxidable y fácil acceso, porfirizándose a continuación en un mortero de ágata. De la muestra porfirizada se tomaron 0,5 g. que fueron atacados con una mesela HF y HClO<sub>4</sub>, separándose el Rb y el Sr por cromatografía de intercambio iónico en columna de cuarzo rellena de resina A G 50 W-X8. Todo el material empleado en la manipulación de las muestras es de teflón o de cuarzo.

**Métodos analíticos**

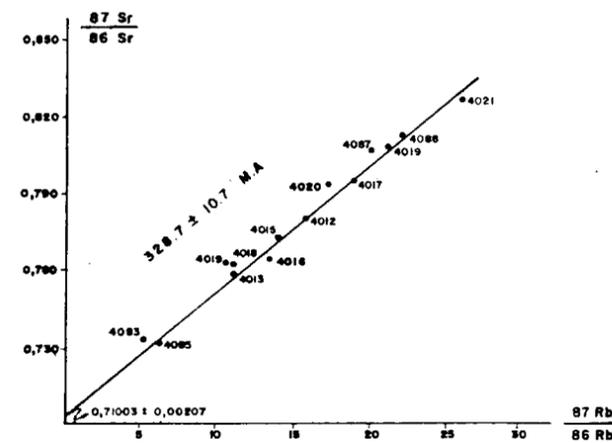
La composición isotópica del estroncio se determinó en un espectrómetro de masas Varian Mat TH5, cargándose en el filamento el equivalente a 2 µgr. de Sr, para lo cual se analizó su contenido por Absorción Atómica antes de llevarlo a sequedad. Las relaciones obtenidas de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr han sido normalizadas para un valor de <sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr=0,1194.

La determinación de la relación <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr se realizó por fluorescencia de Rayos X, con un espectrómetro Philips 1450/10, según el método utilizado en el laboratorio de RX del IGME.



Mapa núm. 2

Las isocronas han sido ajustadas según la ecuación de York, utilizando el programa preparado por McSAVENEY y dando a cada muestra un peso igual a la inversa de su desviación standard. La edad está calculada con un grado de confianza del 95 por 100 utilizando para la constante de transformación del <sup>87</sup>Rb el valor λ=1,42×10<sup>-11</sup> años<sup>-1</sup>. Con el mismo programa se calcularon los valores de la relación inicial (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub> y las edades.

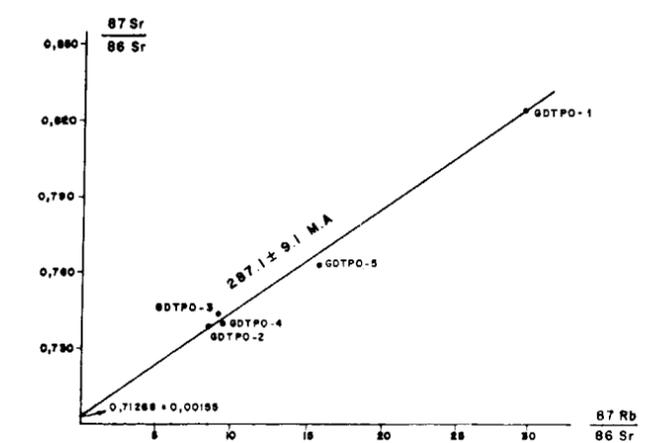


Isocrona 1.—Granito tipo Padrón.

**Resultados y discusión**

Los resultados están listados en las tablas 1 y 2.

Se ajustan a sus correspondientes isocronas 1 y 2 a las que corresponden unas edades de 328.7 ± 10.7 M.A. para el macizo de Padrón con una ordenada en el origen de 0.71003 ± 0.00207 y de 287.1 ± 9.1 M.A. con una ordenada en el origen (relación inicial (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub> de 0.71268 ± 0.00155 para el macizo tipo Porriño.



Isocrona 2.—Granito tipo Porriño.

**TABLA 1**  
**Granito tipo Padrón**

| Muestra | Rb ppm | Sr ppm | Rb/Sr | <sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr | <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr |
|---------|--------|--------|-------|------------------------------------|------------------------------------|
| 4088    | 405    | 52     | 7.806 | 22.8224                            | 0.8152                             |
| 4012    | 340    | 63     | 5.371 | 15.6531                            | 0.7823                             |
| 4013    | 324    | 82     | 3.976 | 11.5622                            | 0.7597                             |
| 4014    | 350    | 92     | 3.816 | 11.1041                            | 0.7664                             |
| 4015    | 382    | 76     | 5.031 | 14.6615                            | 0.7817                             |
| 4016    | 307    | 91     | 3.365 | 9.7815                             | 0.7556                             |
| 4017    | 346    | 54     | 6.403 | 18.7007                            | 0.8043                             |
| 4085    | 230    | 120    | 1.930 | 5.5998                             | 0.7366                             |
| 4087    | 370    | 54     | 6.783 | 19.8018                            | 0.7997                             |
| 4018    | 282    | 71     | 3.968 | 11.5474                            | 0.7673                             |
| 4019    | 370    | 49     | 7.512 | 21.9650                            | 0.8162                             |
| 4020    | 373    | 61     | 6.113 | 17.8358                            | 0.7939                             |
| 4021    | 395    | 47     | 8.455 | 24.7609                            | 0.8323                             |
| 4083    | 225    | 118    | 1.904 | 5.5249                             | 0.7377                             |

**TABLA 2**  
**Granito tipo Porriño**

| Muestra | Rb ppm | Sr ppm | Rb/Sr  | <sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr | <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr |
|---------|--------|--------|--------|------------------------------------|------------------------------------|
| GDTPO-1 | 240    | 24     | 10.150 | 29.7348                            | 0.8358                             |
| GDTPO-2 | 240    | 84     | 2.862  | 8.3138                             | 0.7487                             |
| GDTPO-3 | 260    | 84     | 3.080  | 8.9495                             | 0.7515                             |
| GDTPO-4 | 260    | 82     | 3.173  | 9.2183                             | 0.7500                             |
| GDTPO-5 | 240    | 44     | 5.413  | 15.7661                            | 0.7761                             |

**AGRADECIMIENTOS**

Agradezco a D. José de Pablo, a cuya memoria rindo homenaje, y a D. José Abril los valiosos datos aportados para la realización de este trabajo.

## BIBLIOGRAFIA

CAPDEVILA, R., y FLOOR, P. (1970): *Les differents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord Ouest de L'Espagne*. Boletín Geológico y Minero, tomos LXXXI-II-III (215-225).

MCSAVENEY, M. J. (1976): *Fitting of isochrons for dating by the Rb-Sr Method*. Anexo Principles of isotope geology, Gunter Faure.

PANKHURST, R. J., y O'NIONS, R. K. (1973): *Determinations*

*of Rb/Sr and 87 Rb/86 Sr ratio of some standard rocks and evaluation of X-Ray fluorescence spectrometry in Rb-Sr geochemistry*. Chem. Geol., 12, p. 127.

STEIGER, R. N., and JAEGER, E. (1977): *Subcommission on Geochronology: convection on the use of Decay Constants in Geo and Cosmochronologic*. Earth and Planetary Sci. Letters, 36 (3), 359-362.

YORK, D. (1969): *Least squares fitting of a straight line with correlated errors*. Earth and Planetary Sci. Letters, 5, pp. 320-324.

Recibido: Septiembre de 1987.

## Caracterización de la materia orgánica contenida en la «Cuarcita del Criadero» de Almadén por pirólisis Rock-Eval.

A. MORENO GUTIERREZ (\*), J. F. LLAMAS BORRAJO (\*\*), R. ALCANTARA PEDREIRA (\*\*), G. MONSEUR LESPAGNARD (\*) y L. F. MAZADIEGO MARTINEZ (\*\*)

## RESUMEN

En función del estudio llevado a cabo mediante pirólisis Rock-Eval, la materia orgánica de los sedimentos que forman la «Cuarcita del Criadero» de Almadén se puede considerar de tipo II; es decir, de origen plactónico marino. La presencia de sills ha inducido un aumento de madurez en aquellas muestras que aparecen más próximas a los mismos. De igual manera se nota que las muestras situadas en las proximidades de una chimena volcánica registran valores más bajos en los índices de hidrógeno coincidiendo con una mayor grafitización de las mismas. Las muestras menos afectadas por estos procesos de sobremadurez se encuentran en la «ventana de generación de hidrocarburos», si bien no presentan ningún interés en cuanto a su potencial explotación.

*Palabras clave:* Rock-Eval, Almadén, «Cuarcita del Criadero», materia orgánica.

## ABSTRACT

The results of Rock-Eval pyrolysis set up that organic matter of «Criadero Quartzite» from Almaden may be classified as type II (planktonic sea origin). Sills have increase maturity of samples, specially in the proximity of them. In the same way it is possible establish that samples which are near a volcanic pipe shows lower hydrogen index which concur with a more graphitic character of them. Samples which are lesser thermally affected are set at the «oil generation window» but without any working interest.

*Key Words:* Rock-Eval, Almaden, «Criadero Quartzite», organic matter.

## INTRODUCCION

La aplicación de técnicas pirolíticas sobre muestras de roca total para obtener información sobre la cantidad, tipo y madurez de la materia orgánica asociada, ha sido estudiada por BARKER (1974), ESPITALIE et al. (1977), WHELAN et al. (1980), PETERS et al. (1983), etc. La muestra se piroliza por calentamiento gradual en atmósfera inerte; durante el proceso, se produce en primer lugar la destilación de los compuestos orgánicos libres (bitumen), y posteriormente la de los productos resultantes del «cracking» térmico de la fracción insoluble de la materia orgánica (kerógeno). PETERS (1983) ha demostrado que los resultados

derivados de la pirólisis, tales como índice de hidrógeno, índice de producción y temperatura máxima son concordantes con los obtenidos por los métodos geoquímicos más convencionales como pueden ser el análisis elemental o la reflectancia de la vitrinita.

En el presente trabajo se trata de caracterizar la materia orgánica contenida en los sedimentos de la «Cuarcita del Criadero» de Almadén y definir su potencial interés, utilizando para ello la técnica de pirólisis Rock-Eval y el análisis elemental C-H sobre muestras de roca total.

## DATOS GEOLOGICOS

Almadén se encuentra situado dentro de la zona «Lusitánico-Alcúdice» de Lotze (LOTZE, 1945). La secuencia sedimentaria consiste en dos series diferentes separadas por la transgresión Sarda. So-

(\*) Departamento de Geología y Geoquímica. Universidad Autónoma de Madrid. Ciudad Universitaria de Cantoblanco. 28049 MADRID.

(\*\*) Departamento de Ingeniería Química y Combustibles. Universidad Politécnica de Madrid. E. T. S. I. de Minas. Ríos Rosas, 21. 28003 MADRID.

bre la más antigua, de edad Preordovícica, reposa de forma discordante la serie Paleozoica. Esta última corresponde a una facies epicontinental y se encuentra formada por alteraciones de areniscas y pizarras en la cual se pueden distinguir cuatro episodios cuarcíticos. El conjunto de esta serie posee características reductoras: color negro, pirita abundante y presencia constante de materia orgánica.

Durante el depósito de la serie Paleozoica han tenido lugar procesos volcánicos cuya mayor intensidad se ha producido en el Silúrico y Devónico. Dichos procesos han dado lugar a la formación de numerosos sills que aparecen interstratificados en la serie sedimentaria. Los materiales corresponden a basaltos con textura microlítica porfídica, o bien, diabásica, en los paquetes masivos. Se trata de un volcanismo submarino de tipo explosivo.

Respecto al metamorfismo se puede decir que ha sido débil, no sobrepasando la anquizona, según se deduce de los estudios realizados en base a la cristalinidad de la illita (MORENO, 1986).

#### SITUACION DE LAS MUESTRAS

Para desarrollar el presente trabajo se han seleccionado un total de 19 muestras procedentes de cuatro sondeos de testigo continuo, que han cortado a la «Cuarcita del Criadero» en puntos geográficos distintos (fig. 1). La «Cuarcita del Criadero» no es litológicamente homogénea y está constituida por continuas alternancias de areniscas, cuarcitas y pizarras.

La mineralogía de los cuatro sondeos se ha sintetizado en base a la clasificación de DOTY (1964), en función del contenido en matriz arcillosa que tiene la roca. De esta manera, se han denominado pizarras a muestras con más del 75 por 100 de matriz argilítica, cuarzo-grauvacas a aquéllas que poseen entre un 15 y un 75 por 100, y cuarcarenitas a las muestras con un contenido en matriz inferior al 15 por 100.

La variación litológica de los cuatro sondeos seleccionados se puede observar en la figura 2. Asimismo, se detalla en dicha figura la situación de las muestras elegidas y su litología.

Es destacable el hecho de que el sondeo 2 ha cortado a la «Cuarcita del Criadero» en las pro-

ximidades de una chimena volcánica. Como consecuencia de ello, los niveles cuarcíticos que aparecen en el techo de la serie han sido desmontados y reemplazados por una serie de alternancias volcano-sedimentarias, apareciendo, además, como hecho exclusivo de este sondeo, un nivel de brechas volcano-clásticas.

#### METODO EXPERIMENTAL

Todos los ensayos se realizaron sobre muestras de roca total, sin proceder a la eliminación de la matriz mineral y aislamiento del kerógeno, dado que el objetivo de este trabajo era llevar a cabo una primera caracterización de la materia orgánica de estos sedimentos.

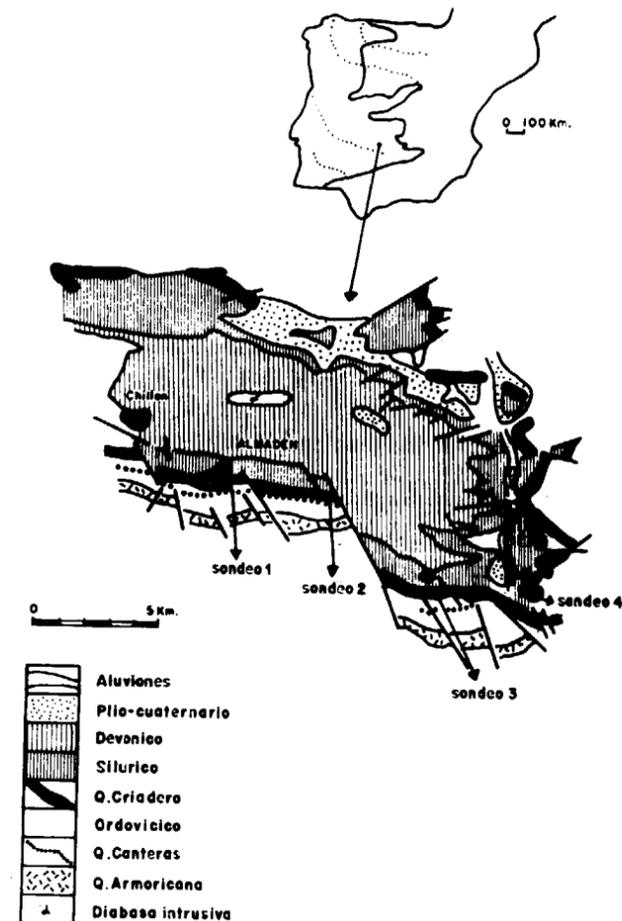


Figura 1.—Esquema geológico (según ALMELA, ALVARADO, FELGUEROSO y QUINTERO, 1962) y localización de los cuatro sondeos.

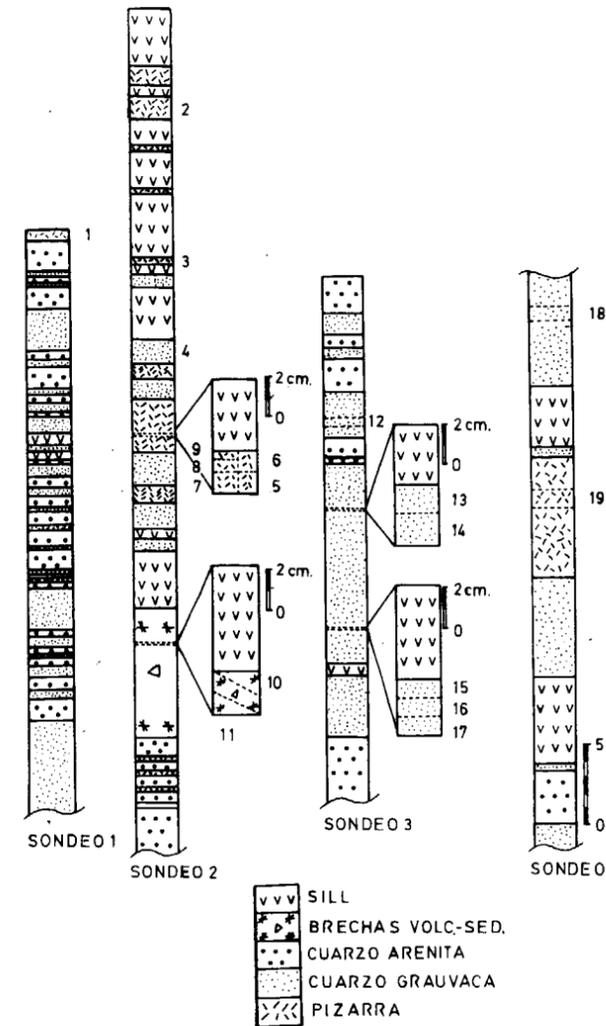


Figura 2.—Situación de las muestras en los cuatro sondeos estudiados.

El método de análisis utilizado ha sido el ensayo de pirólisis Rock-Eval desarrollado en el Instituto Francés del Petróleo (I. F. P.) (ESPITALIE et al., 1977). El dispositivo empleado ha sido una modificación del primero, conocido como OIL SHOW ANALYZER (ESPITALIE et al., 1985-86).

Con este equipo y por referencia a una muestra patrón, perfectamente calibrada, es posible obtener la siguiente información:

- Cantidad de hidrocarburos gaseosos ( $S_0$ ) y líquidos ( $S_1$ ) libres contenidos en la muestra.
- Cantidad de hidrocarburos resultante del

«cracking» del kerógeno ( $S_2$ ). Representa los hidrocarburos que dicha materia orgánica podría generar si continuase su evolución.

- Los denominados Índices de Producción de hidrocarburos gaseosos ( $S_0/S_0+S_1+S_2$ ), líquidos ( $S_1/S_0+S_1+S_2$ ) y líquido-gaseosos [ $(S_0+S_1)/S_0+S_1+S_2$ ], utilizados básicamente para detectar fenómenos de migración y/o contaminación.
- La Temperatura Máxima ( $T_{máx}$ ), correspondiente a la temperatura de mayor emisión de hidrocarburos (aumenta con el grado de evolución de la materia orgánica).
- El contenido en Carbono Orgánico Total (T. O. C.) de la muestra, calculado como la suma del carbono residual ( $S_4$ ) y del denominado carbono orgánico pirolizado ( $0,82 \times (S_0+S_1+S_2)$ ).
- El denominado Índice de Hidrógeno (I. H. =  $S_2/T. O. C.$ ), que es función del tipo y madurez de la materia orgánica.

También se ha realizado el análisis elemental (Carbono e Hidrógeno) de algunas de las muestras.

Dado que la composición mineralógica puede afectar a los valores de algunos de los parámetros que se obtienen durante la pirólisis Rock-Eval (GALWAY, 1969; EISMA y JURG, 1969; SHIMOTAMA y JOHNS, 1971; HENDERSON et al., 1968; TANNENBAUM, 1986), como por ejemplo a  $S_1$  y  $S_2$ , se han seleccionado las muestras procurando que sus composiciones mineralógicas, estudiadas por microscopía óptica y difracción de Rayos X (MORENO, 1986), no presenten diferencias acusadas.

#### RESULTADOS Y DISCUSION

En la tabla I se presentan los resultados obtenidos en el ensayo de pirólisis Rock-Eval, así como las distancias de cada muestra a los sills más próximos, tanto superior como inferior, y la potencia de éstos.

En primer lugar se realizó un análisis de agrupamiento de individuos cuyo dendograma se representa en la figura 3. En la misma se observan tres grupos claramente diferenciados, que los denominaremos respectivamente A, B y C, si bien en el segundo de los grupos se pueden distinguir a su vez dos subgrupos  $B_1$  y  $B_2$ .

**TABLA I**  
Resultados del análisis Rock-Eval.

| Sondeo | Muestra | S <sub>1</sub> | S <sub>2</sub> | TOC  | Tmáx. | I. H. | Pss | Dss   | Psi | Dsi   |
|--------|---------|----------------|----------------|------|-------|-------|-----|-------|-----|-------|
| 1      | 1       | 1.89           | 0.63           | 0.49 | 449   | 128   | —   | —     | 80  | 1.400 |
| 2      | 2       | 0.23           | 0.09           | 4.53 | 460   | 1     | 60  | cont. | 150 | cont. |
| 2      | 3       | 1.25           | 0.17           | 6.24 | 480   | 2     | 430 | cont. | 50  | cont. |
| 2      | 4       | 0.55           | 0.04           | 0.38 | 445   | 10    | 300 | cont. | 3   | 55    |
| 2      | 5       | 0.05           | 0.10           | 0.16 | 472   | 62    | 4   | 1     | 75  | 510   |
| 2      | 6       | 0.03           | 0.07           | 0.18 | 520   | 38    | 4   | cont. | 75  | 511   |
| 2      | 7       | 0.49           | 0.10           | 0.18 | 488   | 55    | 4   | 1     | 75  | 510   |
| 2      | 8       | 0.15           | 0.10           | 0.27 | 506   | 37    | 4   | 0.4   | 75  | 510   |
| 2      | 9       | 0.07           | 0.08           | 0.19 | 519   | 42    | 4   | cont. | 75  | 511   |
| 2      | 10      | 0.05           | 0.15           | 0.32 | 482   | 46    | 5   | cont. | 5   | 17    |
| 2      | 11      | 0.15           | 0.10           | 0.22 | 506   | 45    | 5   | 2     | 5   | 15    |
| 3      | 12      | 1.42           | 0.18           | 0.17 | 445   | 105   | —   | —     | 25  | 250   |
| 3      | 13      | 0.39           | 0.25           | 0.37 | 457   | 67    | 3   | cont. | 4   | 751   |
| 3      | 14      | 0.35           | 0.14           | 0.16 | 479   | 60    | 3   | 1.5   | 4   | 750   |
| 3      | 15      | 0.80           | 0.09           | 0.19 | 508   | 47    | 4.5 | cont. | 50  | 202   |
| 3      | 16      | 0.74           | 0.09           | 0.21 | 507   | 42    | 4.5 | 1     | 50  | 201   |
| 3      | 17      | 0.11           | 0.13           | 0.11 | 451   | 118   | 4.5 | 2     | 50  | 200   |
| 4      | 18      | 0.31           | 0.16           | 0.18 | 445   | 88    | —   | —     | 400 | 400   |
| 4      | 19      | 0.33           | 0.19           | 0.30 | 462   | 63    | 400 | 250   | 500 | 1.000 |

Pss: Potencia del sill inmediato superior (cm.).  
Psi: Potencia del sill inmediato inferior (cm.).  
Cont.: Muestra en contacto con el sill.

Dss: Distancia al sill inmediato superior (cm.).  
Dsi: Distancia al sill inmediato inferior (cm.).

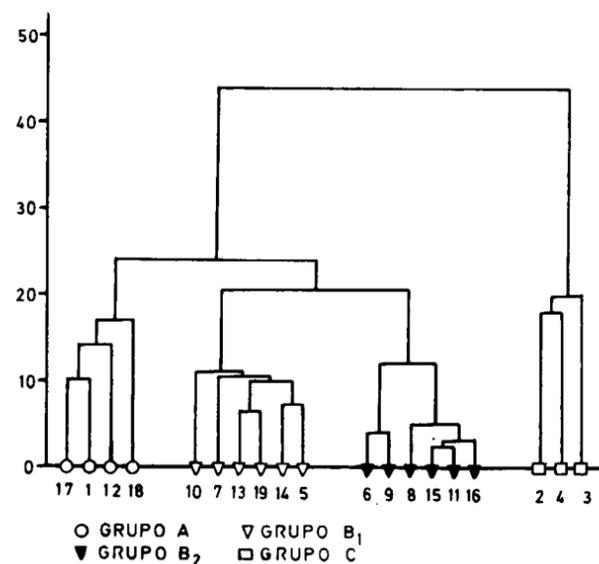


Figura 3.—Dendrograma de las muestras estudiadas en función de los parámetros del análisis Rock-Eval.

Representando los resultados recogidos en la tabla I en un diagrama de Van Krevelen modifi-

cado (fig. 4), queda de manifiesto que los grupos A, B<sub>1</sub> y B<sub>2</sub> corresponden a distintos grados de madurez de la materia orgánica. Comparando estos resultados con los datos de potencias y distancias a los sills de la tabla I y con la figura 2, que representa la situación de las muestras dentro de los sondeos, se observa que aquéllas que presentan un mayor grado de madurez corresponden con las que están situadas en las proximidades de los sills.

En cuanto al tercer grupo de muestras, es necesario previamente comentar los problemas que han surgido en la realización del ensayo Rock-Eval con todas las muestras en general y con las del grupo C en particular.

Cuando se realizaba el ensayo siguiendo la sistemática general, es decir, pesando del orden de 100 mg. de muestra, los valores de la T. máx. presentaban una gran dispersión y, en algunas muestras, se obtenían valores equiparables al del «blanco» (crisol sin muestra), lo que puede interpretarse como que la señal de S<sub>2</sub> era tan baja que el aparato no podía discernir el valor de la temperatura correspondiente al máximo. Fue ne-

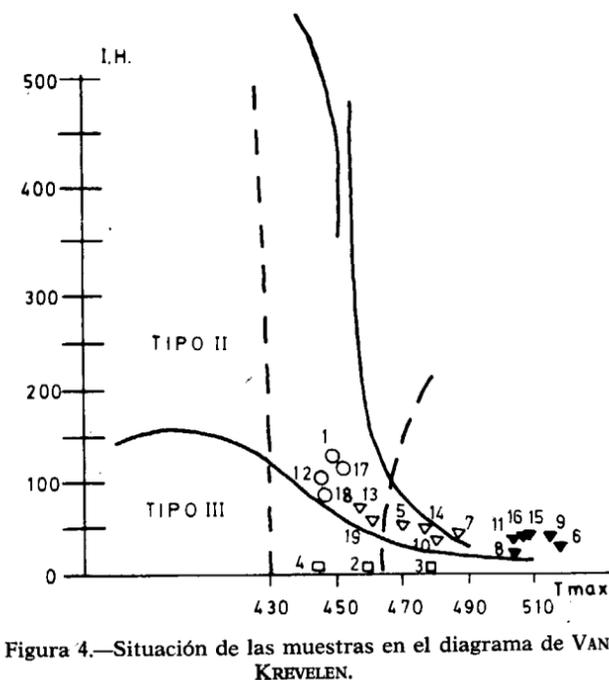


Figura 4.—Situación de las muestras en el diagrama de VAN KREVELEN.

cesario incluir la mayor cantidad posible de muestras en los crisoles, en torno a 200 mg., para obviar este problema.

No obstante, en las tres muestras del grupo C, la dispersión de la Tmáx siguió siendo elevada ( $\pm 19^\circ\text{C}$ , para el 95 por 100 de confianza  $-2\sigma$ ), por lo que aunque en la tabla I se han puesto los valores medios de dichos parámetros, hay que considerarlos como meramente indicativos.

Estas tres muestras, tanto en observación directa como microscópica, presentan un estado de grafitización intenso y muy superior al resto. Esta podría ser la causa de que ni aun pesando una mayor cantidad de muestra, se pudiese resolver el problema apuntado anteriormente, si bien se logró reducir la dispersión de la Tmáx, que en un principio era de  $\pm 56^\circ\text{C}$  (95 por 100,  $2\sigma$ ). El Índice de Hidrógeno presentaba el mismo problema, si bien en este caso se pasó de  $\pm 18$  a  $\pm 3$  (95 por 100,  $2\sigma$ ), con lo que sus valores pueden considerarse significativos.

De todo lo anterior se deduce que estas tres muestras han sufrido una alteración térmica superior a las restantes. Esto coincide con su situación en la columna del sondeo 2, donde aparte de sufrir el efecto de la chimenea volcánica se intercalan entre sills de gran potencia.

Se realizó igualmente el análisis elemental (Carbono e Hidrógeno) sobre muestras de roca total. Sin embargo, al contener las muestras por lo general poca materia orgánica, resultaba muy difícil determinar su contenido de hidrógeno con la precisión exigida, siendo necesario el aislamiento previo del kerógeno. Al haberse cubierto los objetivos del trabajo con los resultados de la pirólisis Rock-Eval, se decidió dejar el análisis elemental para un posterior desarrollo del punto 5 de las conclusiones. No obstante, los resultados obtenidos en las tres muestras analizadas (3, 13 y 14) dieron como valores de la relación H/C, 0,5, 0,9 y 0,7, respectivamente, que son totalmente concordantes con los obtenidos en la pirólisis.

## CONCLUSIONES

De todo lo anterior se deduce:

1. La materia orgánica estudiada es del tipo II (de origen plactónico marino).
2. Las muestras menos afectadas por la sobremadurez inducida por los sills y la chimenea volcánica (grupo A) se encuentran en un estado de madurez correspondiente a la «ventana de generación de hidrocarburos» (catagénesis). Los valores de sus Tmáx están comprendidos entre 445 y 451° C.
3. La materia orgánica se ha visto afectada de forma distinta por dos efectos:
  - a) Las intrusiones volcánicas (sills) que han producido una sobremadurez en las rocas adyacentes. Esta sobremadurez es en general más intensa cuanto mayor es la proximidad de la muestra al sill o la potencia de éste. Así, por ejemplo, el grupo de muestras B<sub>1</sub> tiene unos valores de Tmáx comprendidos entre 457 y 488° C, mientras que el grupo B<sub>2</sub>, formado por muestras más próximas a intercalaciones volcánicas, toma valores de Tmáx entre 506 y 520° C.
  - b) Por la chimenea volcánica con un efecto térmico más intenso que provoca valores del Índice de Hidrógeno (I. H.) más bajos, como es el caso de las muestras situadas en el sondeo 2, y de manera muy especial, en la 2, 3 y 4, con valores de dicho parámetro inferiores

a 10. Esta pérdida de valor en los índices de hidrógeno no se relaciona con el proceso de grafitización sufrido por la materia orgánica.

4. Dado el contenido en materia orgánica, muy bajo en la mayor parte de las muestras, y la sobremadurez inducida en la misma por el efecto térmico de la actividad volcánica, puede concluirse que la formación estudiada no presenta ningún interés en cuanto a su potencial explotación.
5. A pesar de lo anterior, la zona estudiada presenta una serie de características que la hacen particularmente interesante.

Son varios los autores que han estudiado el efecto de sobremadurez térmica inducida en la materia orgánica por las intrusiones volcánicas, ya sea experimentalmente (BERND et al., 1981; PETERS et al., 1983; PEARSON, 1981, etcétera) o teóricamente (HORVATH et al., 1986) tratando de modelizar el fenómeno. En nuestro caso, al existir un gran número de sills de variada potencia junto con un sondeo muy próximo a un chimenea volcánica, resultaría posible la obtención de un número suficiente de datos que permitiesen, mediante su tratamiento estadístico, deducir una expresión matemática que ligara la variación de la  $T_{máx}$  (madurez) con las distancias a los sills más próximos y con sus potencias, así como su influencia en los parámetros  $S_1$  y  $S_2$  por el efecto de destilación inducida en la materia orgánica.

#### BIBLIOGRAFIA

- BARKER, C. (1974): *Pyrolysis techniques for source-rock evaluation*. AAPG Bulletin, 58, pp. 2349-2361.
- BERND, R. T., et al. (1981): *Thermal alteration of Cretaceous black shale by diabase intrusions in the Eastern Atlantic-II. Effects on bitumen and kerogen*. Geoch. et. Cosm. Acta, 45, pp. 1581-1602.
- DOTT, R. L., Jr. (1964): *Wacke, grauwacke and matrix-What*

*approach to immature sanstone classification?* Journal of Sed. Petrol., 34, pp. 625-632.

EISMA, E., y JURG, J. W. (1969): *Fundamental aspects of the generation of petroleum*. In Eglinton, G., and Murphy, M. T. J. (eds.), *Organic Geochemistry*. Springer-Verlag, pp. 676-698.

ESPITALIE, J., et al. (1977): *Methode rapide de caracterisation de roches meres de leur potential petrolier et de leur degre de evolution*. Rev. In. Fr. Petr., 32, pp. 23-42.

ESPITALIE, J.; DEROO, G., y MARQUIS, F. (1985-86): *La pyrolyse Rock-Eval et ses applications*. Rev. Ins. Fr. Petr., 40, pp. 563-580.

GALWAY, A. K. (1969): *Reactions of alcohols adsorbed in montmorillonite and the role of minerals in petroleum genesis*. Chem. Commun., pp. 577-578.

HENDERSON, W., et al. (1968): *Thermal alteration as a contributory process to the genesis of petroleum*. Nature, 219, pp. 1012-1016.

HORVATH, F.; DOVENY, P., y LACZO, I. (1986): *Geothermal effects of magmatism and its contribution to the maturation of organic matter in sedimentary basins*. Lecture notes in Earth Sciences, vol. 1, pp. 173-184. Springer-Verlag.

LOTZE, J. (1945): *Zur Gliederung der Varisziden Pyrit aus der Zinner Lagerstätte Almaden*. Mineralium Deposita, 2, pp. 312-317.

MORENO, A., y POZO, M. (1986): *Distribución de filosilicatos en la «Cuarcita del Criadero» de Almadén. Materiales y procesos geológicos* (en prensa).

PEARSON, D. B. (1981): *Experimental simulation of thermal maturation in sedimentary organic matter*. Ph. D. dissertation. Rice University, 569 pp.

PETERS, K. E., et al. (1983): *Programed pyrolysis of organic matter from thermally altered Cretaceous black shales*. AAPG Bulletin, 76, pp. 2137-2146.

SHIMOMYAMA, A., y JOHNS, W. D. (1971): *Catalytic conversion of fatty acids to petroleum-like paraffins and their maturation*. Nature Physical Science, 232, pp. 140-144.

TANNENBAUM, E.; HUIZINGA, B. J., y KAPLAN, I. R. (1986): *Role of minerals in thermal alteration of organic matter-II: A material balance*. AAPG Bulletin, 70, pp. 1156-1165.

WHELAN, J. K.; HUNT, J. M., y HUC, A. Y. (1980): *Applications of thermal destillation pyrolysis to petroleum source rock studies and marine pollution*. J. Anal. Applied Pyrolysis, 2, pp. 76-96.

Recibido: Julio de 1987.

## Sobre el origen de las mineralizaciones españolas de uranio en rocas metasedimentarias (\*)

Por A. ARRIBAS (\*\*)

#### RESUMEN

Las principales mineralizaciones españolas de uranio en rocas metasedimentarias se encuentran en el complejo esquisto grauwáquico (CEG) que aflora en el oeste de la provincia de Salamanca. La paragénesis está formada por carbonatos, cuarzo, óxidos y silicatos de U y sulfuros de Fe, así como trazas de adularia y sulfuros B.G.P.C. El origen de estos minerales, que ocupan pequeñas fracturas y brechas tectónicas altamente porosas, ha sido atribuido sucesivamente a procesos *hidrotermales* (per ascensum), consecuencia de la evolución magmática de los granitos hercynianos, y *supergénicos* (per descensum), relacionados éstos con la meteorización y erosión de los granitos durante el desarrollo de la penillanura pliocena. En este trabajo se propone un nuevo origen. De acuerdo con él, el U habría sido lixiviado de sedimentos fértiles del C.E.G. y concentrado por difusión térmica o flujo hidrotermal en las brechas producidas por los movimientos tectónicos tardihercynicos y/o alpinos.

#### ABSTRACT

The main Spanish uranium occurrences in metasedimentary rocks are located in the schist-graywacke complex (CEG) which occupies the western part of the Salamanca province. The mineral association consists of carbonates, quartz, U oxides and silicates, and Fe sulphides, as well as small amounts of adularia and B.G.P.C. sulphides. The origin of these ores, which fill small fractures and highly porous tectonic breccias, has been regarded successively as *hydrothermal* (per ascensum), due to the magmatic evolution of the Hercynian granites, or *supergenic* (per descensum), associated with the weathering and erosion of the granites during the development of the Pliocene penplain. In this paper a new origin is proposed. According to it, the U would have been leached from fertile metasediments of the CEG and concentrated by thermal diffusion or hydrothermal flow in the breccias originated by the late-Hercynian and/or Alpine tectonic movements.

En 1957 se descubrieron las primeras pizarras con minerales secundarios de uranio en la parte occidental de la provincia de Salamanca. Sin embargo, el origen de este tipo de mineralizaciones, que durante muchos años pareció ser exclusivo de la Península Ibérica, permaneció incierto hasta que, a principios de 1959, se encontraron los primeros indicios con pechblenda (ARRIBAS, 1960 y 1962).

A partir de entonces, los trabajos de investigación geológica y minera llevados a cabo por la JEN y ENUSA han permitido obtener datos de

gran interés sobre la naturaleza de estas mineralizaciones, las cuales existen también en otras localidades españolas —Ceclavín, Acebuche y Albalá, en la provincia de Cáceres, y Don Benito, en la de Badajoz —y portuguesas —Nisa, Cunha Baixa y Nuestra Señora das Fontes— con iguales características mineralógicas y en ambientes geológicos semejantes.

El descubrimiento de mineralizaciones análogas, aunque de diferente edad, en la región de Spokane, en el Estado de Washington, EE. UU. (BECRAFT y WEIS, 1963), ha puesto de manifiesto la gran importancia económica de este tipo metalogénico y despertado un gran interés por conocer las condiciones de formación y los métodos más apropiados para descubrir y valorar sus yacimientos.

(\*) Recibido este original inicialmente para su publicación en el Libro Jubilar J. M. Ríos (tomo II) en febrero de 1980.

(\*\*) Departamento de Geología y Mineralogía. Universidad de Salamanca.

En la actualidad, y por lo que a España se refiere, aparte de las explotaciones situadas unos 20 kilómetros al sur de Don Benito, las principales mineralizaciones de uranio en rocas metasedimentarias se encuentran en el oeste de la provincia de Salamanca, en la zona comprendida entre Lumbrales, Ciudad Rodrigo y la frontera portuguesa (fig. 1). Sus caracteres geológicos se resumen a continuación:

- Están siempre situadas en pizarras paleozoicas débilmente metamórficas que han sido atravesadas por leucogranitos calcoalcalinos de dos micas.
- Se hallan normalmente en la zona de contacto o bien a corta distancia, vertical u horizontal, de las rocas graníticas.
- Poseen paragénesis análogas, situadas generalmente en contextos geológicos muy semejantes.
- Las mineralizaciones primarias se encuentran ocasionalmente en estructuras no aflorantes.

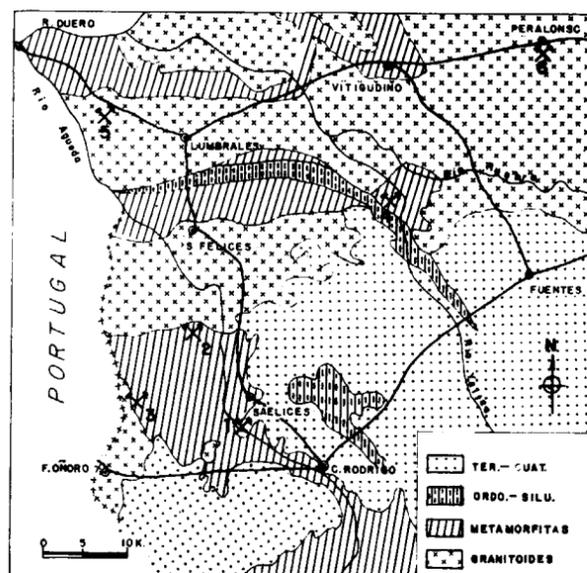


Figura 1.—Principales yacimientos de uranio de la provincia de Salamanca.

En las pizarras: (1) FE; (2) ESPERANZA; (3) ALAMEDA; (4) CARIDAD.

En el granito: (5) VALDEMASCAÑO; (6) PERALONSO.

### 1. ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

En Salamanca, los yacimientos e indicios de uranio en pizarras están concentrados en las zonas de Saelices-Alameda de Gardón (fig. 2) y Villavieja-Villares de Yeltes (fig. 3), 10 kilómetros al NW y 30 kilómetros al NE de Ciudad Rodrigo, respectivamente.

Ambas zonas están situadas en la monótona penillanura que se extiende por la región centro-oriental de España a una altitud media de 800 m., y que aquí está accidentada por los valles encajados de la red fluvial cuaternaria —especialmente los de los ríos Agueda, Huebra y Yeltes, y el arroyo de la Rivera de dos Casas— y algunas corridas de cuarcitas ordovícicas muy resistentes a la erosión, entre ellas, las de la Sierra de Camaces, al este de Ciudad Rodrigo.

El granito y las pizarras del llamado complejo esquistograuváquico son los principales materiales rocosos de la región (ARRIBAS, 1975; CORRETEGE y LÓPEZ PLAZA, 1976), estando aquellas rocas atravesadas por zonas de fractura y por brechas tectónicas que, ocasionalmente, parecen haber tenido gran importancia en la formación de algunos yacimientos.

Por lo que se refiere a las rocas plutónicas, corresponden éstas a leucogranitos calcoalcalinos tardíos que varían de granodioritas a cuarzo-monzonitas, contienen abundantes xenolitos, y están atravesados por numerosos diques de cuarzo, aplitas y pegmatitas. Estos granitos se componen esencialmente de cuarzo, microclina, plagioclasas —oligoclasa o andesina—, biotita y moscovita, siendo el circón, apatito y turmalina los principales minerales accesorios.

Las rocas epimetamórficas en las que se encuentran los yacimientos corresponden a filitas cloriticas y sericíticas, pizarras ampelíticas, cuarcitas, microconglomerados, calizas y calcoesquistos. En muchos casos, dada la proximidad de las mineralizaciones uraníferas a las intrusiones graníticas, las pizarras encajantes muestran los efectos de un metamorfismo de contacto que dio lugar a la formación de pizarras mosqueadas y cornubianitas.

De las transformaciones sufridas por las rocas encajantes, unas, de desarrollo regional, afectan a las rocas metamórficas en grandes extensiones y consisten en procesos de sericitización, cloritización y turmalinización que precedieron claramen-

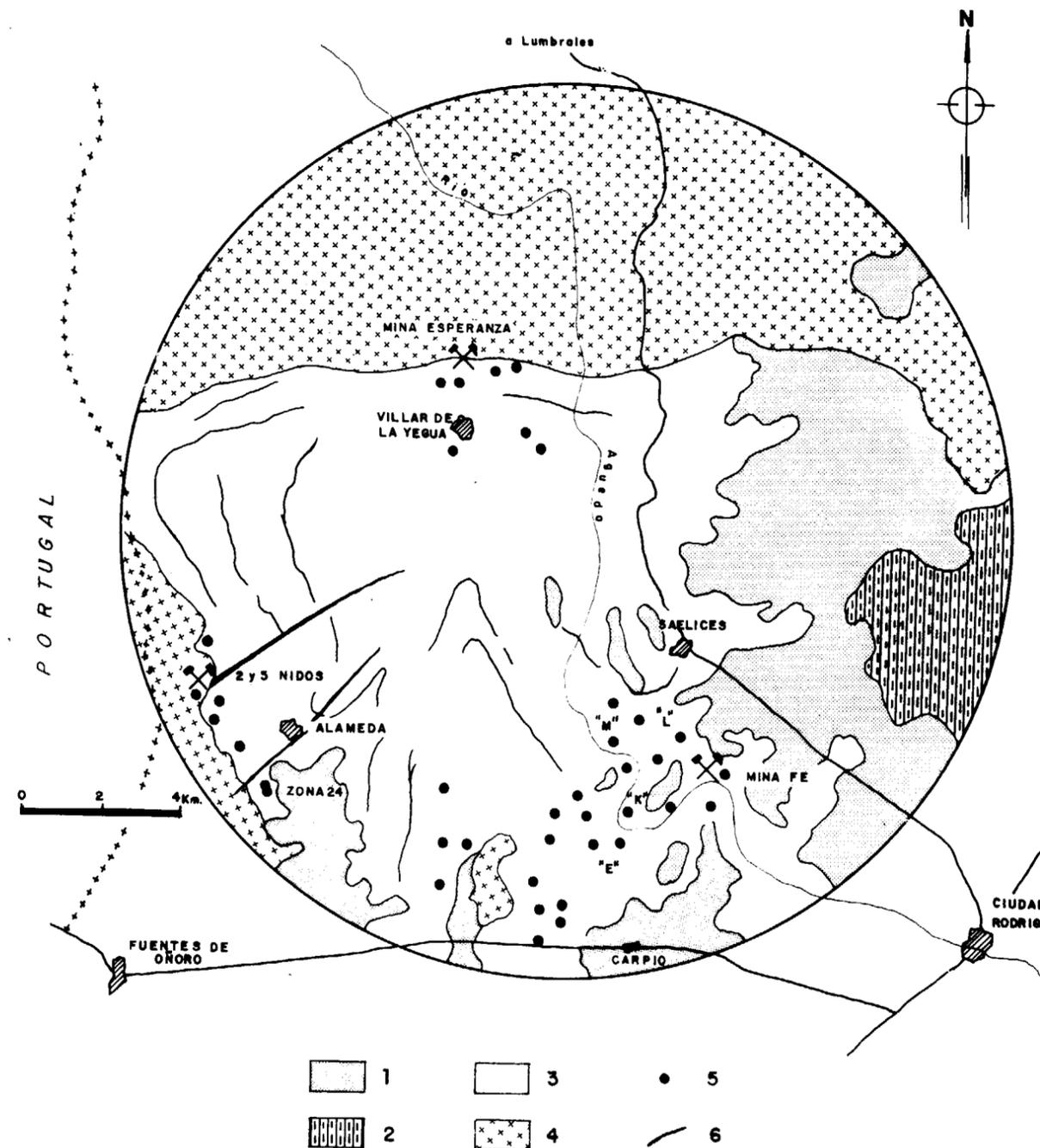


Figura 2.—Principales indicios y yacimientos de uranio en la zona Saelices-Alameda de Gardón. (1) Terciario y Cuaternario; (2) Ordovícico; (3) Complejo esquistograuváquico (pizarras negras y listadas, grauwacas, cuarcitas, calizas, filitas y conglomerados); (4) Granitoides; (5) Mineralizaciones uraníferas; (6) Diques de cuarzo.

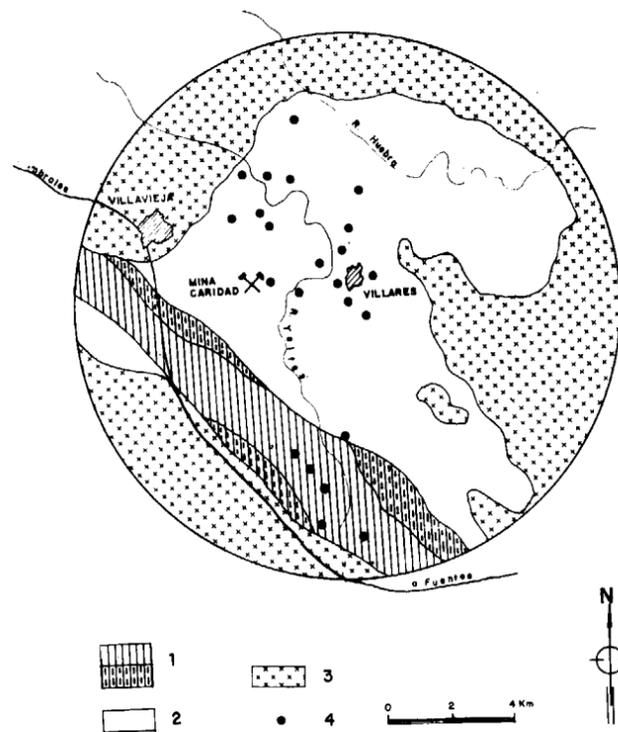


Figura 3.—Principales indicios y yacimientos de uranio en la zona de Villares-Villavieja de Yeltes.

(1) Ordovícico-Silúrico (pizarras y cuarcitas); (2) Complejo esquisto-grauváquico; (3) Granitoides; (4) Mineralizaciones uraníferas.

te a la venida uranífera. Otras, por el contrario, sólo tienen importancia local, y corresponden a la cloritización, silicificación y arcillización que acompañaron al emplazamiento de las mineralizaciones.

## 2. LOS YACIMIENTOS

Las mineralizaciones primarias son de tipo hidrotermal y pertenecen a la paragénesis cuarzo-uranio-sulfuros de hierro (ARRIBAS, 1978), con adularia, carbonatos y trazas de sulfuros B. G. P. C. Esta asociación se presenta bien como filoncillos de anchura variable —0.5 a 20 mm.— que atraviesan las pizarras sin seguir una dirección definida o formando haces muy irregulares, bien como concreciones coloidales que envuelven los fragmentos

de roca y nódulos de pirita de las brechas mineralizadas. Los minerales primarios de uranio son pechblenda y coffinita, los cuales van acompañados por sulfuros de hierro —pirita, marcasita y melnicovita—, adularia, cuarzo —generalmente jasperiodeo y hematítico—, carbonatos y clorita, así como por trazas de galena, esfalerita, calcopirita y fluorita. Entre los minerales supergénicos, muy abundantes en la zona de oxidación, los más frecuentes son las gummitas, autunita, uranotilo, saleíta, kasolita, sabugalita, renardita, fosfuranilita, torbernita, iantinita y uranopilita (ARRIBAS, 1970).

## 3. ORIGEN DE LA MINERALIZACION

Los problemas que se presentan para explicar el origen de este tipo de yacimientos son análogos a los que planteó NASH (1977) en su estudio de la mina Midnite. De todas formas, en el caso de las mineralizaciones españolas, dado que se puede descartar para ellas cualquier relación con fenómenos volcánicos, su formación se puede atribuir a uno de estos tres posibles orígenes: descendente o supergénico, ascendente o hidrotermal, y el que se podría considerar como lateral o sin-génico, es decir, debido a una removilización del uranio existente en las rocas encajantes.

Por lo que se refiere a las mineralizaciones españolas y portuguesas, el origen supergénico fue propuesto respectivamente por FERNÁNDEZ POLO (1965) y MATOS DIAS y SOARES DE ANDRADE (1970). Dichos autores piensan que el uranio podría haber sido lixiviado de los granitos como consecuencia de los procesos de meteorización y erosión que acompañaron al desarrollo de la penillanura pliocena, y depositado posteriormente en las partes profundas, reductoras, de las fracturas y zonas de brecha que atraviesan las pizarras encajantes de la mineralización. Las dificultades que existen para aplicar este modelo genético son las siguientes: la presencia de mineralizaciones primarias por debajo de la cobertera terciaria, la carencia de datos sobre la edad absoluta de la pechblenda, la falta de correspondencia entre la cantidad de uranio existente en los yacimientos y la que podría haber sido extraída de los granitos, la existencia de una alteración de tipo hidrotermal en las rocas encajantes, y la relativamente considerable distancia a la que algunas mineralizaciones, por ejemplo, las de la mina FE, se encuentran en las rocas plutónicas.

El origen hidrotermal, que es el favorecido por NASH (1977) para Midnite, supone que el uranio se habría acumulado en las partes altas de la cámara magmática y difundido posteriormente, al mismo tiempo que se formaban las aplitas, pegmatitas y diques de cuarzo, en las rocas metasedimentarias situadas en la vecindad de los plutones.

En los yacimientos de la Península Ibérica existen ciertos factores que parecen apoyar también un origen hidrotermal, si bien, en este caso, no parece que el mismo haya de relacionarse necesariamente con fenómenos magmáticos. Así, la al-

teración —sericitización y cloritización— de las rocas encajantes y la presencia de una paragénesis formada, además de por coffinita y pechblenda, por sulfuros, carbonatos y adularia, parece indicar la existencia de temperaturas demasiado altas para que éstas puedan ser atribuidas a procesos supergénicos. Sin embargo, la geometría de las mineralizaciones, consistente en haces de venillas por lo general extremadamente finas e irregulares, sin continuidad vertical u horizontal, o en brechas muy porosas, con texturas predominantemente coloidales de los minerales que rellenan los huecos, no corresponde a la de los filones hidrotermales clásicos (fig. 4). Y, a diferencia de lo que ocurre

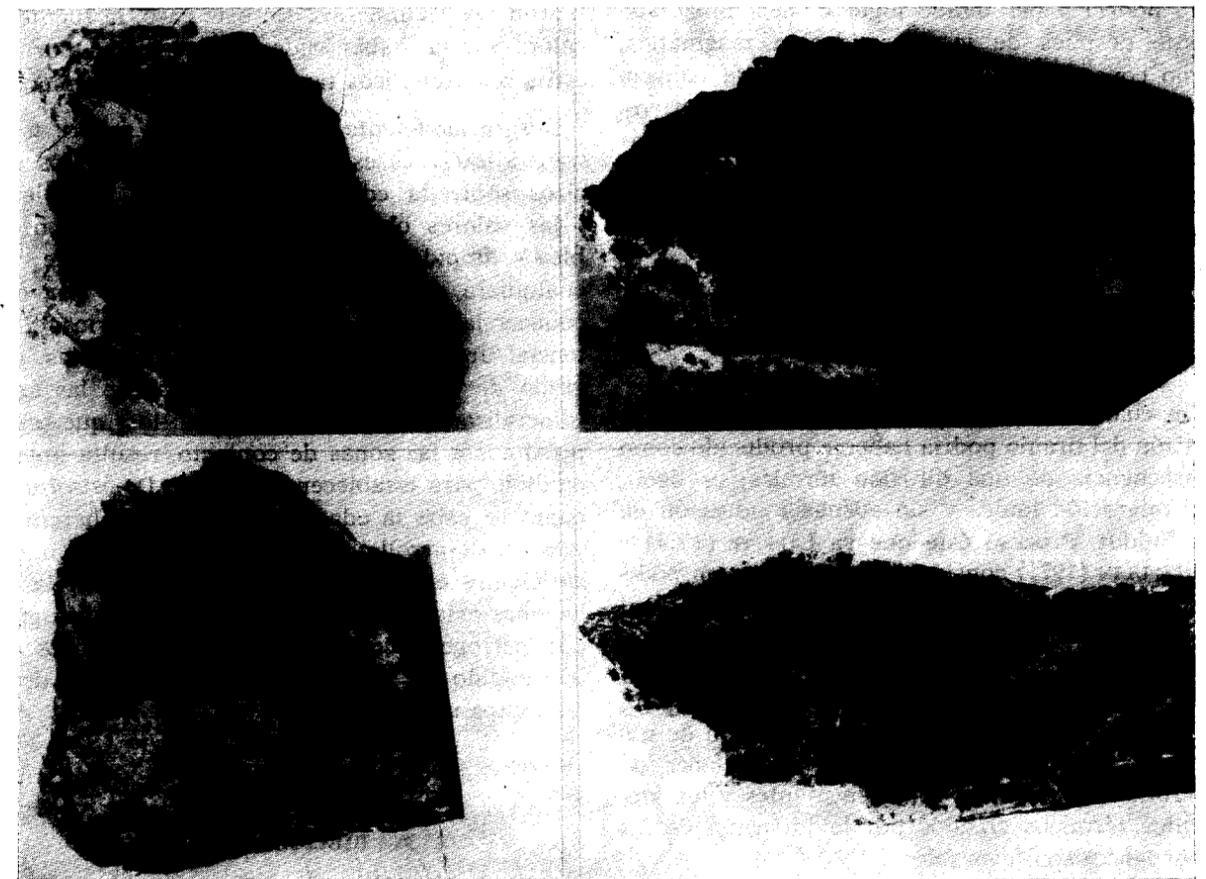


Figura 4.—Diferentes aspectos de brechas mineralizadas de la zona de Saelices-Alameda de Gardón (reducidas a 2/3 de su tamaño natural). La brecha del ángulo superior izquierdo, muy porosa, procede de la mina ESPERANZA, y tiene los fragmentos de pizarra recubiertos por pechblenda y coffinita. Las otras tres muestras son de la mina FE. En la del ángulo superior derecho, los agregados esféricos, coloidales, de ankerita, adularia, cuarzo, sulfuros de hierro, pechblenda y coffinita, ocupan una fractura abierta en una zona fuertemente brechificada de las filitas. Las dos figuras inferiores muestran el aspecto de las venillas —por lo general, finas e irregulares y sin continuidad vertical u horizontal, constituidas por aquellos mismos minerales— que acompañan a las brechas que contienen la mineralización.

El origen hidrotermal, que es el favorecido por NASH (1977) para Midnite, supone que el uranio se habría acumulado en las partes altas de la cámara magmática y difundido posteriormente, al mismo tiempo que se formaban las aptitas, pegmatitas y diques de cuarzo, en las rocas metasedimentarias situadas en la vecindad de los plutones.

En los yacimientos de la Península Ibérica existen ciertos factores que parecen apoyar también un origen hidrotermal, si bien, en este caso, no parece que el mismo haya de relacionarse necesariamente con fenómenos magmáticos. Así, la al-

teración —sericitización y cloritización— de las rocas encajantes y la presencia de una paragénesis formada, además de por coffinita y pechblenda, por sulfuros, carbonatos y adularia, parece indicar la existencia de temperaturas demasiado altas para que éstas puedan ser atribuidas a procesos supergénicos. Sin embargo, la geometría de las mineralizaciones, consistente en haces de venillas por lo general extremadamente finas e irregulares, sin continuidad vertical u horizontal, o en brechas muy porosas, con texturas predominantemente coloidales de los minerales que rellenan los huecos, no corresponde a la de los filones hidrotermales clásicos (fig. 4). Y, a diferencia de lo que ocurre

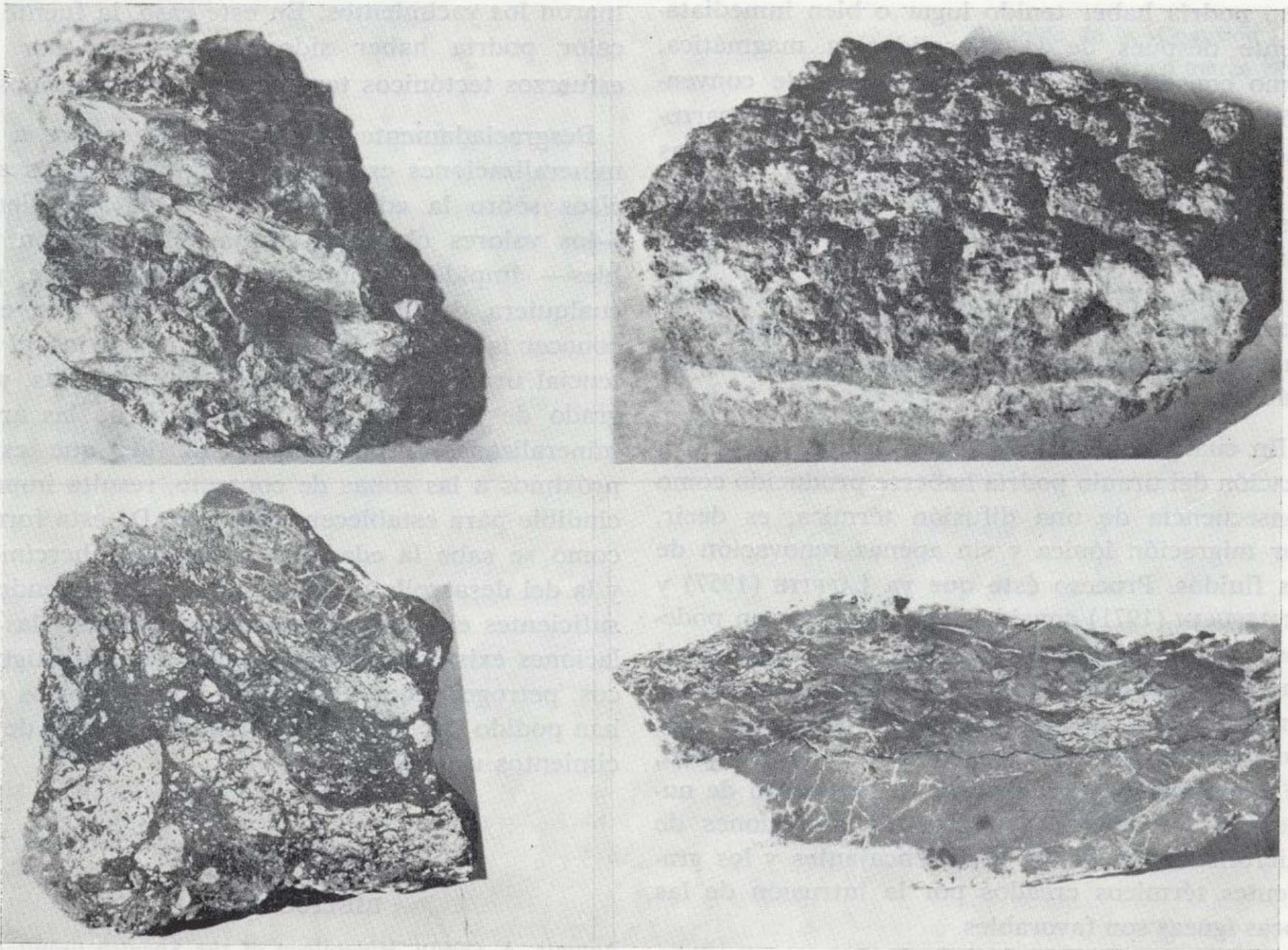


Figura 4.—Diferentes aspectos de brechas mineralizadas de la zona de Saelices-Alameda de Gardón (reducidas a 2/3 de su tamaño natural). La brecha del ángulo superior izquierdo, muy porosa, procede de la mina ESPERANZA, y tiene los fragmentos de pizarra recubiertos por pechblenda y coffinita. Las otras tres muestras son de la mina FE. En la del ángulo superior derecho, los agregados esferulíticos, coloidales, de ankerita, adularia, cuarzo, sulfuros de hierro, pechblenda y coffinita, ocupan una fractura abierta en una zona fuertemente brechificada de las filitas. Las dos figuras inferiores muestran el aspecto de las venillas —por lo general, finas e irregulares y sin continuidad vertical u horizontal, constituidas por aquellos mismos minerales— que acompañan a las brechas que contienen la mineralización.

en Midnite, donde NASH (1977) piensa que la difusión del uranio habría tenido lugar únicamente en la vecindad de las rocas plutónicas, en la Península Ibérica, tal y como ocurre en la mina FE, la distancia al granito puede llegar a ser, al menos en superficie, de hasta 5 kilómetros.

Finalmente, existe otra posibilidad para explicar el origen de los yacimientos españoles y portugueses: que el uranio hubiera estado contenido originalmente en los sedimentos del C. E. G., posiblemente en algún nivel preferente, y hubiera sido movilizado y concentrado posteriormente en las zonas fracturadas y brechificadas de las pizarras, especialmente de las que se encuentran en la proximidad de los granitos hercínicos. Este proceso podría haber tenido lugar o bien inmediatamente después de la consolidación magmática, como consecuencia de las corrientes de convección creadas por los gradientes térmicos desarrollados dentro o en la proximidad de las aureolas de contacto, o bien como resultado de los esfuerzos tectónicos —tardihercínicos o alpinos— que condujeron a la formación de las zonas de fractura y de las brechas, ahora mineralizadas, que atraviesan las pizarras carbonosas del complejo esquisto-grauváquico, las cuales son frecuentemente más o menos uraníferas.

En cualquiera de los casos anteriores, la movilización del uranio podría haberse producido como consecuencia de una difusión térmica, es decir, por migración iónica y sin apenas renovación de los fluidos. Proceso éste que ya LAFFITE (1957) y SCHIPULIN (1971) consideraron podía ser un poderoso agente de diferenciación geoquímica, y en el que COSTESEQUE et al. (1974), al invocar la importancia de los efectos termogravitacionales, que combinan el efecto de Soret con el de la gravedad, se han apoyado para explicar la formación de numerosos yacimientos cuando las condiciones de microfisuración de las rocas encajantes y los gradientes térmicos creados por la intrusión de las rocas ígneas son favorables.

En este sentido, la idea de que la distribución del uranio en las pizarras peribatolíticas haya podido tener lugar más por un proceso de difusión que por flujo hidrotermal ha sido aceptada también por NASH (1977) para el caso de Midnite, donde, de acuerdo con las dataciones absolutas, la intrusión de la cuarzomonzonita porfídica y el

emplazamiento de la mineralización uranífera parecen haber sido más o menos simultáneos.

En el caso de los yacimientos españoles, se debe destacar que las paragénesis uraníferas —tanto las correspondientes a las mineralizaciones peribatolíticas como a los filones epitermales situados dentro de los granitos— son análogas, y que ambos tipos de mineralización son claramente posteriores al emplazamiento de las rocas plutónicas. Por ello, resulta difícil atribuir el calor necesario para la movilización del uranio a la existencia de corrientes de convección o a la presencia de procesos de difusión por flujo térmico desarrollados alrededor de unas intrusiones que, por ser muy anteriores, debían estar ya prácticamente frías cuando se formaron los yacimientos. En este caso, la fuente de calor podría haber sido la originada por los esfuerzos tectónicos tardihercínicos y/o alpinos.

Desgraciadamente, por lo que se refiere a las mineralizaciones españolas, la falta de datos precisos sobre la edad absoluta de la pechblenda —los valores obtenidos hasta ahora no son fiables— impide pronunciarse decididamente por cualquiera de las hipótesis anteriores. Por ello, conocer la edad de los minerales primarios, el potencial uranífero de las rocas sedimentarias, y el grado de fertilidad de los granitos de las áreas mineralizadas, especialmente de los que están próximos a las zonas de contacto, resulta imprescindible para establecer la génesis. De esta forma, como se sabe la edad de los granitos hercínicos y la del desarrollo de las penillanuras, se tendrían suficientes elementos de juicio para definir las relaciones existentes entre los procesos estratigráficos, petrogenéticos, tectónicos y geoquímicos que han podido dar lugar a este importante tipo de yacimientos uraníferos.

#### BIBLIOGRAFIA

- ARRIBAS, A. (1960): *Mineralogy of the Spanish uraniferous deposits*. XXII Int. Geol. Congr., Copenhagen, 15, pp. 98-108.
- ARRIBAS, A. (1962): *Mineralogía y metalogénia de los yacimientos españoles de uranio: las pizarras uraníferas de la provincia de Salamanca*. Est. Geol., 18, pp. 155-172.
- ARRIBAS, A. (1970): *Las pizarras uraníferas de la provincia de Salamanca*. Stvd. Geol., 1, pp. 7-45.

- ARRIBAS, A. (1975): *Caracteres geológicos de los yacimientos españoles de uranio*. Stvd. Geol., 9, pp. 7-63.
- ARRIBAS, A. (1978): *Mineral paragenesis in the Variscan metallogeny of Spain*. Stvd. Geol., 14, pp. 223-260.
- BECRAFT, G. E., y WEIS, P. L. (1963): *Geology and mineral deposits of the Turtle Lake quadrangle, Washington*. U. S. G. S. Bull., 1131, 73 pp.
- CORRETGE, G., y LÓPEZ PLAZA, M. (1976): *Geología del área granítica y metamórfica al oeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca)*. I. *El Complejo esquisto-grauváquico*. Stvd. Geol., 11, pp. 121-161.
- COSTESEQUE, P.; DANDURAND, J. L.; FORTUNE, J. P.; SCHOTT, J., y TOLLON, F. (1974): *On three factors essential to the formation of ore deposits. Geochemical preconcentration, fracturation and thermal gradient*. Prob. of Ore Deps. (IAGOD Symp. '74), Varna, 2, pp. 269-278.
- FERNÁNDEZ POLO, S. A. (1965): *Génesis de los yacimientos uraníferos en metasedimentos de Salamanca (España)*. Col. Luso-Hisp.-Francés de miner. uranífer. metasedim., JEN. Madrid.
- LAFFITE, P. (1957): *Introduction a l'étude des roches métamorphiques et des gites métallifères*. Masson, París.
- MATOS DIAS, J. M., y SOARES DE ANDRADE, A. A. (1970): *Uranium deposits in Portugal*. Uran. Exp. Geol. IAEA, Viena, pp. 129-252.
- NASH, T. (1977): *Geology of the Midnite Uranium mine area, Washington. Maps, description, and interpretation*. Open-file rep rt 77-592. USGS.
- SCHIPULIN, D. K. (1971): *On thermodiffusion of components during the formation of stratabound sulfide ore deposits*. Soc. Mining Geol. Japan (IMA-IAGOD meeting '70), 3, pp. 274-276.

Recibido de la «Comisión Libro Jubilar J. M. Ríos» en marzo 1987.

# INFORMACION

## Mineros destacados del Siglo XIX Sergio Yegros (1820-1871)

Por J. M. LOPEZ DE AZCONA

### 1. ESTUDIOS

Nacido en Abenojar (Ciudad Real) (\*), provincia esencialmente minera, le fue fácil decidirse por su futura profesión, la minería. Iniciados los primeros estudios en su tierra natal, se traslada a Madrid, para ingresar en la Escuela de Ingenieros de Minas a los 17 años, incorporándose a la promoción de 1837, cuando la dirección de la Escuela de la calle del Florín la ostentaba Rafael de Cabanilles y Malo (1778-1853), con un claustro de profesores de primera categoría, como fueron Rafael Amar de la Torre (1802-1874), de mineralogía y geología; Joaquín Ezquerro del Bayo (1793-1859), de laboreo de minas, y Lorenzo Gómez Pardo (1801-1847), de docimasia y metalurgia, los tres miembros de la Real Academia de Ciencias.

Esta promoción de seis alumnos, tuvo un brillante historial, salvo el pamplonico Mariano Corroza, fallecido (1845) al poco de terminar la carrera, y el madrileño Fernando Gómez de Salazar, que continuó la carrera militar, los otros cuatro llegaron a Inspectores generales del Real Cuerpo Facultativo de Minas, y dos de ellos, José de Monasterio y Correa (1819-1874), asesinado en Almadén en el cumplimiento de su deber, y Luis de la Escosura y Magro (1821-1904), eminente docimástico, fueron brillantes directores de la Escuela donde cursaron su carrera.

Cursó Yegros brillantemente su carrera, finaliza en 1841, realizando en Almadén las prácticas de fin de carrera.

### 2. ACTIVIDAD PROFESIONAL

Ingresó en el Cuerpo de Ingenieros de Minas en septiembre de 1841, con su primer destino en Almadén, donde

(\*) No hemos podido localizar el segundo apellido del biografiado, ni sus antecedentes familiares, por haber quedado los republicanos el archivo de la parroquia de Nuestra Señora de la Asunción de Abenojar, en el año 1936.

trabajó hasta 1843. Preocupado por la mejora del beneficio de los minerales de mercurio, escribió una interesante memoria, dirigida a la Dirección General del ramo. Cesó para pasar destinado a la inspección minera de Lorca (1843) donde sólo estuvo un año. Al año siguiente (1844) fue designado como inspector del Distrito Minero de Valencia, hasta su nuevo traslado a Almadén. Durante este tiempo publicó una memoria, sobre las principales minas de la provincia de Alicante.

En junio de 1845, lo designan Director en comisión de las minas de Almadén, y simultáneamente inspector del Distrito de la Mancha. Puede calificarse de muy fructífera la labor desarrollada en las minas de Almadén. Realizó un minucioso estudio de los vicios y reformas a introducir en aquellas minas del Estado, abogando durante todo el resto de su vida, por la extirpación de aquéllos, y la implantación de éstas. Entre sus notables trabajos en las minas figura la construcción de un arco de 18 metros de luz en el piso octavo, abrazando los dos criaderos de San Fernando y San Nicolás, a semejanza del que anteriormente había promovido Policarpo Cía y Francés (1816-1867). Levantó el plano de todas las labores antiguas y modernas, en muchos casos, de labores subterráneas, peligrosas por su abandono. Fruto de este trabajo fue la construcción en 1848, a sus expensas, con la colaboración del ingeniero de la promoción de 1843, Felipe Sánchez Tirado y Gómez (1826-1883), en plaza de ayudante, de una magnífica maqueta de aquellas minas. A propuesta de la superintendencia del establecimiento, se mandó adquirirla (R. O. de 6 de abril de 1850) con destino a la sala de modelos de la Escuela de Minas, en unión de los planos que sirvieron para su ejecución. Como premio a esta labor, fue recompensado con el ingreso en la Real y Distinguida Orden de Carlos III, en su categoría de caballero (R. O. de julio de 1851).

Durante este período de la Dirección de Almadén, le encomendaron la cartografía topográfica y minera de la cuenca carbonífera de Espiel y Bélmez, realizada con la colaboración de su compañero, promoción 1841, Eusebio

Sánchez y Fernández (1819-1879). También trabajó en el estudio geológico-geográfico desde la mencionada cuenca hasta el Guadiana, en colaboración con el ingeniero de caminos José Barco, a fin de ver si era factible el camino de hierro proyectado para Andalucía, atravesando los Montes de Toledo.

Consecuencia de la nueva Ley de Minas (11 de abril de 1849) se procede a la reorganización de la Escuela, para su mejor adaptación. Es designado Director por un segundo período (1849-1853) Cavanilles (R. D. de 6 de agosto de 1849) y como premio a la buena labor de Yegros, le propone, y acepta, la designación como ayudante de gabinete de la Escuela, ocupándose fundamentalmente en la formación de colecciones de rocas, minerales y fósiles, base de su futuro y valioso museo; misión desempeñada durante cerca de 4 años, simultaneada con la ayudantía de las asignaturas correspondientes.

Nuevamente lo nombran Director de Almadén, pero ahora (1853) en propiedad, e inspector del correspondiente distrito. Fruto de la experiencia anterior y de las nuevas observaciones, prepara una memoria (1853) destinada al Gobierno, en pro de las reformas, que desde su primera instancia en Almadén consideró era imprescindible introducir. La superioridad admitió como muy acertadas la mayoría de ellas. Le ordenan se traslade en comisión oficial a Madrid, para tratar de la manera de implantarlas. Para la debida constancia de lo anterior, Buenaventura Carlos Aribau, Director General de Casas de Moneda, Minas y Fincas del Estado, le remite un interrogatorio acerca del Establecimiento de minas de Azogue de Almadén, al que contesta rápidamente (30 de junio de 1854). Los temas interrogados fueron: Escuela práctica de minas; servicios prestados por los ingenieros; existencia de memorias y planos de las minas; circunstancias del criadero y de las labores; valor de los minerales reconocidos; trabajos de investigación; mejoras que reclama el material de explotación y la salubridad de la mina; desague; fortificación; subida y descenso de obreros; transporte interior de minerales; extracción; destilación de los minerales; abandono o no de Almadenejos. Se trataba de múltiples cuestiones de detalle, para conocer desde todos los puntos de vista, técnicos, económicos y administrativos, relacionados con el estado, para planear las mejoras e introducir en las minas de Almadén. Nombran una comisión, entre cuyos componentes figuraba el Director de Almadén, pero como decía MAFFEL, refiriéndose a la actuación de esta comisión (1877): «Eterna y estéril solución de todos los problemas sometidos a la alta gestión administrativa.»

Esta memoria fue la iniciación de una polémica promovida por el ingeniero de minas de la promoción de 1829 José María de Madariaga y Orozco (1813-1878), secretario de la Superintendencia de Almadén, localidad donde falleció, en el periódico «El Minero» (30 de septiembre de 1854), quien preparó una detallada ordenanza (5 de julio de 1861).

El inspector de Oviedo, Guillermo Schulz Schweizer (1800-1876) es destinado como Director de la Escuela de Ingenieros de Minas (R. O. de 23 de diciembre de 1853), piensan en una persona de prestigio para sustituirle, y nombran (noviembre de 1854) a Yegros. En Hiendelaencina se necesita hacer un estudio detenido del filón rico, y por ello, sin haber llegado a tomar posesión de la Inspección de Oviedo, lo destinan a la de Guadalajara, con el ex-

preso encargo de redactar una memoria sobre la geología, minería y procedimiento de beneficio de los minerales de plata. Redactó minuciosamente la memoria, elevada a la superioridad. Durante su estancia en Guadalajara, dio una preferencia especial a todos los temas relacionados con la estadística minera y de beneficio.

Después de permanecer durante más de diez años al frente de la Inspección de Guadalajara, lo destinan (julio de 1865) como agregado, con la denominación de vocal extraordinario, a la Junta Superior Facultativa de Minería, ingresando por derecho propio, con motivo de su ascenso (agosto de 1869) a inspector general de segunda clase.

Fue un entusiasta de las estadísticas y puede considerarse como un precursor de la estadística minera y metalúrgica.

### 3. EL INCENDIO DE LA MINA PERLA

En el incendio de la mina Perla detectado el 19 de octubre de 1864, se produjo la muerte de cinco mineros por asfixia, y el día 25 la de once personas del equipo mandado por el ingeniero Mariano Pérez de Santa Cruz (1825-1864), encargado de recuperar los cadáveres, sucesos descritos en la biografía de Santa Cruz.

En aquella fecha Yegros era jefe del Distrito de Guadalajara y le correspondió la responsabilidad de organizar la recuperación de los cadáveres, operación admirablemente organizada, y descrita en tres artículos publicados en la «Revista Minera» (1865).

Recibe Yegros, el día 26 por la tarde, la noticia del segundo accidente ocurrido el día 25 por la tarde con varios muertos. Como Inspector del Distrito, planea inmediatamente su viaje, llegando a Hiendelaencina el día siguiente 27 por la tarde, acompañado del facultativo Natalio Carmona. Dispone inmediatamente el entierro del ingeniero Santa Cruz y del minero José Barrera, únicos extraídos el día 25.

Descansó Yegros del viaje durante los días 28, 29 y 30, y lamentó se hubiese ido el día 27 a Madrid, el único ingeniero de Hiendelaencina, Miguel Bautista Muñoz. Prepara su plan de dejar practicables las labores de la mina Perla y la extracción de los once cadáveres que yacían en su interior. Dispone las modificaciones en las corrientes de aire, para ir purificando la atmósfera de Perla y de las minas colindantes. Todos los mineros estaban dispuestos a cooperar en esta tarea de rescate, pero para evitar emulaciones, aunque honrosas, designó Yegros a quienes formarían el equipo, que debía penetrar en la mina Perla, el día 31 a las 8 de su mañana para rescatar los cadáveres. Estaba formado el equipo nominado por Yegros, por dos capataces, dos celadores, tres entibadores, dos albañiles y un barrenero. Durante el descenso relata «Mi atención estaba fijada, no ya solamente en la ejecución de estos trabajos, sino en observar a todos y cada uno, además de preguntarles si sentían alguna novedad». Según relata, se les pasaba el tiempo con toda rapidez según iban tapando conducciones de aire y abriendo otras, a pesar de que «experimentamos el calor y las molestias que eran consiguientes a una atmósfera sin movimiento y con malos elementos».

Descansó el equipo los días 1 y 2 de noviembre, obser-

vando en la salida de la ventilación la mejoría sucesiva del aire. El día 3 reanudamos las actividades, acompañándonos el ingeniero Bautista, que había regresado de Madrid. Reanudando las actividades por el pozo de la mina colindante Santa Catalina. Una vez tapadas las comunicaciones oportunas el día 4, se dedicó a observar la salida de la ventilación por el pozo de la Perla. Comprobado el perfecto estado de la atmósfera, consideró Yegros terminada la primera fase de su operación, poniendo el mismo día 5 de noviembre una comunicación sobre lo que procedía hacer con los cadáveres por su estado de descomposición. Nadie quiere tomar responsabilidades sobre la extracción de los cadáveres. El Alcalde pasa el asunto al médico titular; éste, por estar enfermo, lo pasa al cirujano titular, quien manifiesta «la incompetencia que por sí solo tiene para emitir su parecer en un asunto de tanta trascendencia», como solución final pasan el asunto al forense y subdelegado de medicina y cirugía del partido. El día 7 llegó el forense, señor Pastora, quien no quiso descender a la mina. Adujo: «No consideraba obligatorio a ningún facultativo bajar a una mina.» También, opinó, no debe hacerse nada sin conocimiento del juez. Suponía estarían los cadáveres en plena descomposición y opinaba se dejasen hasta que se convirtiesen en una papilla inodora. Aunque el personal técnico minero era unánimemente de otra opinión, se acordó seguir las opiniones del facultativo forense y aislar la mina la Perla, dejando abiertos su pozo maestro y el de bajada.

Yegros dio por terminada su estancia en Hiendelaencina, con dos peticiones: «Amparo para los infelices que quedaron en la indigencia y alguna recompensa para los que con santa abnegación han arriesgado sus vidas, en estas circunstancias.» Por estos hechos le fue concedido a Yegros el ingreso en la Orden Civil de Beneficencia (1865).

Dispuso Yegros que la extracción de los cadáveres, transcurridos el plazo fijado por el forense, se hiciera bajo las órdenes del ingeniero Bautista, que había asumido la dirección de Perla. El día 19 de enero se llega con toda confianza y seguridad al piso quinto, donde se sacaron los cadáveres de cinco mineros, dándoles sepultura el mismo día; el día 20 se hicieron algunas obras de adaptación de la ventilación y el 21 de enero se extrajeron uno que estaba en la bajada de la quinta a la sexta planta, dos en un pocillo de la sexta planta y tres que estaban en la sexta, tras un hundimiento, dando por terminado el rescate de los once cadáveres a las 16 horas del día 21 de enero, de esta doble catástrofe, que produjo la muerte por asfixia de trece personas.

#### 4. OBITO

Contrae Yegros en Madrid una larga y penosa enfermedad, que le impide prestar la atención deseada a su puesto de la Junta Superior. En los últimos meses las faltas a las sesiones plenarios eran frecuentes y fallece en Madrid (27 de abril de 1872) a los cincuenta y dos años.

El sentimiento de su fallecimiento fue general entre todos sus compañeros. Recordamos la frase pronunciada por Maffei (28 de abril de 1872): «Cuyas excelentes prendas de carácter le grangeaban el afecto de cuantos le trataban.»

En las obras de Maffei referentes a la «Biblioteca espa-

ñola» y al «Centenario de la Escuela de Minas», se da como fecha de fallecimiento el 10 de abril, mientras que en la nota que remitió a la «Revista Minera», y publicada en su número 526, figura la del 27 de abril, que es la verdadera.

#### 5. TRABAJOS

Fue Yegros autor de varios trabajos científicos, aunque algunos no se llegasen a publicar, a pesar de su gran interés. Citamos los más importantes.

Memoria sobre el beneficio de los minerales de Almadén, 1843. Ms.

Breve reseña de las principales minas de la provincia de Alicante. Bol. Of. de Minas, 1845.

Observaciones sobre las arenas auríferas y descripción de una máquina para su lavado. Rev. Minera, t. 1, p. 9, 1850.

Observaciones geológico-mineras sobre los terrenos de las inmediaciones de Espiel y Bélmez, con la colaboración de Eusebio Sánchez y Fernández. Rev. Minera, t. 1, p. 132, 1850.

Noticia de las minas de hierro de Setiles, en la provincia de Guadalajara. Rev. Minera, t. 11, p. 118, 1851.

Memoria sobre las reformas a introducir en las minas de Almadén, 1853, Ms.

Apuntes sobre salinas. Madrid, 1852, 92 pp. y 1 lámina. Nuevos apuntes sobre salinas. Rev. Minera, t. IV, p. 149, 1853.

Noticia de la mina San Antonio en el Talancar, término de Garlitos. Rev. Minera, t. IV, p. 417, 1853.

Apuntes para el estudio y reformas que demanda el establecimiento de minas de azogue de Almadén. Rev. Minera, t. V, p. 483, 1854.

Resumen estadístico del distrito minero de Guadalajara, correspondiente al año 1857. Rev. Minera, t. IX, p. 151, 1858.

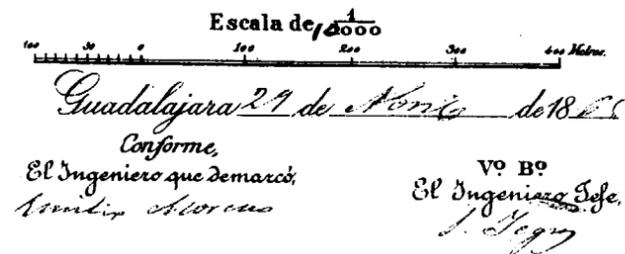
Estudio sobre el filón rico de Hiendelaencina. Rev. Minera, t. IX, p. 462, 1858.

Industria minera de la provincia de Guadalajara en el año 1861. Rev. Minera, t. XIII, p. 351, 1862.

Minas de turba de Mandayona, provincia de Guadalajara. Rev. Minera, t. XIV, p. 372, 1863.

Minería de la provincia de Guadalajara en 1862. Rev. Minera, t. XV, p. 181, 1864.

Relación de las desgracias ocurridas en la mina Perla de Hiendelaencina en el mes de octubre de 1864. Rev. Minera, t. XVI, p. 7, 1865.



#### 6. BIBLIOGRAFIA

MINISTERIO DE HACIENDA: *Minas de Almadén*. Archivo Histórico Nacional. Madrid.

MAFFEI Y RAMOS, E.: *Centenario de la Escuela de Minas de España, 1777-1877*. Madrid, 1877, 300 pp.

En esta obra, en lo referente a Yegros, hay dos erratas importantes, en la página 269. Indica le fue concedido el ingreso en la Orden de Isabel la Católica (22 de marzo de 1866), con la categoría de Encomienda de número, por el salvamento de las víctimas del incendio de la mina Perla

de Hiendelaencina. Le concedieron esta recompensa por un complicado y polémico deslinde minero efectuado en Utrillas (Teruel), para la que fue propuesto (14 de febrero de 1865). La otra errata es la fecha del fallecimiento. Da la del 10 de abril de 1866, cuando ocurrió el 27 del mencionado mes.

MAFFEI, E., y RÚA FIGUEROA, R.: *Apuntes para una biblioteca española*. Madrid, 1872, tomo II, 690 pp.

LÓPEZ DE AZCONA, J. M.: *La enseñanza de la minería en el mundo hispánico. Noticias históricas*. Madrid, 1979, 200 páginas.

## Noticias

### REUNION DE DIRECTORES DE SERVICIOS GEOLOGICOS DE LA EUROPA OCCIDENTAL

Del 14 al 19 del pasado mes de septiembre se ha celebrado en Turquía (Ankara) la 17 Reunión de Directores de Servicios Geológicos de Europa Occidental. La última de estas reuniones se celebró en agosto de 1986 en Suecia (Uppsala).

Por el Instituto Geológico y Minero de España asistió su Director General, D. Emilio Llorente, acompañado de D. Agustín Navarro, Jefe de la División de Informática, Documentación y Difusión y Secretario de la Comisión Nacional de Geología.

Los encuentros entre Servicios Geológicos de Europa Occidental tienen un interés extraordinario. Permiten estar al día sobre las actividades de los mismos y sobre los temas geológicos prácticos de actualidad en cada momento.

El país anfitrión estuvo representado por el Director del Servicio Geológico de Turquía, Mr. Sancar, así como por los Drs. E. Cubukçu y G. Unalam. Mr. Sancar abrió la reunión dando la bienvenida a todos los asistentes y

muy especialmente a los directores recientemente nombrados: Mr. Larminie (Reino Unido), Dr. Bouckaert (Bélgica) y Dr. Llorente (España). A continuación hizo una exposición histórica del Centro, así como de la labor científica y técnica últimamente realizada y de los proyectos actualmente en desarrollo.

Se trataron, entre otros, los siguientes temas:

- Asuntos pendientes de la reunión de Suecia.
- Sondeos profundos.
- Síntesis geológica de Europa Occidental.
- Cartografía Geoquímica regional.
- Grupo consultivo sobre la aplicación de ordenadores.
- Grupo permanente sobre información geológica relacionada con el medio ambiente.
- Otros diversos temas, entre ellos la próxima reunión fijada para el próximo 12 de septiembre de 1988, en Dinamarca (Copenhague).

### DESCUBRIMIENTO DE NUEVOS E IMPORTANTES

#### RECURSOS DE PIZARRAS PARA CUBIERTAS EN LA REGION DE «OSCOS» (ASTURIAS-LEON)

Desde 1977, el IGME viene desarrollando un Programa de Investigación de recursos de «pizarras para cubiertas».

Dicho Programa, aunque centró sus estudios, hasta 1984, preferentemente en la Comarca de Valdeorras (Orense-León), ha desarrollado también, desde trabajos infraestructurales, creación de normativas UNE, confección de un Catálogo de Pizarras, etc., hasta la investigación de grandes áreas pizarrosas, con algunos resultados esperanzadores, como son: investigación del Sinclinal de Truchas (zona de Orense), Investigación del área de Villar del Rey (Badajoz), Naharros (Guadalajara), etc.

En 1985, este Organismo comenzó un proyecto de exploración general en las formaciones pizarrosas ordovícicas existentes en las áreas del Noroeste de León, y de los «Oscos» (Lugo-Asturias), siendo esta última la que dio mejores resultados.

Este proyecto contempló como trabajos más importantes la realización de cortes estratigráficos, muestreo superficial y cartografía de los niveles pizarrosos, que modificaron en gran medida la cartografía existente, y definieron la

continuidad de las mismas a lo largo del área investigada.

Con el fin de conocer las posibilidades industriales de los niveles detectados, el IGME, previa inscripción de una Reserva Estatal en la zona más favorable, decidió ejecutar un nuevo proyecto durante 1986 y 1987, cuyos trabajos han consistido en cartografías a escala 1:10.000 y sondeos que han permitido definir las características tecnológicas más esenciales.

Esta nueva y detallada interpretación cartográfica, apoyada con cortes estratigráficos, así como los estudios de los testigos de los sondeos realizados hasta ahora, abren unas perspectivas de notable consideración, en cuanto al potencial del recurso investigado en la zona.

En base a los trabajos realizados hasta la fecha, se puede asegurar que la capa denominada «Vilarchao», con sus dos ramas de dirección N-S, y una continuidad de más de 40 km., así como una potencia media útil de 20-25 m., ofrece serias posibilidades de cara a localizar en ella zonas libres de factores negativos que impidan su explotación minera.

## II CONGRESO DE GEOQUIMICA DE ESPAÑA

Organizado por el Ilustre Colegio Oficial de Geólogos, Ilustre Colegio Oficial de Químicos, Asociación Nacional de Químicos de España e Ilustre Colegio Oficial de Ingenieros de Minas, y habiendo intervenido como entidades colaboradoras los siguientes Centros:

CEDEX. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas; FEG. Federación Europea de Geólogos; IGME. Instituto Geológico y Minero de España; Excmo. Ayuntamiento de El Burgo de Osma; Excmo. Diputación Provincial - Excmo. Ayuntamiento; Cámara Oficial de Comercio e Industria, y Caja General de Ahorros de Soria.

Se ha celebrado del 20 al 25 de septiembre de 1987 el II Congreso de Geoquímica de España.

El Comité organizador estuvo presidido por el catedrático de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid, D. José María Fúster Casas.

El IGME participó con las siguientes comunicaciones:

- Prospección Geoquímica multielemental en el área de Benasque (Pirineo Central).  
J. Locutura (IGME) y A. Bel-Lan (IGME).
- Datación por el método Rb-Sr de dos muestras de granito de Galicia: Granito tipo Padrón y Granito tipo Porriño.  
J. García Garzón (IGME).
- Estudio de la dispersión Geoquímica en el entorno del yacimiento de celestina de Escúzar (Granada).  
J. E. López Paino y J. Locutura (IGME).
- Prospección Geoquímica en el área aurífera de «Bega» (Asturias).  
J. García Iglesias, J. Loredó Pérez, F. Ruiz Arias y R. Urbano Vicente (IGME).
- Puesta a punto de un método de la separación de N en aguas para la determinación de <sup>15</sup>N.  
M. D. Haro Ruiz (IGME), M. L. Fernández Ruiz (IGME) y P. Navarrete Martínez (IGME).

### EL IGME Y LOS RIESGOS GEOLOGICOS

Los riesgos geológicos, son aquellos *procesos activos* de carácter geológico que pueden producir daños a personas o bienes. Ejemplos bien conocidos en nuestro país son las inundaciones (como las del País Vasco en el verano de 1983) o los corrimientos de tierra (como el de Olivares, en Granada, en 1986).

La importancia económica de los riesgos geológicos es grande. En España, según un estudio realizado por el IGME en 1986-87, en los próximos treinta años, los riesgos geológicos pueden llegar a suponer unos costes superiores a los 8 billones de pesetas (en pesetas de 1986). Esto significa un valor equivalente al 90 por 100 del de la producción minera. El riesgo más importante es el de inundaciones seguido de la erosión, los corrimientos de tierra y los terremotos. Estudios similares realizados en California, sitúan en valor aún más altos (en términos relativos) estas cifras. Ello es lógico puesto que a mayor renta per cápita corresponden pérdidas mayores.

Los riesgos geológicos comprenden dos grandes tipos: los ligados a la geodinámica interna y los ligados a la geodinámica externa. Procesos internos generadores de riesgos son los volcanes, terremotos y procesos diapíricos. Entre los procesos externos ligados al gran ciclo erosión-sedimentación, tenemos la erosión, las inundaciones, los corrimientos de tierra, los hundimientos (kársticos, etc.), los levantamientos (expansividad) y la dinámica litoral, de plataforma y talud.

La capacidad de predecir los riesgos en el espacio y en el tiempo, es muy distinta. Mientras a nivel espacial se conoce en general la localización de las áreas expuestas, y es factible realizar mapas de riesgo, a nivel temporal, la predicción es más problemática en especial para terremotos y hundimientos.

La labor del IGME, encuadrada dentro del campo más amplio de la *Geología Ambiental*, se centra fundamentalmente en la elaboración de *Mapas de Riesgos*. La utilidad de estos mapas estriba en señalar las zonas expuestas a

riesgo, facilitando con ello la toma de medidas para prevenirlos. El IGME tiene, en este sentido, un Convenio con la Dirección General de Protección Civil para asesorarla en todas estas materias y está integrado en las Comisiones Nacionales de Protección Civil para Inundaciones y Terremotos.

Los mapas de riesgo elaborados en el IGME abarcan todas las escalas. A escala 1/1 M se han elaborado los Mapas Nacionales del Karst y Arcillas Expansivas (primeros en esta temática realizados en Europa Occidental), y está muy avanzado el Mapa Nacional de Movimientos del Terreno, que agrupa corrimientos, hundimientos, levantamientos y dinámica litoral. Se está trabajando también en un Mapa Nacional de factores geológicos en la erosión y hay varias cuencas instrumentadas para medir las tasas de erosión y sedimentación, en colaboración con la Agencia de Medio Ambiente de Andalucía y el Instituto del Suelo del Gobierno Navarro.

A escala 1:100.000 se han realizado el Mapa Piloto Sismotectónico de Granada, y el Mapa de Riesgos por Inundaciones del País Vasco.

A escalas 1:25.000 y 1:5.000 se han hecho Mapas de Riesgos Geológicos Integrados en quince ciudades españolas, que han sido de gran utilidad para los responsables de la Ordenación Urbana y de Protección Civil. También a escala 1:5.000 se han realizado los Mapas de Riesgos de Inundaciones de Bilbao, Málaga, Almería, Granada, Córdoba y otras 20 localidades más. Por último, el IGME, dentro del Convenio con Protección Civil, mantiene una asesoría permanente para corrección de riesgos puntuales.

Como en el resto de los temas geoambientales, una parte de la labor del IGME es la de contribuir a difundir la importancia de estos problemas. Para ello, se está terminando un estudio del impacto económico y social de los riesgos geológicos en España. Este estudio es el primero en su género realizado en Europa Occidental. Asimismo, se ha organizado el primer Curso de Riesgos Geológicos

en España, y está muy avanzada la preparación de un vídeo sobre los riesgos geológicos («La Tierra Viva»), junto a una colección didáctica de diapositivas y un conjunto de seis carteles didácticos.

La situación actual del IGME en este terreno, gracias a la labor continuada y la creación de equipos y metodología propia, puede ser considerada como *de punta*, tanto a nivel español como europeo. Actualmente, el IGME es el único Organismo Técnico que posee en España una visión integrada del conjunto de los Riesgos Geológicos con proyección práctica.

### X CURSO INTERNACIONAL «CIENCIAS DE LA TIERRA»

Durante el mes de julio se ha desarrollado en Madrid el X Curso Internacional de Verano de la UNESCO «Ciencias de la Tierra» (Cristalografía, Mineralogía y Metalogenia), organizado por la Universidad Autónoma de Madrid en colaboración con la UNESCO.

En dicho Curso las sesiones técnicas y prácticas de Mi-

Las líneas de trabajo actuales son:

- a) Continuar el trabajo en las líneas abiertas.
- b) Realizar nuevos desarrollos en los campos de Riesgos Integrados e Investigaciones Básicas.
- c) Introducirse en la problemática de los Riesgos de los Sistemas Terrestres Globales.
- d) Realizar en los próximos años algún proyecto de investigación conjunta con otros países europeos e iberoamericanos.

neralología, dentro del campo de los Rayos X, han tenido lugar en las instalaciones del IGME del Centro de Ensayos y Laboratorios de Tres Cantos.

Todas las clases, tanto teóricas como prácticas, han sido impartidas por personal de la Sección de Laboratorios del IGME.

### ASISTENCIA AL XXV COLLOQUIUM SPECTROSCOPICUM INTERNATIONALE

Durante la última semana del mes de junio se ha celebrado en Toronto (Canadá) el XXV Colloquium Spectroscopicum Internationale. En dicho Congreso los laboratorios del IGME han participado con una comunicación oral, que fue expuesta el día 26 de junio.

El título de la comunicación ha sido «The matrix effects in the determination of Ce, La, Y and Th by X-Ray Fluorescence», siendo sus autores J. A. Martín Rubí y A. Vergara Pardeiro.

### «CENOZOIC EVOLUTION OF SPAIN»

REUNION CELEBRADA EN LA «GEOLOGICAL SOCIETY» DE LONDRES, EN HONOR DEL PROF. COMBA



El pasado día 12 de octubre tuvo lugar la citada reunión, dedicada al doctor Ing. de Minas D. Juan Antonio Comba Ezquerro, como reconocimiento a su extensa y fructífera labor.

La reunión, patrocinada también por la «Royal Society» de Londres, fue organizada por el Dr. Moody y se efectuó bajo la presidencia del Dr. Comba con los siguientes temas y ponentes.

- M. DE RENZI: «Systematic, biostratigraphic and palaeoecologic studies in the Eocene of Alicante and the Pyrenees».
- J. TURNER: «The inversion history of the West Jaca Basin. S.W. Pyrenean Foreland».
- G. NICHOLLS: «Structural and sedimentological evolution of the West Central Spanish Pyrenees in the late Tertiary».

- P. FRIEND: «The evolution of the Ebro Basin; a review».
- G. D. WILLIAMS and E. J. JOLLEY: «Tertiary thrust system and foreland basin evolution in South Central Pyrenees».
- A. PAGE, E. H. RUTTER and S. E. HALL: «Neogene faulting in the Betic Cordilleras of Southern-Eastern Spain».
- N. LOPEZ MARTINEZ: «The record of tecto-sedimentary and climatic events in the Spanish Continental Tertiary basins».
- M. ESTEBAN: «Late Miocene Coral Reefs in Spain».
- J. MARTINELL: «An overview of the Marine Spanish Pliocene».
- A. V. J. COLLINGS: «The morphology of part of a post tectonic Pliocene basin at Sotogrande, South West Spain».
- F. MOSELEY: «A Geological field to the Costa Blanca».

Cada uno de los temas fue oportunamente discutido y, terminada la reunión, se obsequió al Sr. Comba con un recuerdo dedicado y firmado por todos los participantes a la cena de honor que cerró el acto.

en España, y está muy avanzada la preparación de un vídeo sobre los riesgos geológicos («La Tierra Viva»), junto a una colección didáctica de diapositivas y un conjunto de seis carteles didácticos.

La situación actual del IGME en este terreno, gracias a la labor continuada y la creación de equipos y metodología propia, puede ser considerada como *de punta*, tanto a nivel español como europeo. Actualmente, el IGME es el único Organismo Técnico que posee en España una visión integrada del conjunto de los Riesgos Geológicos con proyección práctica.

#### X CURSO INTERNACIONAL «CIENCIAS DE LA TIERRA»

Durante el mes de julio se ha desarrollado en Madrid el X Curso Internacional de Verano de la UNESCO «Ciencias de la Tierra» (Cristalografía, Mineralogía y Metalogénia), organizado por la Universidad Autónoma de Madrid en colaboración con la UNESCO.

En dicho Curso las sesiones técnicas y prácticas de Mi-

Las líneas de trabajo actuales son:

- a) Continuar el trabajo en las líneas abiertas.
- b) Realizar nuevos desarrollos en los campos de Riesgos Integrados e Investigaciones Básicas.
- c) Introducirse en la problemática de los Riesgos de los Sistemas Terrestres Globales.
- d) Realizar en los próximos años algún proyecto de investigación conjunta con otros países europeos e iberoamericanos.

neralogía, dentro del campo de los Rayos X, han tenido lugar en las instalaciones del IGME del Centro de Ensayos y Laboratorios de Tres Cantos.

Todas las clases, tanto teóricas como prácticas, han sido impartidas por personal de la Sección de Laboratorios del IGME.

#### ASISTENCIA AL XXV COLLOQUIUM SPECTROSCOPICUM INTERNATIONALE

Durante la última semana del mes de junio se ha celebrado en Toronto (Canadá) el XXV Colloquium Spectroscopicum Internationale. En dicho Congreso los laboratorios del IGME han participado con una comunicación oral, que fue expuesta el día 26 de junio.

El título de la comunicación ha sido «The matrix effects in the determination of Ce, La, Y and Th by X-Ray Fluorescence», siendo sus autores J. A. Martín Rubí y A. Vergara Pardeiro.

#### «CENOZOIC EVOLUTION OF SPAIN»

REUNION CELEBRADA EN LA «GEOLOGICAL SOCIETY» DE LONDRES, EN HONOR DEL PROF. COMBA



El pasado día 12 de octubre tuvo lugar la citada reunión, dedicada al doctor Ing. de Minas D. Juan Antonio Comba Ezquerro, como reconocimiento a su extensa y fructífera labor.

La reunión, patrocinada también por la «Royal Society» de Londres, fue organizada por el Dr. Moody

y se efectuó bajo la presidencia del Dr. Comba con los siguientes temas y ponentes.

- M. DE RENZI: «Sistematic, biostratigraphic and palaeoecologic studies in the Eocene of Alicante and the Pyrenees».
- J. TURNER: «The inversion history of the West Jaca Basin. S.W. Pyrenean Foreland».
- G. NICHOLLS: «Structural and sedimentological evolution of the West Central Spanish Pyrenees in the late Tertiary».

- P. FRIEND: «The evolution of the Ebro Basin; a review».
- G. D. WILLIAMS and E. J. JOLLEY: «Tertiary thrust system and foreland basin evolution in South Central Pyrenees».
- A. PAGE, E. H. RUTTER and S. E. HALL: «Neogene faulting in the Betic Cordilleras of Southern-Eastern Spain».
- N. LOPEZ MARTINEZ: «The record of tecto-sedimentary and climatic events in the Spanish Continental Tertiary basins».
- M. ESTEBAN: «Late Miocene Coral Reefs in Spain».
- J. MARTINELL: «An overview of the Marine Spanish Pliocene».
- A. V. J. COLLINGS: «The morphology of part of a post tectonic Pliocene basin at Sotogrande, South West Spain».
- F. MOSELEY: «A Geological field to the Costa Blanca».

Cada uno de los temas fue oportunamente discutido y, terminada la reunión, se obsequió al Sr. Comba con un recuerdo dedicado y firmado por todos los participantes a la cena de honor que cerró el acto.

## Notas bibliográficas

### GEOLOGIA GENERAL

870875. **Sistema de información cartográfica.** MUGICA, F. *Bol. inf.-Serv. Geogr. Ejército*, núm. 62, 5-18, esp., bibl. IGME.

\* Base datos, Documentación, Cartografía, Tratamiento datos, Toma de datos, España.

870876. **Cartografía Iberoamericana.** PALADINI, A. *Bol. inf.-Serv. Geogr. Ejército*, núm. 62, 19-27, esp., bibl. IGME.

\* Histórico, Cartografía, América Latina.

870877. **Un sistema de captación digital de datos en el Servicio Geográfico del Ejército.** CARRERO, J. *Bol. inf.-Serv. Geogr. Ejército*, núm. 62, 29-45, esp., bibl. IGME.

\* Toma de datos, Cartografía automática, Metodología, Institución, España.

870878. **Producción de cartografía, escala media, asistida por ordenador.** GIL GARCIA, A.

*Bol. inf.-Serv. Geogr. Ejército*, núm. 62, 47-63, esp., bibl. IGME.

\* Base datos, Topografía, Cartografía automática, Restitución datos, España.

870879. **Cartografía derivada automática.** MARTIN SANCHEZ, A.

*Bol. inf.-Serv. Geogr. Ejército*, núm. 62, 65-81, esp., bibl. IGME.

\* Cartografía automática, Tratamiento dato, Institución, España.

### GEOLOGÍA REGIONAL

870719. **La Geología y los Recursos Minerales de la Provincia de Teruel.** GUTIERREZ ELORZA, M.

*Inst. Estud. Turolenses*, 59 pp., 10 ref., esp., bibl. IGME.

\* Geología regional, Síntesis bibliográfica, Primario, Secundario, Terciario, Orogenia hercínica, Orogenia alpina, Hierro, Carbón, Provincia Teruel.

870720. **Geología y metalogénia del lado sur de la Sierra de la Demanda.** PEREDA, J. C.

*Inst. Estud. Riojanos*, 61 pp., 55 ref., esp., bibl. IGME.

\* Cámbrico, Ordovícico, Secundario, Cuaternario, Pizarra, Dolomía, Arenisca, Cuarcita, Orogenia hercínica, Deformación polifásica, Metamorfismo, Yacimiento polimetálico, Filón, Paragénesis, Provincia Logroño, Sierra de la Demanda.

870760. **Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXII Campamento para Prácticas de Geología «Pont de Suert 1986».** RIOS, L. M.; GALERA, J. M.; BARETTINO, D., y BODEGA, F.

*Bol. geol. min.* (1986), vol. 97, núm. 6, 817-818, esp., bibl. IGME.

\* Excursión, Enseñanza superior, Informe actividad, Geología regional, Provincia Lérida, Pirineos españoles.

870920. **La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central.** ALLER, J. A. *Serv. Publ. Principado de Asturias, Oviedo*, 180 pp., 172 ref., esp., bibl. IGME.

\* Tesis, Primario, Carbonífero, Roca clástica, Roca carbonatada, Orogenia hercínica, Proceso sintectónico, Unidad tectónica, Aloctonía, Pliegue, Deformación, Cabalgamiento, Esquistosidad, Lámina delgada, Metamorfismo, Falla, Asturias, Provincia León, Arco astúrico.

### ESTRATIGRAFIA

870751. **Late Devonian basin-fill history of the southern Cantabrian Mountains, Spain.** VAN LEOVEZIJN, G. B. S. *Bol. geol. min.*, 1986, vol. 97, núm. 6, 704-716, 22 ref., ing., res. esp., bibl. IGME.

\* Givetiense, Frasnense, Fameniense, Tournaisiense, Visense, Litofacies, Biofacies, Bioestratigrafía, Fauna cono-

dontos, Ciclo sedimentario, Isopaca, Paleogeografía, Asturias, Provincia León.

870766. **Nota sobre la edad de los materiales carboníferos de la región de Villamanín, N de León, España.** MARTINEZ CHACON, M. L.

*Breviora Geol. Astúrica*, vol. 27, núm. 3-4, 17-20, 15 ref., esp., bibl. IGME.

\* Síntesis bibliográfica, Carbonífero, Caliza, Fauna braquiópodos, Provincia León.

870767. **Nuevas precisiones sobre el Terciario del sector occidental de la Cuenca del Bierzo, León.** MANJON, M.; VARGAS, I.; GARCIA SANCHEZ, M., y DE LA LLAVE, F. F.

*Breviora Geol. Astúrica*, vol. 27, núm. 3-4, 21-26, 20 ref., esp., bibl. IGME.

\* Terciario, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Abanicos fluviales, Provincia León.

870768. **La discordancia intra-alcudense en el dominio meridional de la zona centrobérica.** ORTEGA, E., y GONZALEZ-LODEIRO, F.

*Breviora Geol. Astúrica*, vol. 27, núm. 3-4, 27-32, 15 ref., esp., bibl. IGME.

\* Discordancia angular, Vendense, Provincia Ciudad Real.

870813. **La sucesión ordovícica en el flanco NE del sinclinal de Verín, Galicia, España.** FARIAS, P., y MARCOS, A.

*Trab. geol.-Univ. Oviedo*, núm. 16, 15-24, 18 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Ordovícico inf., Pizarra, Filita, Ichnites, Sedimentación marina, Medio agua proco profunda, Medio mar profundo, Sinclinal, Provincia Orense.

870815. **Utility of corals for Biostratigraphic and zoogeographic analyses of the Carboniferous in the Cantabrian Mountains, Northern Spain.** RODRIGUEZ, S.; SANDO, W. J., y KULLMANN, J.

*Trab. geol.-Univ. Oviedo*, núm. 16, 37-60, 27 ref., ing., res. esp., bibl. IGME.

\* Bioestratigrafía, Carbonífero sup., Fauna coralina, Rugosa, Población endémica, Biogeografía, Paleogeografía, Variación temporal, Asturias, Provincia León.

870885. **Posición estratigráfica de la serie metamórfica del Duero, Zamora, Noroeste de España.** MARTINEZ GARCIA, E., y QUIROGA, J. L.

*Breviora Geol. Astúrica*, vol. 25, núm. 1-2, 3-8, 8 ref., esp., bibl. IGME.

\* Gneis, Cuarzita, Tectónica superpuesta, Pliegue, Esquistosidad, Cámbrico inf., Ordovícico inf., Ordovícico medio, Provincia Zamora.

870886. **Datos sobre el contenido en Fusulinidos de las Formaciones Escalada y Fito de la Cuenca de Beleño, Asturias, NO España.** VILLA, E.

*Breviora Geol. Astúrica*, vol. 25, núm. 1-2, 9-12, 5 ref., esp., bibl. IGME.

\* Edad, Carbonífero, Fauna foraminíferos, Fusulinidos, Asturias.

870888. **Evidence for the asturian unconformity near Santa Olaja de la Varga, NE León, Spain.** IWANIW, E., y KNIGHT, J. A.

*Breviora Geol. Astúrica*, vol. 25, núm. 3-4, 17-24, 13 ref., ing., bibl. IGME.

\* Discordancia angular, Carbonífero sup., Paleocorriente, Falla, Provincia León, Arco astúrico.

870889. **Sobre la fauna de Dacriocónaridos del Grupo La Vid, Devónico Inferior, Cordillera Cantábrica, NO de España.** TRUYOLS-MASSONI, M.

*Breviora Geol. Astúrica*, vol. 25, núm. 3-4, 25-29, 23 ref., esp., bibl. IGME.

\* Devónico inf., Biostratigrafía, Fauna molusco, Tentaculites, Dacriocónaridos, Sedimentación marina, Sedimentación recifal, Provincia León, Arco astúrico.

870896. **El Pliocén marí del Pla de Barcelona i del Delta del Besós.** VICENTE CASTELLS, J.

*Butll. Cent. Estud. Nat. Barc. Nord.*, vol. 2, núm. 2, 52-60, 29 ref., cat., res. esp., bibl. IGME.

\* Plioceno, Sedimentación marina, Variación nivel, Transgresión, Superficie erosión, Provincia Barcelona.

## GEOMORFOLOGIA

870688. **Estudios sobre Geomorfología del Sur de España.** LOPEZ BERMUDEZ, F., Ed., y THORNES, J. B., Ed.

*Univ. Murcia, Dep. Geogr. Fis.* (1986), 139 pp., ref. disem., esp., bibl. IGME.

\* Geomorfología, Región Valencia, Provincias Murcia y Almería.

870696. **El llano de inundación costero del río Turia.** CARMONA, P.

*Univ. Murcia, Dep. Geogr. Fis.*

*Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, 49-53, 12 ref., esp., bibl. IGME.

\* Río, Crecida, Histórico, Plano inundable, Sedimento, Morfología, Actual, Holoceno, Provincia Valencia.

870697. **Movilidad de las barras de grava en lechos de rambla del Sureste Peninsular.** CONESA, C.

*Univ. Murcia, Dep. Geogr. Fis.*

*Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, 55-58, 6 ref., esp., bibl. IGME.

\* Barra, Arroyo, Sedimentación fluvial, Medio alta energía, Geometría, Provincia Murcia.

870700. **Subsurface Hydrology of gully heads (Ugijar basin).** FRANCIS, C. F.

*Univ. Murcia, Dep. Geogr. Fis.*

*Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, 67-70, 8 ref., ing., bibl. IGME.

\* Medio semiárido, Erosión fluvial, Erosión subterránea, Barranco, Infiltración, Porosidad, Conductividad hidráulica, Provincias Granada, Murcia, Almería.

870701. **Regolith properties and badland development.** GERITS, J. P.

*Univ. Murcia, Dep. Geogr. Fis.*

*Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, 71-74, 2 ref., ing., bibl. IGME.

\* Regolito, Ladera, Pendiente ladera, Erosión, Escorrentía, Lixiviación, Provincia Murcia.

870702. **Chemical threshold and erosion in saline and sodic materials.** GERITS, J. P.; IMESON, A. C., y VERS-TRATEN, J. M.

*Univ. Murcia, Dep. Geogr. Fis.*

*Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, 75-79, 6 ref., ing., bibl. IGME.

\* Medio semiárido, Regolito, Propiedad físico-química, Erosión suelo, Agua de lluvia, Simulación, Tempestad, Provincia Granada.

870703. **Procesos geomorfológicos en la región alcarreña y sector central de la Cuenca del Tajo.** GONZALEZ, J. A., y ASENSIO, I.

*Univ. Murcia, Dep. Geogr. Fis.*

*Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, 81-85, 8 ref., esp., bibl. IGME.

\* Proceso exógeno, Relieve continental, Acción climática, Morfología disolución, Morfología eólica, Costra calcárea, Crioturbación, Cuaternario, Provincias Madrid, Guadalajara, Toledo, Cuenca Tajo.

870705. **Evaluación de la erosión hídrica en las áreas receptoras de los embalses de la Cuenca del Segura. Aplicación de la U. S. L. E.** LOPEZ BERMUDEZ, F.

*Univ. Murcia, Dep. Geogr. Fis.*

*Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, 93-99, 14 ref., esp., bibl. IGME.

\* Ecuación matemática, Proporción material erosionado, Erosión suelo, Colmatación, Presa, Provincia Murcia.

870706. **Vegetation - Erosion relationships; Cuenca de Mula, Murcia, Spain.** LOPEZ BERMUDEZ, F.; THORNES, J. B.; ROMERO DIAZ, A.; FRANCIS, C. F., y FISHER, G. C.

*Univ. Murcia, Dep. Geogr. Fis.*

*Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, 101-104, 5 ref., ing., bibl. IGME.

\* Medio semiárido, Erosión suelo, Acción biógena, Vegetación, Metodología, Provincia Murcia.

## CUATERNARIO

870689. **Geomorfología y estratigrafía de las secuencias marinas y continentales cuaternarias de la Cuenca Cope, Murcia, España.** BARDAJI, T.; CIVIS, J.; DABRIO, C. J.; GOY, J. L.; SOMOZA, L., y ZAZO, C.

*Univ. Murcia, Dep. Geogr. Fis.*

*Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, 11-16, 4 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Variación nivel, Regresión, Transgresión, Plioceno sup., Thirreniense, Pleistoceno, Sedimentación marina, Sedimentación fluvial, Playa, Abanicos fluviales, Provincia Murcia.

870693. **Evolución Holocena del paisaje en el País Valenciano, España.** CALVO, A.; PEREZ CUEVA, A. J.; DUPRE, M.; FUMANAL, P., y LA ROCA, N.

*Univ. Murcia, Dep. Geogr. Fis.*

*Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, 31-36, 21 ref., esp., bibl. IGME.

\* Holoceno, Paleoclima, Proceso exógeno, Erosión, Ladera, Valle, Región Valencia.

870694. **Fases pleistocénicas continentales en el País Valenciano.** CALVO, A.; CARMONA, P.; DUPRE, M.; FUMANAL, P., y LA ROCA, N.

*Univ. Murcia, Dep. Geogr. Fis.*

*Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, 37-42, 30 ref., esp., bibl. IGME.

\* Glacis, Abanicos fluviales, Terraza, Sedimentación continental, Medio continental, Deformación, Plioceno, Pleistoceno, Región Valencia.

870695. **Paleosuelos pleistocenos en el País Valenciano.** CARMONA, P.; FUMANAL, M. P., y LA ROCA, N.

*Univ. Murcia, Dep. Geogr. Fis.*

*Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, 43-47, 10 ref., esp., bibl. IGME.

\* Paleosuelo, Pleistoceno, Suelo mediterráneo, Agradación, Paleoclima, Rubefacción, Región Valencia.

870698. **Paleoclimatic, paleoenvironmental and anthropic interactions in SE spanish Holocene prehistory. Part 1: Climatic and environmental evolution.** CUENCA, A., y WALKER, M. J.

*Univ. Murcia, Dep. Geogr. Fis.*

*Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, 59-61, ing., bibl. IGME.

\* Holoceno, Paleosuelo, Paleoclima, Paleoambiente, Terraza, Datación, C 14, Región Valencia, Provincias Murcia, Almería.

870699. **Paleoclimatic, paleoenvironmental and anthropic interactions in SE spanish Holocene prehistory. Part 2: Paleoeconomic, Paleoenvironmental interaction in later Prehistoric times.** CUENCA, A., y WALKER, M. J.

*Univ. Murcia, Dep. Geogr. Fis.*

*Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, 63-66, 76 ref., bibl. IGME.

\* Síntesis bibliográfica, Paleolítico, Neolítico, Holoceno, Paleoambiente, Acción hombre, Provincias Alicante, Murcia.

870704. **Consideraciones sobre los niveles Entirrenienses en la región de Murcia.** LILLO, M. J.

*Univ. Murcia, Dep. Geogr. Fis.*

*Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, 87-91, 4 ref., esp., bibl. IGME.

\* Eustatismo, Neotectónica, Tirreniense, Provincia Murcia.

870712. **Quaternary deposits in the basin of the rambla del Hornillo, provincia Almería.** SCHERELIS, G.

*Univ. Murcia, Dep. Geogr. Fis.*

*Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, 127-130, 5 ref., ing., bibl. IGME.

\* Medio árido, Perfil suelo, Sedimentación fluvial, Pleistoceno, Roca clástica, Provincia Almería.

870792. **Cerro Redondo. Fuente el Saz del Jarama, Madrid.** BLASCO, M. C., y ALONSO SANCHEZ, M. A.  
*Excav. arqueol. Esp.*, núm. 143, 373 pp., esp., bibl. IGME.

\* Lugar arqueológico, Terraza, Sedimento, Prospección geofísica, Método eléctrico, Holoceno, Corte geológico, Cerámica, Industria, Fauna vertebrados, Osamenta, Biometría, Provincia Madrid.

## GEOLOGIA DEL INGENIERO

870722. **Mapa geotectónico y de riesgos geológicos de la ciudad de Cádiz.** FRESNO, F., y SANSON, J.  
*IGME*, 90 pp., 28 ref., esp., bibl. IGME.

\* Memoria explicativa, Mapa geotectónico, Geología física, Hidrología superficie, Riesgo sísmico, Neotectónica, Provincia Cádiz.

870724. **Respuesta estructural según el medio transmisor para vibraciones por voladuras de pequeña carga.** HIDALGO, E.; CASTANEDO, F.; ABAD, M.; SANZ CONTRE-RAS, J. M., y RUBIO, J.  
*IGME*, 51 pp., 77 ref., esp., bibl. IGME.

\* Roca, Explosión, Voladura, Vibración, Onda choque, Frecuencia, Velocidad, Propagación, Método matemático.

870725. **Las riberas de agua dulce.** SANCHEZ MATA, D., y DE LA FUENTE, J.  
*MOPU*, 54 pp., 27 ref., esp., bibl. IGME.

\* Medio fluvial, Ecología, Hidrología superficie, Medio húmedo, Acción hombre, Estudio impacto medio, Protección medio ambiente, España.

870757. **Modelo tensorial en la dilatación lineal térmica anisótropa de mármoles.** GASCON, F., y BALBAS, M.  
*Bol. geol. min.* (1986), vol. 97, núm. 6, 793-802, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Modelo, Contracción, Dilatación, Mármol, Acción calor, Medio anisótropo, Regresión estadística.

870782. **Algunas consideraciones sobre la problemática de los suelos en la planificación física.** HERNANDEZ DEL AGUILA, R.  
*Cuad. geogr. Univ. Granada*, núm. 9, 7-21, 22 ref., esp., res. fr., ing., bibl. IGME.

\* Planificación regional, Suelo, Relieve continente, Ecología.

870787. **La red hidrográfica de Sierra Nevada (Granada): relación con las pendientes, análisis cuantitativo de caudales y regímenes.** PEZZI, M.; MARTIN VIVALDI, M. E., y CON MARTIN, M. J.  
*Cuad. geogr. Univ. Granada*, núm. 11, 183-213, 38 ref., esp., res. ing., fr., bibl. IGME.

\* Hidrología superficie, Red hidrográfica, Caudal río, Talud, Provincia Granada.

870790. **El deslizamiento de tierras de Olivares, Granada.** GONZALEZ GARCIA, J. L.

*Cuad. protecc. civil*, núm. 16, 29-31, esp., bibl. IGME.

\* Deslizamiento terreno, Catástrofe natural, Provincia Granada.

870801. **Aplicación de la teledetección al estudio del impacto de canteras.** DE LARA, I., y SORIANO, J.  
*Rev. obras públicas*, núm. 3.252, 867-871, 7 ref., esp., bibl. IGME.

\* Teledetección, Teledetección multispectral, Estudio impacto medio, Cantera, Reacondicionamiento.

870908. **Niveles de contaminación en los sedimentos de la ría de Suances (Cantabria).** GARCIA SEPULVEDA, I.; CARAMES, M., y COY-ILL, R.  
*Rev. nat. proc. geol.*, vol. 4, 47-69, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Estuario, Sedimento, Contaminación, Metal pesado, Materia orgánica, Cloro, Sodio, Sulfato, Análisis menores, Provincia Santander.

870919. **Primeros inventarios de los residuos tóxicos peligrosos.** RECUERO, A.  
*Rev. MOPU*, núm. 341, 24-30, esp., bibl. IGME.

\* Residuo industrial, Residuo radioactivo, Toxicidad, Previsión, Planificación, Protección medio ambiente, Política Estado, España.

## PALEONTOLOGIA: GENERALIDADES

870775. **Análisis de las biocenosis permanentes en el curso alto del Tajuña desde el Holoceno en función de los niveles de energía del río.** ALVAREZ RAMIS, C.; CLEMENTE, P.; FERNANDEZ MARRON, T.; GONZALEZ MIGUEL, J. R.; MARTIN, E., y VIGON, M.  
*Col-Pa*, núm. 37, 37-40, 9 ref., esp., bibl. IGME.

\* Biocenosis, Fauna gasterópodos, Fauna pelecypodos, Flora, Medio fluvial, Medio alta energía, Holoceno, Actual, Provincia Guadalajara.

870803. **Estudio sistemático de los Gasterópodos del Plioceno de Huelva (SO de España). II: Mesogastropoda (Rissoacea, Cerithiacea).** GONZALEZ DELGADO, J. A.  
*Stud. geol. salmant.*, vol. 23, 61-120, 89 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Mesogastropoda, Rissoacea, Cerithiacea, Taxinomía, Concha, Biometría, Biostratigrafía, Plioceno, Provincia Huelva.

## PALEONTOLOGIA: VERTEBRADOS

870726. **Los roedores, Mammalia, del Mioceno Inferior de Autoi, La Rioja.** CUENCA, G.

*Inst. Estud. Riojanos*, 96 pp., 36 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Gliridae, Cricetidae, Myomorpha, Sciuromorpha, Diente, Biometría, Histograma, Mioceno inf., Provincia Logroño.

870752. **Nuevos insectos fósiles de las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec (Lérida).** GOMEZ PALLEROLA, J. E.  
*Bol. geol. min.* (1986), vol. 97, núm. 6, 717-736, 22 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Insectos, Ephemeroptera, Blattodea, Odonata, Hemiptera, Coleoptera, Diptera, Hymenoptera, Orthoptera, Raphidioptera, Trichoptera, Colección, Anatomía esqueleto, Cretácico inf., Provincia Lérida.

870773. **Descubrimiento del primer yacimiento cuaternario - Riss Wurm - de vertebrados con restos humanos en la provincia de Madrid. Pinilla del Valle.** ALFEREZ, F. MOLERO, G.; MALDONADO, E.; BUSTOS, V.; BREA, P., y BUITRAGO, A. M.  
*Col-Pa*, núm. 37, 15-32, 24 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Yacimiento fosilífero, Fauna vertebrados, Fauna mamíferos, Hominidos, Pleistoceno sup., Riss Wurm, Provincia Madrid.

870776. **Los pliopitécidos en España.** CRUSAFONT, M., y GOLPE, J. M.  
*Col-Pa*, núm. 37, 41-46, 5 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Pongidae, Pliopithecus, Diente, Vindoboniense, Vallesiense, Mioceno sup., Mioceno medio, Provincia Barcelona.

870810. **Un nuevo ejemplar de tortuga gigante del Mioceno de Arévalo (Avila).** JIMENEZ FUENTES, E.; ACOSTA, P.; FINCIAS, B., y MARTIN DE JESUS, S.  
*Stud. Geol. Salmant.*, vol. 23, 313-324, 18 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Chelonia, Cheirogaster, Anatomía esqueleto, Vallesiense, Mioceno sup., Provincia Avila.

870898. **Apreciacions sobre l'estudi dels Selacis fòssils.** VAELO, M., y VICENTE, J.  
*Bull. Cent. Estud. Nat. Barc. Nord.*, vol. 2, núm. 2, 81-85, 12 ref., cat., res. esp., bibl. IGME.

\* Selachii, Elasmobranchii, Polimorfismo, Diente, Habitat, Tanatocenosis, Paleocología, Provincia Barcelona.

870899. **Trobada d'un Leptobos a Caldes de Malavella, La Selva.**  
*Bull. Cent. Estud. Nat. Barc. Nord.*, vol. 2, núm. 2, 86-88, 9 ref., cat., res. esp., bibl. IGME.

\* Ruminantia, Leptobos, Villafranchiense, Provincia Gerona.

870903. **Los roedores, Mammalia, del sitio de ocupación musteriense de la Cueva de los Toros, Teruel.** GIL, E., y SESE, C.  
*Col-Pa*, núm. 40, 41-49, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Arvicolidae, Muridae, Miomorfa, Diente, Biogeografía, Lugar arqueológico, Musteriense, Pleistoceno sup., Provincia Teruel.

870904. **Nuevos datos sobre Decennatherium pachecoi, Crusafont 1952, Giraffidae, Mammalia: descripción del cráneo de Matillas.** MORALES, J.  
*Col-Pa*, núm. 40, 51-58, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Ruminantia, Cráneo, Vallesiense, Mioceno sup., Provincia Zaragoza.

870905. **Estudio preliminar del úrsido del yacimiento del Cuaternario medio de Pinilla del Valle, Madrid.** ALFEREZ, F.; MOLERO, G., y MALDONADO, E.  
*Col-Pa*, núm. 40, 59-67, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Ursidae, Fissipedia, Cráneo, Diente, Biometría, Cuaternario, Cuaternario medio, Provincia Madrid.

## PALEONTOLOGIA: INVERTEBRADOS

870765 **Nowakia Acuaría, Praguense, Devónico Inferior de la zona Astur-Occidental-Leonesa, NO de España.** TRUYOLS, M.  
*Breviora Geol. Astúrica*, vol. 27, núm. 1-2, 12-16, 12 ref., esp., bibl. IGME.

\* Tentaculites, Ornamentación exterior, Devónico inf., Provincia León.

870777. **El género Paradoxides en el Cámbrico medio de España. Parte I: Introducción.** GIL CID, M. D.  
*Col-Pa*, núm. 37, 47-53, 5 ref., esp., bibl. IGME.

\* Trilobites, Paradoxides, Diversidad especie, Biogeografía, Cámbrico medio, España.

870778. **Los estadios de Rudistas del Cretácico Superior en la Cordillera Ibérica, sector Central.** MELENDEZ, A.  
*Col-Pa*, núm. 37, 55-60, 7 ref., esp., bibl. IGME.

\* Rudistas, Biostratigrafía, Cretácico sup., Sedimentación bioclástica, Plataforma carbonatada, Estructura sedimentaria, Estructura biógena, Ciclo sedimentario, Paleogeografía, Macizo Ibérico, Provincias Soria, Zaragoza.

870780. **Hallazgo de Ogyginus RAIMOND 1912, Trilobita, Asaphina, en el Ordovícico español.** RABANO, I.  
*Col-Pa*, núm. 37, 67-72, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Ptychopariida, Asaphidae, Llanvirniense, Provincia Ciudad Real, Montes Toledo, Hercínico Centro.

870781. **Noticia sobre los Esfinctoos del Carbonífero de la Cordillera Cantábrica y su posición estratigráfica.** TRUYOLS, J.; MARTINEZ, M. L., y SANCHEZ DE POSADA, L.  
*Col-Pa*, núm. 37, 73-78, 15 ref., esp., bibl. IGME.

\* Spongia, Biostratigrafía, Carbonífero, Asturias, Provincia León.

870804. **Estudio sistemático de los foraminíferos planctónicos del Neógeno de la Cuenca del Guadalquivir: Género Globorotalia.** SIERRA, F. J.  
*Stud. Geol. Salmant.*, vol. 23, 121-169, 49 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Globorotalia, Globigerinacea, Taxinomía, Taxón planctónico, Concha, Enrollamiento concha, Neógeno, Cuenca Guadalquivir.

870807. **Estudio sistemático de los asterolitos de algunas series del sector NO de la cuenca del Guadalquivir (SO de España) y sondeos oceánicos D. S. D. P. próximos.** FLORES, J. A.

*Stud. Geol. Salmant.*, vol. 23, 219-263, 90 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Asteridae, Discoaster, Taxinomia, Cronoestratigrafía, Morfología, Mioceno sup., Plioceno, Paleocología, Cuenca Guadalquivir.

870814. **Asociaciones coralinas del Devónico astur-leonés (Cordillera Cantábrica, NO de España).** SOTO, F.

*Trab. geol.-Univ. Oviedo*, núm. 16, 25-35, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Rugosa, Tabulata, Stromatoporoidea, Construcción arrecifal, Medio agua poco profunda, Biostratigrafía, Arco asturico.

870816. **La fauna de Pharciceras (Ammonoidea) de la formación Cardaño (Dominio palentino, Cordillera Cantábrica, NO de España).** MONTESINOS, J. R., y HENN, A. H.

*Trab. geol.-Univ. Oviedo*, núm. 16, 61-76, 31 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Fauna ammonites, Taxón nuevo, Biotipo, Anarcestida, Ornamentación exterior, Biometría, Givetense.

870880. **Biogénesis mineralógica del Corallium Rubrum (L.).** MATEU, G.; TRAVEIRA, A.; FONTARNAU, R., y MASSO, C.

*Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, vol. 3, núm. 4, 1-12, 37 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Octocoralla, Corallium Rubrum, Carbonato cálcico, Biostroma, Diagénesis, Estructura, Polimorfismo, Difracción RX, Microscopio electrónico, Mar Mediterráneo Oeste, Baleares.

870881. **Micropaleontología circalitoral y coralígena. Foraminíferos y Cocolitofóridos asociados al Corallium Rubrum (L.): Sistemática, ecología y evolución paleoceanográfica.** MATEU, G., y GAZA, M.

*Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, vol. 3, núm. 4, 13-52, 129 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Foraminíferos, Cocolitofóridos, Taxón, Octacoralla, Asociación fósil, Biocenosis, Biogeografía, Plioceno, Cuaternario, Mar Mediterráneo Oeste, Baleares.

## PALEOBOTANICA

870771. **Palinología del Carbonífero de Santofirme (Oviedo, N de España).** HORVATH, V.

*Breviora Geol. Astúrica*, vol. 28, núm. 3-4, 13-21, 16 ref., bibl. IGME.

\* Cuenca hullera, Pliegue, Sinclinal, Análisis polínico, Palinomorfia, Biostratigrafía, Westfaliense, Asturias.

870774. **Presencia de Equisetites en el Buntsandstein de la Cordillera Ibérica.** ALVAREZ-RAMIS, C.

*Col-Pa*, núm. 37, 33-36, 11 ref., esp., bibl. IGME.

\* Equisetales, Equisetites, Pteridophyta, Buntsandstein, Macizo Ibérico, Provincia Teruel.

870902. **Caracterización palinológica del Cretácico Superior en el litoral asturiano al este de Ribadesella, España.** FONOLLA, J. F.

*Col-Pa*, núm. 40, 19-40, 37 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Análisis polínico, Dinoflagellata, Polen, Foraminíferos, Coniferales, Caliza, Medio marino, Medio pelágico, Cenomaniense, Asturias.

## TECTONICA

870750. **El campo de fallas miocenas en la Bárdena Negra (Provincias de Navarra y Zaragoza).** GARCIA PRIETO, F. G., y SIMON GOMEZ, J. L.

*Bol. geol. min.* (1986), vol. 97, núm. 6, 693-703, 23 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Falla, Falla normal, Compresión tectónica, Microtectónica, Neotectónica, Mioceno, Provincia Zaragoza, Navarra.

870753. **Analyse de structures cisailantes dans de granites syntectoniques de Galice (NW Espagne).** COURRIOUX, G.; GAGNY, C., y GOUANVIC, Y.

*Bol. geol. min.* (1986), vol. 97, núm. 6, 737-756, 54 ref., fr., res. esp., bibl. IGME.

\* Estructuras, Lineamientos, Zonas de cizalla, Geometría, Microtectónica, Proceso sintectónico, Orogenia hercínica, Galicia.

870758. **Una estructura mayor de la Península Ibérica y su proyección hacia el Atlántico.** ALIA MEDINA, M.

*Bol. geol. min.* (1986), vol. 97, núm. 6, 803-811, 30 ref., esp., bibl. IGME.

\* Divulgación geología, Unidad tectónica, Fracturación, Relieve submarino, Off shore, Península Ibérica, Atlántico Nord-Este.

870764. **Nuevos datos sobre la estructura geológica del área de Verín, Galicia.** FARIAS, P., y MARQUINEZ, J.

*Breviora Geol. Astúrica*, vol. 27, núm. 1-2, 1-11, 14 ref., esp., bibl. IGME.

\* Tectónica superpuesta, Orogenia Caledoniana, Sinclinal, Capalgamiento, Manto, Roca metasedimentaria, Provincia Orense.

870808. **El campo filoniano de el Hoyo de Mestanza, Ciudad Real. Sobre el origen de las mineralizaciones B. G. P. C. asociadas con zonas de cizalla.** PALERO, F. J.

*Stud. Geol. Salmant.*, vol. 23, 265-297, 18 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Campo filoniano, Indicios minerales, Sulfuro, Yacimiento hidrotermal, Roca metamórfica, Génesis yacimiento, Paragénesis, Control litológico, Geometría, Microtectónica, Falla inversa, Milonitización, Orogenia hercínica, Ordovícico, Provincia Ciudad Real.

870915. **La estructura y las series preordovícicas de Riaza (Sistema Central).** GONZALEZ CASADO, J. M., y CAPOTE, R.

*Rev. mat. proc. geol.*, vol. 4, 203-212, 15 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Pliegue, Pliegue antiforme, Gneis, Roca metasedimentaria, Anticlinal, Ordovícico, Cámbrico, Precámbrico, Provincias Segovia, Guadalajara, Sistema Central.

870916. **Localización de fallas neotectónicas mediante VLF-EM en el borde sur del Sistema Central (Zona de Tamajón).** VICENTE, G. de, y CARBO, A.

*Rev. mat. proc. geol.*, vol. 4, 213-228, 6 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Neotectónica, Falla, Método geofísico, VLF-EM, Onda largo período, Metodología, Provincia Guadalajara.

## HIDROGEOLOGIA

870723. **Programa Nacional de abastecimiento con aguas subterráneas a núcleos urbanos.**

*IGME*, 143 pp., esp., bibl. IGME.

\* Agua subterránea, Gestión recursos agua, Zona urbana, Política Estado, Programa, España.

870756. **Delimitación del sistema kárstico del manantial de Iturriotz (Trucios, Vizcaya): Su caracterización a partir del análisis del hidrograma.** CRUZ-SANJULIAN, J. J.; GARCIA-LATORRE, F., e IBARRA-LOZANO, V.

*Bol. geol. min.* (1986), vol. 97, núm. 6, 782-792, 7 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

\* Acuífero, Roca carbonatada, Hidrología karst, Manantial, Recarga acuífero, Aptiense, Barremiense, Urgoniano, Estiaje, Agotamiento, Vizcaya.

870791. **Cálculo del caudal máximo en un torrente de montaña para períodos de retorno conocidos.** JARDI, M.

*Estud. geogr.*, vol. 47, núm. 184, 301-311, esp., res. ing., fr., bibl. IGME.

\* Método estadístico, Caudal, Arroyo, Crecida, Escorrenia, Provincia Lérida.

870800. **Planificación hidrológica.** BENJUMEA, F.

*Rev. obras públicas*, núm. 3.252, 853-858, esp., bibl. IGME.

\* Legislación, Planificación cuenca hidrogeológica, Gestión recursos agua, España.

870918. **Medidas legales para frenar la sobreexplotación de acuíferos subterráneos.** PARRONDO, J.

*Rev. MOPU*, núm. 341, 16-21, esp., bibl. IGME.

\* Aguas subterráneas, Explotación, Legislación, Gestión recursos agua, Agotamiento, Descenso nivel de agua, España.

870921. **Mapa Hidrogeológico de Extremadura 1:300.000.** QUESADA, C.; LARREA, F.; GOMEZ DE LAS HERAS, J.; ALMOGUERA, J. JEREZ, F.; LAGARTOS, N., y SALVADOR, J.

*IGME-Junta de Extremadura*, 80 pp., 34 ref., esp., bibl. IGME.

\* Memoria explicativa, Mapa hidrogeológico, Antecám-

brico, Primario, Neógeno, Cuaternario, Acuífero, Captación agua, Calidad agua, Ensayo caudal, Extremadura.

## MINERALOGIA: GENERALIDADES

870893. **Desarrollo de un programa en Fortran para la interpretación de diagramas de polvo cristalino.** VALIN, M. L.; MOREIRAS, D., y SOLANS, J.

*Breviora Geol. Astúrica*, vol. 26, núm. 3-4, 17-25, 7 ref., esp., bibl. IGME.

\* Programa ordenador, Fortran, Diagrama polvo, Difracción, Estructura cristalina, Rutilo, Crisoberilo, Cuarzo, Cobre, Oxido, Fluoruro.

870906. **Cristalización de Estruvita y Newberita en gel de sílice. Morfología y hábito de crecimiento.** LOPEZ ACEVEDO, V.; MONTERRUBIO, S., y LUQUE DE VILLAR, F. J.

*Rev. mat. proc. geol.*, vol. 4, 11-28, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Experiencia, Síntesis, Estruvita, Newberita, Fosfato, Gel coloidal, Crecimiento cristalino, Hábito, Metodología.

## PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

870690. **Soil erodibility evaluation of soils near Antequera, southern Spain.** BERSMA, E.

*Univ. Murcia, Dep. Geogr. Fís. Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, 18-21, 3 ref., ing., bibl. IGME.

\* Erosión suelo, Ensayo in situ, Ensayo laboratorio, Metodología, Clasificación, Provincia Málaga.

870779. **El origen del Petróleo.** MELENDEZ HEVIA, F.

*Col-Pa*, núm. 37, 61-65, esp., bibl. IGME.

\* Génesis, Petróleo, Diagénesis, Catagénesis, Metamorfismo.

870793. **Caracterización química y mineralógica del Alfar de Badajoz.** MARTIN PATINO, M. T.

*Excav. arqueol. Esp.*, núm. 144, 337-347, 3 ref., esp., bibl. IGME.

\* Cerámica, Composición mineralógica, Análisis químico, Difracción RX, Histograma, Provincia Badajoz.

870811. **Evolución paleogeográfica miocena en el sureste de la Depresión del Duero.** ARMENTEROS, I.

*Stud. Geol. Salmant.*, vol. 23, 325-337, 19 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Abanicos fluviales, Sedimentación fluvial, Sedimenta-

ción lacustre, Medio continental, Paleogeografía, Mioceno, Cuenca Duero.

870817. **Depósitos carbonatados generados por tormentas en las calizas de Nieva, Devónico Inferior de la costa asturiana.** VERA DE LA PUENTE, C.

*Trab. geol.-Univ. Oviedo*, núm. 16, 77-85, 16 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Plataforma carbonatada, Medio alta energía, Tempestad, Caliza bioclástica, Estructura sedimentaria, Ripple mark, Devónico inf., Asturias.

870818. **Cambios laterales de facies en el Carbonífero del oriente de Asturias (Cordillera Cantábrica, norte de España).** VILLA, E.; NAVARRO, D., y LEYVA, F.

*Trab. geol.-Univ. Oviedo*, núm. 16, 87-102, 32 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Manto, Escama, Roca clástica, Caliza, Corte geológico, Fauna, Biostratigrafía, Carbonífero, Asturias.

810819. **Análisis estratigráfico y sedimentológico de la cuenca Estefaniense de Seberga, Región de Mantos, Zona Cantábrica.** COLMENERO, J. R., y BAHAMONDE, J. R.

*Trab. geol.-Univ. Oviedo*, núm. 16, 103-119, 38 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Estefaniense, Kasimoviense, Conglomerado, Arenisca, Roca clástica, Sedimentación marina, Sedimentación continental, Variación nivel, Transgresión, Estructura sedimentaria, Paleocorriente, Cono submarino, Asturias.

870820. **The Jurassic sedimentation in Asturias (N Spain).** VALENZUELA, M.; GARCIA RAMOS, J. C. y SUAREZ DE CENTI, C.

*Trab. geol.-Univ. Oviedo*, núm. 16, 121-132, 16 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Ciclo sedimentario, Sebkha, Plataforma carbonatada, Medio fluvial, Abanicos fluviales, Delta, Ichnitas, Jurásico, Asturias.

870883. **Influencia del óxido de hierro sobre las propiedades mecánicas a alta temperatura de las bauxitas re-fractarias.** CABALLERO, A., y DE AZA, S.

*Bol. Soc. Esp. Cerám. Vidr.*, vol. 26, núm. 2, 117-121, 7 ref., esp., res. ing., fr., al., bibl. IGME.

\* Bauxita, Material sintético, Material refractario, Oxido hierro, Propiedad mecánica, Alta temperatura.

870917. **Sedimentación carbonática actual y paractual en las Lagunas de Ruidera.** ORDOÑEZ, S.; GONZALEZ MARTIN, J. A., y GARCIA DEL CURA, M. A.

*Rev. mat. proc. geol.*, vol. 4, 229-255, 22 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Sedimentación fluvial, Sedimentación lacustre, Sedimentación carbonática, Caliza, Lámina delgada, Lago, Agua superficie, Hidrodinámica, Provincia Ciudad Real.

## PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

870754. **Petrología y geoquímica de la apófisis adame-lítica de Logrosán.** GUIJARRO, J.; MORENO GUTIERREZ, A., y GUTIERREZ MAROTO, A.

*Bol. geol. min.* (1986), vol. 97, núm. 6, 757-771, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Granito, Adamellita, Composición alcalina, Greisenificación, Silicificación, Análisis cuantitativo, Análisis elemento traza, Informe químico, Tratamiento datos, Coeficiente correlación, Diagramas, Provincia Cáceres.

870805. **El skarn de Carracedo (San Salvador de Cantamuda). Un ejemplo de mineralización pirometasomática en el N de la provincia de Palencia.** VINDEL, E.; MARTIN IZARD, A.; PALERO, F. J. y REGUILON, R.

*Stud. Geol. Salmant.*, vol. 23, 171-192, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Roca clástica, Roca carbonatada, Dique, Skarn, Metamorfismo de contacto, Metasomatismo, Yacimiento polimetalico, Paragénesis, Condición pneumatolítica, Estefaniense, Provincia Palencia.

870806. **Las rocas básicas y ultrabásicas en el extremo occidental de la Sierra de Avila, Provincias de Avila y Salamanca.** FRANCO, M. P., y GARCIA DE FIGUERO LA, L. C.

*Stud. Geol. Salmant.*, vol. 23, 193-218, 22 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Ultrabasita, Composición máfica, Afloramiento, Textura, Composición mineralógica, Metamorfismo regional, Anatexia, Aureola contacto, Apinita, Lamprófido, Provincias Avila, Salamanca.

870812. **La Unidad de Agualada, Borde O del Complejo de Ordenes (NO de España).** DIAZ GARCIA, F.

*Trab. geol.-Univ. Oviedo*, núm. 16, 3-14, 16 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Aloctonía, Gneis, Enclave roca, Roca ígnea, Metamorfismo fuerte, Facies eclogita, Microestructura, Paragénesis, Análisis cuantitativo, Orogenia hercínica, Deformación, Galicia.

870891. **Revisión e interpretación de los datos isotópicos de edad en las rocas del complejo de Cabo Ortegal, Galicia, NO de España.** MARCOS, A.

*Breviora Geol. Astúrica*, vol. 26, núm. 1-2, 1-10, 11 ref., esp., bibl. IGME.

\* Revisión, Datación, U-Pb, Rb-Sr, K-Ar, Isótopo, Ultrabasita, Eclogita, Granulita, Isocrona, Primario, Cabo Ortegal, Provincia La Coruña.

870892. **Sobre la naturaleza de los enclaves de la granodiorita precoz de Vivero, Lugo, NO de España,** GALAN, G.

*Breviora Geol. Astúrica*, vol. 26, núm. 1-2, 11-16, 12 ref., esp., bibl. IGME.

\* Granodiorita, Enclave roca, Ultrabasita, Tonalita, Diorita, Gabro, Monzonita, Corneana, Análisis modal, Provincia Lugo.

870894. **Características geoquímicas de las rocas básicas del complejo de Cabo Ortegal: Revisión de los datos existentes.** PEREZ-ESTAUN, A.

*Breviora Geol. Astúrica*, vol. 26, núm. 3-4, 26-32, 14 ref., esp., bibl. IGME.

\* Granulita, Anfíbolita, Composición máfica, Norma petrográfica, Basalto, Basalto toleítico, Metamorfismo catazonal, Informe químico, Cabo Ortegal, Provincia La Coruña.

870912. **Utilización de un programa de cálculo aplicado a la construcción de diagramas de Schreinemaker, tanto**

**en sistemas cerrados como abiertos.** BRANDLE, J. L., y FERNANDEZ SANTIN, S.

*Rev. mat. proc. geol.*, vol. 4, 127-158, 17 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Roca metamórfica, Roca ígnea, Sistema cerrado, Sistema abierto, Condición presión-temperatura, Representación gráfica, Programa ordenador.

## YACIMENTOLOGIA DE METALES

870755. **Metalogenia de las mineralizaciones argentíferas del Sistema Central: Zona de Tamajón-Campillo de Ranas (Sierra de Guadarrama).** MONTERRUBIO, S.; LUNAR, R., y VINDEL, E.

*Bol. geol. min.* (1986), vol. 97, núm. 6, 772-781, 18 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Indicios minerales, Plata, Filón, Yacimiento hidrotermal, Paragénesis, Pizarra, Génesis yacimiento, Provincia Guadalajara, Sierra de Guadarrama, Hercínico Centro.

870802. **Las mineralizaciones uraníferas del C. E. G. en la provincia de Salamanca.** MARTIN IZARD, A.

*Stud. Geol. Salmant.*, vol. 23, 7-59, 10 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Uranio, Indicios minerales, Roca metasedimentaria, Yacimiento hidrotermal, Control litológico, Control tectónico, Génesis yacimiento, Paragénesis, Orogenia hercínica, Provincia Salamanca.

870909. **Los placeres tipo deluvial de Fuentes de Oñoro (Salamanca).** FORT, R.

*Rev. mat. proc. geol.*, vol. 4, 71-89, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Granito, Arena, Arcosa, Coluvión, Aluvión, Placer, Estañ, Mineral pesado, Granulometría, Provincia Salamanca.

## YACIMENTOLOGIA DE SUSTANCIAS NO METALICAS

870769. **A Stephanian bauxite from Oejo de la Peña, León.** SAVAGE, J. F., y KRIEST, J.

*Breviora Geol. Astúrica*, vol. 28, núm. 1-2, 1-3, 16 ref., ing., bibl. IGME.

\* Bauxita, Control tectónico, Discordancia, Estefaniense, Alteración meteórica, Provincia León.

## SUELOS

870691. **Calcretes in south-eastern Spain. Genesis and geomorphic position.** BLUMEL, W. D.

Univ. Murcia, Dep. Geogr. Fís.

*Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, 23-26, 8 ref., ing., bibl. IGME.

\* Pedogénesis, Costra calcárea, Caliche, Acción climática, C14, Provincias Almería, Murcia, Alicante.

870692. **Primeras evaluaciones de la capacidad de infiltración en suelos de la comarca del Campo de Alicante.** BRU, C., y CUENCA, A.

Univ. Murcia, Dep. Geogr. Fís.

*Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, 27-30, 3 ref., esp., bibl. IGME.

\* Suelo, Infiltración, Ensayo in situ, Dato, Histograma, Provincia Alicante.

870707. **Influence of landscape on the physical and morphological properties of soils from Aljarafe, SW Spain.** MORENO, F.; MUDARRA, J. L., y VINAS, A.

Univ. Murcia, Dep. Geogr. Fís.

*Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, 105-108, 3 ref., ing., bibl. IGME.

\* Suelo, Suelo rojo, Estructura suelo, Propiedad física, Degradación, Provincia Sevilla.

870709. **Thermoluminescence dating of sediments from fossil red soil in the Region of Valencia, Spain.** PROSZYNSKA, H.

Univ. Murcia, Dep. Geogr. Fís.

*Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, 113-114, ing., bibl. IGME.

\* Paleosuelo, Suelo, Suelo rojo, Datación, Termoluminiscencia, Aluvión, Pleistoceno, Provincia Valencia.

870711. **Variaciones espaciales de infiltración y su relación con la textura de los suelos en el NE de la provincia de Granada.** ROMERO DIAZ, M. A.

Univ. Murcia, Dep. Geogr. Fís.

*Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, 121-126, 11 ref., esp., bibl. IGME.

\* Variación espacial, Infiltración, Suelo, Balance agua suelo, Textura, Histograma, Provincia Granada.

870809. **Características químicas y mineralógicas de suelos desarrollados sobre material básico del gran dique de Alentejo-Plasencia.** CEMBRANOS, M. L.

*Stud. Geol. Salmant.*, vol. 23, núm. 299-312, 5 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Roca madre suelo, Roca ígnea, Estructura suelo, Propiedad química, Arcilla mineral, Mineralogía arcilla, Alteración meteórica, Provincias Cáceres, Badajoz, Avila.

## GEOFISICA

870770. **Una hipótesis sobre la estructura geológica profunda causante de la anomalía magnética regional de una parte del área del manto de Mondoñedo.** ALLER, J.  
*Breviora Geol. Astúrica*, vol. 28, núm. 1-2, 4-12, 11 ref., esp., bibl. IGME.

\* Manto, Anomalía magnética, Anomalía regional, Roca ígnea, Susceptibilidad magnética, Modelo, Simulación, Arco astúrico.

870914. **Prospección gravimétrica del Campo de Calatrava (Ciudad Real).** BERGAMIN, J. F.

*Rev. mat. proc. geol.*, vol. 4, 185-202, 17 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Granito, Unidad tectónica, Orogenia hercínica, Antecámbrico, Primario, Levantamiento gravimétrico, Anomalía Bouguer, Anomalía residual, Provincia Ciudad Real.

## FISICA DEL GLOBO

870762. **Geodesia espacial. Sistemas de referencia y geodinámica.** CATALAN, M.

*Bol. inf.-Serv. Geogr. Ejército* (1986), núm. 62, 7-36, 20 ref., esp., bibl. IGME.

\* Geodesia, Geodinámica, Método satélite, Deriva Polo, Rotación, Láser, Método matemático.

870763. **Aplicaciones de la teledetección espacial al medio marítimo litoral.** BERNAL, E.

*Bol. inf.-Serv. Geogr. Ejército* (1986), núm. 62, 37-55, 20 ref., esp., bibl. IGME.

\* Teledetección, Medio litoral, Medio marea, Cartografía, LANDSAT, Imagen, Andalucía, Mar de Alborán, Atlántico Nordeste.

870788. **Estructura física básica y formación de Andalucía y sus áreas marinas próximas.** COMPAN, D.

*Cuad. geogr. Univ. Granada*, núm. 12, 127-138, 60 ref., esp., bibl. IGME.

\* Tectónica placas, Movimiento placas, Colisión placas, Rotación placas, Microplaca, Compresión tectónica, Orogenia alpina, Paleogeografía, Tectonofísica, Falla, Isostasia, Andalucía, Africa del Norte, Mar de Alborán.



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA  
Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid

Centro de Publicaciones  
Ministerio de Industria y Energía

ISSN 0366 - 0176